

Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfológiájának értékeléséhez

DR. JAKUCS LÁSZLÓ

a földrajzi tudományok kandidátusa

Ismeretes, hogy a karsztos kőzetek és morfológiai sajátosságaik érése során kialakuló jellegzetes térbeli karszthidrográfia a mészkőterületeknek a többi kőzetekből felépültekkel szembeni egészen szignifikáns fejlődésmenetében nyilvánul meg. A különféle karsztfejlődéstani iskolák (CVIJIČ 1893, 1895, 1918, 1923, 1924, 1926, A. PENCK 1904, GRUND 1903, 1912, 1914, KATZER 1909, CHOLNOKY 1916, 1917, 1928, 1932, 1939, KREBS 1929, O. LEHMANN 1932, H. LEHMANN 1948, 1954, 1956, BOURGIN 1942, 1947, APRODOV 1948, GVOZDETZKIJ 1947, 1949, 1950, TROMBE 1947, 1951, 1952, 1956, CORBEL 1951, 1952, 1959) annak a korai felismerésnek az alapján állva alakították ki, ill. értékelték a karsztos denudációt, amely szerint a denudáció a *térbeli karsztos hidrográfiai rendszer kifejlődésének függvényében* eredményezi az elkülönülő fejlődési stádiumokra jellemző morfológiai formaelem komplexumokat. Így, noha az egyes klasszikus szerzők álláspontja és megfogalmazása között bizonyos részletkérdésekben olykor jelentős felfogásbeli viták is kialakultak (GRUND, KATZER, LEHMANN), alapjaiban mindegyik szerző egyetértett abban, hogy a karszt morfológiai fejlődésmenetében az alábbi lépcsők — mint mennyiségi állapotok minőségi tükröződései — lényegileg benne foglaltatnak:

1. *A denudáció juvenilis stádiuma*: korróziós térbeli hidrográfiai rendszer kialakulása, a karr- és dolinaképződési folyamat megindulása.

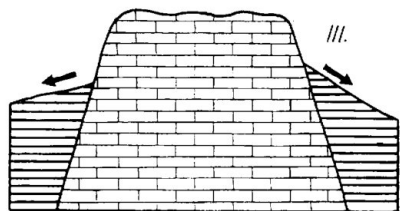
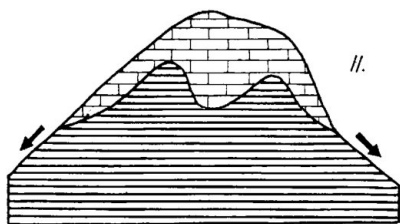
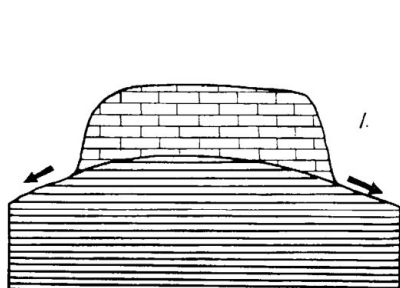
2. *A denudáció maturus stádiuma*: tágas barlangüregek, földalatti folyóhálózatok kifejlődése, nagymértékű dolinasodás, uvala- és poljeképződés, s végül

3. *A denudáció szenilis stádiuma*: a karszt tönkösödése, ill. megszűnése.

Bár a kérdést főként az idézett szerzők már rengeteg oldalról megvilágították, sőt H. LEHMANN már a karsztosodás klímaövekhez igazodó folyamat-specifikációit és a dinamizmus intenzitáskülönbségeit is széleskörűen beépítette az ismeretanyagba, a karszt-denudáció egészének problémakörét még ma is vitathatónak, sőt tisztázatlannak tartó szerzőkkel (BULLA 1950, 1954, BÖGLI 1951, 1956, 1960, CORBEL 1959, KÁDÁR 1954, TELL 1961 stb.) kell egyetértenünk. H. LEHMANN kivételével, aki mellékmondatú megjegyzéseket tett a karsztokban jelenlevő „endogén” (karsztvíz) és „exogén” (kívülről származó más víz) vizek szerepéről, tudomásunk szerint még sehol sem vizsgálták meg pl. annak a kapcsolatnak a karszt-denudáció minőségi determinálásában kifejtett hatását, amely kapcsolat valamely karsztos földrajzi táj és annak nemkarsztos földrajzi környezete között jelentkezik. Így e tanulmány, mely két évtizedes hazai és európai adatgyűjtő kutatómunka tapasztalatainak értékelésén alapul, azoknak az eltérő denudációs folyamatok és morfológiai állapotok különbségeknél a genetikus bemutatását szeretné megkísérteni, amelyek

éppen a fentebb jelölt kapcsolati összefüggésekből realizálódóan differenciálják a karsztcsodó táj sajátos formajellegeit.

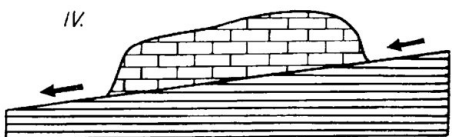
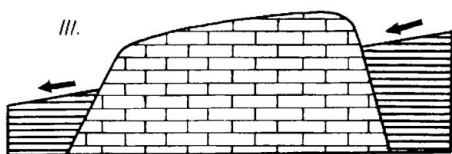
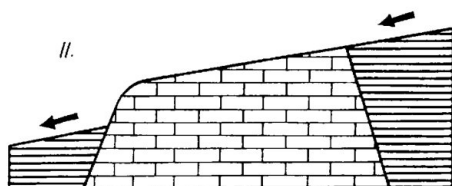
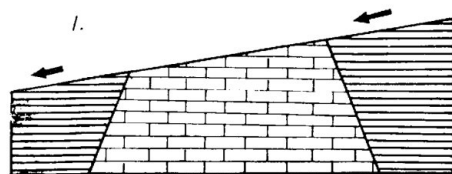
A földtani, ill. hegyszerkezeti településmód és a mészkőnek a nemkarsztos környezetéhez viszonyított orográfiai helyzete alapján feltétlenül el kell különítenünk egymástól a karsztok két alapvető típusát, az *A-típusú (autogén)*



1. ábra. Az A-típusú (autogén) karszt elvi fajtáinak sémavázlatai

Схемы принципиальных видов (автогенного) карста типа «А»

Diagrams of theoretical kinds of A-type (auto-genic) karst



2. ábra. A B-típusú (allogén) karszt elvi fajtáinak sémavázlatai

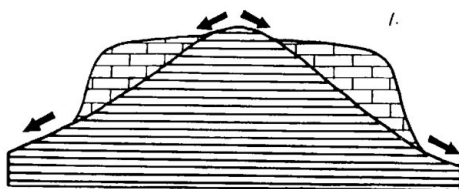
Схемы принципиальных видов (аллогенного) карста типа «В»

Diagrams of theoretical kinds of B-type (allogenic) karst

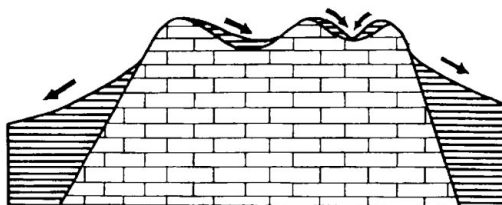
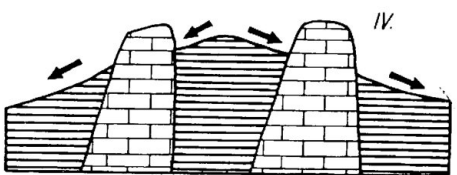
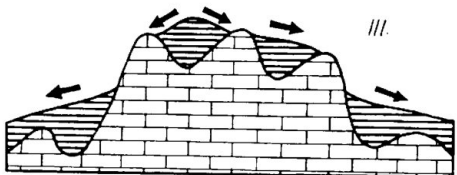
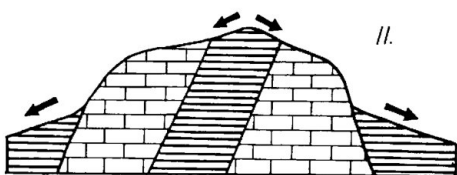
és a *B-típusú (allogén)* karsztot. A karsztdenudáció ugyanis e típusok szerinti döntő különbségekkel megy végbe, s a típusokra jellemző nagyon is specifikus geomorfológiai állapotkifejlődéshez vezet (JAKUCS 1960).

Autogén (A-típusú) karsztnak nevezzük azokat a mészkő facieseket, amelyek térszínileg kiemelkedett és a nemkarsztos kőzetekből felépített környezetükhöz viszonyítva magasabb vízhelyzetben fekszenek. Ily módon a nemkarsztos kőzetekből álló környezeti felszínekről származó és a karszt irányába folyó vízáramlások lehetősége kizárt. Az autogén karsztnál mindig a karszt felől, a karsztból folyik a víz az alacsonyabb fekvésű nemkarsztos tér-

színek felé. A karszt hidrográfiájában tehát csakis a karszttérszínen beszivárgott saját karsztvíz jön számításba genetikus tényezőként. Az autogén karsztok csoportjába tartoznak többségükben a *szigetkarsztok* és legtöbb esetben a *magashegységi* karsztok is. (Az A-típusú karsztok elvi fajtáinak sémáit az 1. ábra tünteti fel. Az ábra vázlataival kapcsolatosan megjegyzem, hogy azokat az autogén karsztban tetszőleges irányban felvett szelvénytémáknak kell tekinteni.)



3. ábra. A B-típusú (allogén) karszt elvi fajtáinak sémavázlatai
Схемы принципиальных видов (аллогенного) карста
типа «В»
Diagrams of theoretical kinds of B-type (allogenic) karst



4. ábra. B-típusú karszt szelvénye, mely a korábbi A-típusú karsztból felszíni talajképződés (terra rossa) hatására fejlődött ki

Разрез карста типа «В», преобразованного из прежнего карста типа «А» под влиянием поверхностного почвообразования (terra-росса)

Profile of B-type karst, developed from the former A-type karst as a result of surface soil-formation (terra rossa)

Allogén (B-típusú) valamely karszt akkor, ha a mészkőtömegnek a nem-karsztos kőzetekből felépített környezettel kapcsolatos geográfiai település-viszonya olyan, hogy nemkarsztos térszínekről származó lineáris vízfolyások a mészkőzónához juthatnak. Az allogénitás ismérve tehát valamely karsztnál az, hogy a karszt hidrográfiájában idegen (nemkarsztos) térszínekről odakifolyt vizek is szerepet játszanak. (Az allogén karsztok sémaelvéit a 2. ábra tünteti fel.)

Gyakran a karsztos tömeg teljességében A-típusúnak tűnik, részleteiben azonban mégis B-típusú. Ilyen esettel akkor állunk szemben, ha egy nagyobb kiterjedésű – egyébként települési globalitásában autogén ismérvű – karszt-plató kőzetanyagában szingenetikusán beletelepült, vagy posztgenetikusan (tektonikusan) becsipett idegen és impermeabilis kőzetek is jelen vannak, és

ezek helyenként a felszínre bújnak. E típus (3. ábra) magyarországi példájaként a Bükk-hegység Nagy-platójára utalunk.

Gyakori az az eset is, hogy az orográfiaiilag tiszta autogén karsztplató fejlődési jellege a denudáció előrehaladott fázisában fokozatosan a B-jellegű folyamat felé tolódik el, pusztán a karsztfelszínen felhalmozódó korróziós reziduumtermékek, a terra rossa, vagy a növényzet által kialakított humuszos talajtakaró megvastagodásának a hatására (4. ábra).

Általánosságban megállapítható, hogy kizárólagos típustisztasággal a természetben csakis az autogén karszt hidrológiai jellege fordulhat elő, míg az allogén karsztok geomorfológiai arculatában a B-típusú bélyegek mellett az A-típus hidrológiai és forma-jegyei is mindig exponálódnak.

A dolgozat a továbbiakban a denudáció eltérő karsztfolyamati és formabeli tükröződésének elemzését tartalmazza, a fent megjelölt típusfeltételek adottságaiban.

Az autogén karszt denudációjának jellemzői a helyi karszterózióbázis változatlanságának esetében

Az autogén (A-típusú) karsztdenudáció kiinduló állapotát a helyi erózióbázis fölé emelkedő mészkőtömegekben tanulmányozhatjuk. A folyamat megindulásának alapvető litológiai feltétele a kőzet repedés- és litoklázis rendszerének primér adottsága. Mint ismeretes, ez a feltétel a természetben előforduló mészköveknél a legtöbb esetben már diagenetikusan biztosított. Tercier vagy annál idősebb mészköveken a legtöbb esetben posztgenetikus geomechanikai hatások érvényesülése is kimutatható (SCHMIDT 1954, 1957), nemegyszer orogenetikus fázisokkal szinkronizálható módon is. *Ily módon a kőzet réspérmeabilitása a karsztdenudáció lefolyásának általánosan adott feltételbeli tulajdonságaként tekintendő.*

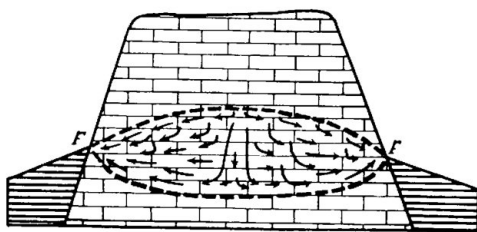
A helyi erózióbázis fölé emelkedő mészkőtömegekre hullott csapadék tehát már a denudációs időszak legelején a réshálózatba tud szivárogni, s ott az összlet egészére nézve háromdimenziós hidrokarbonátos oldódást fejt ki. A korróziós felső karsztzóna vertikális mélysége azonban a közép- és kelet-európai, valamint az ugyancsak vizsgált mediterrán területi karsztoknál ritkán nagyobb 15–20 m-nél, azaz a beszivárgó víz, szénsavtelítettségének mértéke szerinti oldómunkát csak eddig a mélységig végez. A BÖGLI (1960) és ERNST (1964) által megvilágított *keveredési korrózió* ugyan egyes speciális esetekben még mélyebben is eredményezhet újbóli rövid élettartamú és lokalizált reagressziválódást, ennek statisztikus értelmezésű nagyságrendisége azonban a jelzett szint alatt a denudáció minőségét determináló egyéb faktoroké alatt marad. VENKOVITS (1949), TROMBE (1952, 1956) és JAKUCS (1960, 1966) méréssorozatai szerint így a karsztok mélyebb szintjébe jutó gravitációs résvíz az esetek döntő többségében már statisztikusan mészsav-egyensúlyban van, ami — figyelembe véve a szénsavas oldáshoz szükséges reakcióidőket (BÖGLI 1957, LAPTYEV 1939, 1949, MARKÓ 1961, PAPP 1954, PIA 1953 stb.), az egységnyi víztömegekre jutó érintkező mészkőfelület nagyságát, valamint a gravitációs alászivárgás roppant lassúságát (KESSLER 1956) — szükségszerű következménye a víz adott kémiai és fizikai állapotjelzőinek.

Az oldási fok és határmélység természetesen nagy mértékben függ a terület mértékadó klímajellemzőitől, szignifikánsként a csapadék abszolút

értékeitől és eloszlásától, továbbá az ezek függvényeként kifejlődő pedoszféra-tól és vegetációképtől. A klimatikus okokra visszavezethető korrózió fokbeli különbségeket LEHMANN, BÜDEL, CORBEL, nálunk pedig BULLA (1954) és SZABÓ (1956, 1957) részletesen tanulmányozták. E helyen azonban erre a körülményre éppen csak utalnunk kell, hiszen a klimatikus eltéréseknek a denudáció dinamizmust befolyásoló hatásai az általunk tárgyalt karsztdenudációs folyamatot kvalitatíve alig érintik.

Ismeretes, hogy a leszálló gravitációs karsztvíz vertikális irányú haladásának alsó határát a helyi erózióbázis által megszabott szinthezvetű karsztvíz-telítettségű nívó, ill. — ha a karsztkőzet mélységi kiterjedése kisebb — a víz-záró fekérdőteggel függve tartott karsztvíztelítettségű nívó szabja meg. E víz-részecskék mozgásirányát e nívószint („karsztvízszint”) alatt már nem köz-vetlenül a gravitáció, hanem a hidrosztatikai nyomás alatt álló, térszerűen kom-munikáló résrendszerekben érvényesülő hidrodinamikai és depressziós tör-vényszerűségek határozzák meg (LOUIS 1956, NÉMETH 1959, LEBEGYEV 1963). Amíg azonban a vízrészecske nem éri el a telítettségű szintet, nem hat reá hidrosztatikai nyomás, ami megbolygathatná a kőzet felső 15–20 m-es zóná-jában már létrejött szénsav-mész oldategyensúlyát. Így a karsztban kialakul egy olyan övezet, ahol a kőzet primér réshálózatát az alászivárgó karsztvíz már nem oldja, nem tágitja, hanem csak az adhézión és gravitációs erők eredő-jének mértékében alászivárgási útként használja. Ez a semleges, a karsztfolya-mat szempontjából inaktív szféra annál vastagabb, minél magasabbra emel-kedik a karsztfelszín a karsztvíznívó, ill. az ezt meghatározó lokális karszt-erózióbázis fölé.

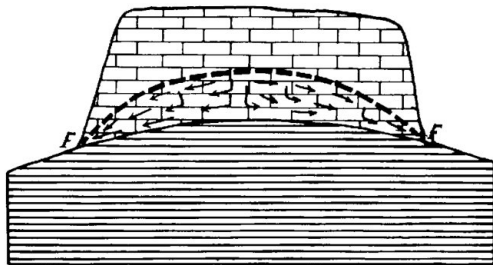
Ismeretes, hogy a karsztvíznívó a közettömeg belsejében a depressziós ponttól (forrástól) távolodva megemelkedik, s a helyi erózióbázis felől a karszt kőzontja felé domborodó síkú, ún. „óraüveg” felületet ad (GRUND 1912, HORUSTZKY F. 1942). Ez a jelenség annál kifejezettebb, minél fiatalabb a karszt, ill. minél szűkebb kapacitású a primér réshálózat az egységnyi idő alatti víz-átbocsájtás szempontjából. De még a fejlett litoklázisrendszerű kőzet sem képes a háromdimenziós térben alászivárgott víznek visszaduzzasztás nélküli egy-síkú, kétdimenziós elfolyást biztosítani a forrás irányába. Amíg azonban a



5. ábra. Az autogén karszt lencsezónája a karszterózióbázis szintjénél mélyebbre terjedő mészkőösszlet esetében. — F = a forrás helye. A nyílak a víz áramlási irányait jelzik

Зона линзы автогенного карста в случае, когда толща известняка залегает ниже базиса карстовой эрозии. — F = место источников. Стрелки показывают направления течения воды

Pocket zone of autogenic karst in case of series of limestone strata extending below the base level of karst erosion. — F = the place of spring. Arrows indicate the direction tendencies of streaming water



6. ábra. Az autogén karszt lencsezónája „támaszkodó karszt” esetében. — F = a forrás helye. A nyílak a víz áramlási iránytendenciáit jelzik

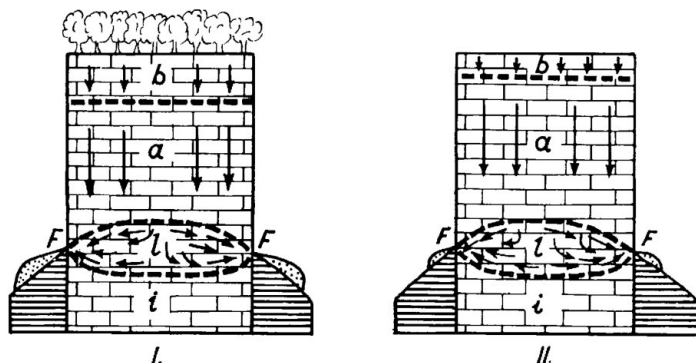
Зона линзы автогенного карста в случае «опирающегося карста». — F = место источников. Стрелки показывают тенденции направления течения воды

Pocket zone of autogenic karst in case of „reclining karst”. — F = the place of spring. Arrows indicate the direction tendencies of streaming water

karsztvíztelítettségi felület nívójának depressziója annál nagyobb, minél fejletlenebb a réshálózat, a karszt közettömegének belsejében annál vastagabb az a zóna is, amelyben a vizek áramlásirányait a forráspont depressziós helyzete határozza meg. Így tehát a karsztvíznek a forrás felé tartó áramlása nem síkban, hanem térben történik. A statisztikusan horizontális mozgásirányú vízrézecskekkel jelzett kőzetzóna vertikális metszeti képe lencsére emlékeztető azokban a karsztmasszívumokban, amelyeknek mészkőösszlete a forrás-nívóhoz viszonyított nagyobb mélységekbe is aláhúzódik (5. ábra). Azoknál az autogén karsztoknál viszont, ahol a karsztvízlencse térbeli helyzetét nem a helyi karszterózióbázis határozza meg, hanem a mészkő fekvését képező vízzáró rétegek („függő karsztvíz”), a lencse természetesen csak fölfelé domború, alsó síkja pedig az impermeábilis fekvő síkjához igazodó (6. ábra).

A karsztvízlencsében az összes hasadék, repedés vízzel van kitöltve, s így a lencsében mozgó vízrézecskek megnövekedett hidrosztatikai nyomás hatása alá kerülnek. A karsztvíz tehát a lencsében ismét oldóképesse válik, s a reá ható nyomásnövekedés, valamint az oldatban és a vele érintkező légbuborékokban jelenlevő egyensúlyi szabad szénsav ezzel kapcsolatos aktiválódása függvényében oldani fogja a kőzet anyagát (JAKUCS 1960, 1966). A nyomásnövekedés legkifejezettebben a lencse alsó határsíkjában érvényesül, ezért itt lesz a szekundér oldás hatásfoka is a legerősebb.

A másodlagos korrózió következtében azonban nemcsak a lencse horizontális litoklázisrendszerei távolulnak ki, hanem ez a hatáseredmény — az oldásos litoklázistágulás révén megkönnyített vízfolyás miatt — visszahat magára a lencse domborúságára is, amelynek felső síkját ellaposítja, s így a vízre ható hidrosztatikai nyomást is csökkenti. Ezért már a karsztfejlődési



7. ábra. Az autogén karszt denudációs övezetei a karsztfejlődés első időszakában a közephegységi (I) és a magashegységi (II) kifejlődésekben. — b = beszivárgási zóna, I-nél erős, II-nél gyenge mészkoldással; a = alászivárgási gravitációs zóna, mészkoldás nélkül; l = lencsezóna, másodlagos nyomásos mészkoldással; F = forrászóna, I-nél erős, II-nél gyenge mésztufa lerakódással; i = inaktív mélykarszt zóna. A forráshelyek alatti pontozással jelölt terület a mésztufaüledék felhalmozódását jelenti

Денудационные зоны автогенного карста в первой стадии карстообразования в среднегорных (I) и высокогорных (II) условиях. — b = зона инфильтрации с сильным (у типа I) и слабым (у типа II) растворением известки; a = гравитационная зона фильтрации без растворения известки; l = зона линзы с растворением известки под вторичным давлением; F = зона источников с мощными (у типа I) и маломощными (у типа II) накоплениями известковых туфов; i = неактивная зона глубокого карста. Точечная площадь под местами источников означает накопление известково-туфовых отложений

Denudation zones of autogenic karst in the first stage of karst-landscape development in case of mountains of medium height (I) and high mountains (II). — b = infiltration zone, with intense (case I), and slight lime solution (case II); — a = infiltration gravitational zone, without lime solution; l = pocket zone, with secondary pressure lime solution; F = spring zone, with intense (case I), and slight calcareous-tufa deposition (case II); i = interactive deep-seated karst zone. The territory marked by dots under the spring spots indicates the accumulation of calcareous-tufa deposits

folyamat kezdeti szakaszában kialakult a lencsefelület *nívóegyensúlya*, amely (a karsztra hulló különböző nagyságrendű csapadék okozta rövid idejű nívófelszín eltolódásokat leszámítva) lényegében már nem változik a karsztdenudációs folyamat későbbi fázisaiban sem.

A 7. ábrán ennek értelmében feltüntetjük az autogén karszt jellegzetes denudációjának övezeteit a karsztfeljlődés első szakaszában, mégpedig külön a középhegységi, a vegetációval fedett (I. figura), és külön a magashegységi A-típusú karsztok esetében (II. figura).

A karsztból a forrásoknál felszínre törő víz felszabadul a lencsében uralkodó hidrosztatikai nyomás alól, s ennek következtében a lencsebeli plusz nyomás hatására feloldott mészsanyagot lerakja *forrásmészke*, mésztufa felhalmozás formájában.

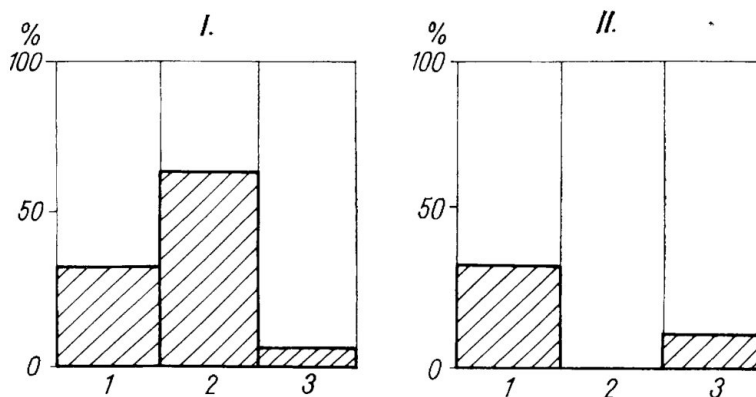
Ha a forrásnál a külszíni levegő CO_2 -tartalmának parciális nyomása kisebb, mint a karsztfelszínbe beszivárgó vízre közvetlenül a résrendszerbe jutás előtt ható levegő CO_2 -parciális nyomása volt, akkor a karsztvíz CO_2 -tartalmának részbeni leadása miatt is rak le a víz mésztufát a forrásnál. Ez a körülmény azonban csak a növényzettel és humuszos talajtakaróval fedett felszínű karsztok esetében játszhat igen komoly szerepet, ahol a korhadó falevelekkel, gyökerekkel stb. teli talajon átszivárgó csapadékvíz szénsavtartalma jelentősen feldúsulhat. A magashegységi karsztokban, ahol a kőzetet nem fedi humuszos talajréteg, és ahol nem él növényzet a karsztfelszínen, ez a hatás kizárt, s a karsztvízlencse nyomásos mészlódásból eredő mésztufa lerakódásához egészen alárendelt nagyságrendi szereppel csupán a hőmérsékleti tényező járulhat még hozzá. Nevezetesen az a körülmény, hogy a mészkőfennsík tetején hidegebb lehet a levegő hőmérséklete, mint az alacsonyabb fekvésű forrásvölgyekben. Minthogy azonban ez a hatás nagyságrendileg alig számításba vehető fontosságú a talajatmoszféra szerepével szemben, ezért azt tapasztaljuk, hogy a magashegységi karsztok forrásainak mésztufa felhalmozódása mindig lényegesen kevesebb a középhegységi és a mediterrán területi karsztok forrásaiénál. A tárgyalt különbségeket az Alpokban, az Appenninekben, a Dinaridákban és a Kárpátokban végzett felméréseink összesítő értékelése alapján készült 8. ábránk szemlélteti.

A karsztmasszívumban a lencsezóna alatti mélyebb fekvésű kőzetregiók nem játszanak szerepet a karszt denudációjában. Itt ugyan a kőzet repedései nyomás alatti vízzel vannak kitöltve, ez a víz azonban nem vesz részt a karsztvíz *hidrográfiai körforgásában*, s emiatt tartós fiziko-kémiai egyensúlyi állapot alakul ki, oldás nélkül. A karsztnak ezt a zónáját *inaktív mélykarsztnak* neveztük el.

A karsztmasszívum lencsezónájáról elmondottakból következik, hogy abban a legintenzívebb mészlódási tendencia a lencse fenéknívójának közelében alakul ki. Emiatt a lencsezóna fő áramlási síkja is a lencsetest alsó határaihoz kerül közel, hiszen idővel itt mutatkozik a vízszállító repedések leghatározottabb korróziós kibővülése. Ez a szint, tehát a karsztos korróziós üreg- és vízjáratképződési szint az inaktív mélykarszt-zónával is rendelkező karsztmasszívumban a forráshelyek szintje *alatt* fekszik.

A karsztdenudáció előrehaladása során a *karsztvíztükör alatti korróziós barlangképződésre* vezethet a vázolt folyamat. Az esetlegesen barlanggá alakuló, kibővülő karsztvízcsatornák a lencsetest alján többnyire horizontálisan elhelyezkedők és a forrás közelében meredekebben *emelkedők* lesznek (*Vauchuse* forráscsatorna típus).

A karsztos denudáció a továbbiakban a felszínen az egyre nagyobb mérvű dolinásodásban tükröződik. A dolinaképződési folyamat azonban csak a felső 15–20 m vastagságú *beszivárgási* kőzetzónában (b-zóna) játszódik le, a kőzet repedéshálózatának jelentékeny korróziós kibővülése, a hasadékok időn-



8. ábra. A középhegységi (I) és a magashegységi (II) típusú A-karsztok forrásai mésztufa felhalmozódásainak genetikai diagramjai. — 1 = a karsztvízelence nyomásos mészdoldásából származó mésztufa lerakódás; 2 = a beszivárgási és a forrástérség eltérő CO_2 -parciális nyomásából származó mésztufa lerakódás, azaz a b-zónában feloldott mészkiválása; 3 = a forrásvíz fölmelegedéséből eredő CO_2 -vesztés okozta mésztufa lerakódás. Megjegyzendő, hogy a diagram 100%-os értéke mindkét esetben a középhegységi típusú mésztufalerakódás teljes mennyiségére van vonatkoztatva

Диаграммы генетики известково-туфовых отложений источников среднегорных (I) и высокогорных (II) карстов типа «А». — 1 = известково-туфовое отложение, образованное растворением известняков карстовой воды линзы под давлением; 2 = известково-туфовое отложение, образованное в результате различного CO_2 -парциального давления на территориях инфильтрации и источников, то есть, осаждение известняков, растворенной в зоне б; 3 = известково-туфовое отложение, образованное потерей CO_2 вследствие нагревания воды источника. В диаграмме 100%-ая величина в обоих случаях принята за все количество известково-туфового отложения среднегорного типа

Genetic diagrams of calcareous-tufa accumulations of springs in the A-type karst-landscapes of high mountains (II) and of mountains of medium height (I). — 1 = calcareous-tufa deposition coming from the pressure dissolution of karstwater pockets; 2 = calcareous-tufa deposition caused by the different CO_2 -partial pressures in the infiltration-, and spring zones, i. e., the precipitation of the lime dissolved in the b-zone; 3 = calcareous-tufa deposition caused by loss of CO_2 due to the warming-up of the spring water. It is to be noted that the 100% value of the diagram refers — in both cases — to the total volume of calcareous-tufa deposition of Type I.

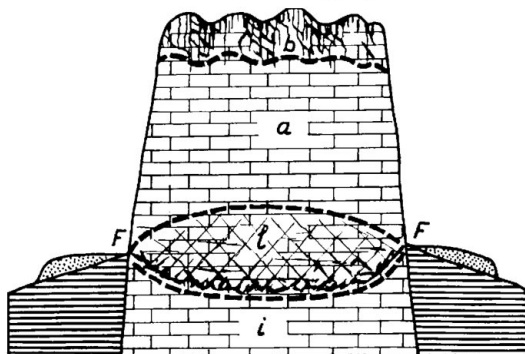
kénti összezáródása s a térszín utánarogyásos süllyedése útján. A dolinaképződésben nyilvánuló karsztérés süppedési folyamata viszont a b-zóna alsó határának is egyre mélyebbre tolódását eredményezi (9. ábra).

Az autogén karsztok denudációjának második szakaszát tehát az az időtartam jelenti, amely alatt az *alászivárgási gravitációs zóna* (a-zóna) — a b-zóna folyamatos térszíni lejjebb ereszkedése során — végül is elfogy, s a b-zóna korróziós övezete a lencsezónáéval közvetlenül érintkezővé válik. Amikor a b-zóna a lencsezónával már közvetlenül érintkezik, a karszt a denudáció harmadik, utolsó szakaszába lép be.

Láttuk, hogy a fejlődés első és második szakaszát a lencsezónában a korróziós üregkioldás, üregbővülés jellemezte. A harmadik szakaszban ez a folyamat megáll, sőt visszafejlődik. Most ugyanis már nincs jelen az a-zóna, amely korábban megakadályozta, valósággal kiszűrte a víz által a felszínről besodort oldási maradékot, és mállásos eredetű szilárd hordalékanyagot, s így az most a b-zóna és lencsezóna egymással összeköttetésbe jutott tágult hasadékein, csatornáin át mind belemosódik a lencsezónába, ahol a járatok eliszaposítását eredményezi. Amíg tehát a második szakaszban a b-zónában a vertikális jára-

toknak egyre fokozottabb feliszapolódása következett be (geológiai orgona képződése), a harmadik szakaszban e folyamat a lencsezóna horizontális vízjárataira terjed át.

A denudáció második szakaszában egyébként pontosan ez a b-zónában fennrekedő és helyenként felhalmozódó agyagos, terra rossa üledékanyag



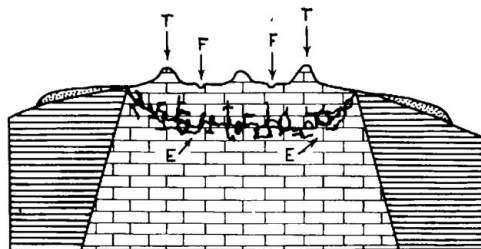
9. ábra. Az autogén karsztok denudációjának második szakasza. A b-zóna dolinásodása, az a-zóna vékonyodása, a lencsezóna korróziós üregesedése. A forráshelyek alatt pontozással jelölt üledék a mésztufa felhalmozódását jelenti. A magyarázathoz l. még a 7. ábrát

Вторая стадия денудации автогенных карстов. (Развитие карстовых долин в зоне b, уменьшение мощности зоны a, развитие коррозионных полостей в зоне линзы. Отложение, изображенное точками под местами источников, означает накопление известкового туфа

Second stage of autogenic karst denudation. Zone b becoming more and more doline-like, thinning of zone a corrosional cavitation of pocket zone. The deposit under the spring spots marked by dots indicates the accumulation of calcareous-tufa. To the explanation see also Fig. 7.

játszik döntő szerepet a b-zónabeli karsztdenudáció hatásainak síkbeli kiegyenlítésében, kiegyensúlyozásában. Azáltal ugyanis, hogy a kialakult dolinák fenekére a terra rossa vízzáró réteggé összemosódik, a karsztdenudációnak e kezdetben jobban kitett helyek az areális csapadékkorróziós hatástól elszigetelődnek, s így most a korábban kevésbé denudált köztes dolinagerincek megtámadottsága válik kifejezettebbé. (Az időlegesen bedöglött dolinák klasszikus példáiként a Karlovac-i karsztfennsík, valamint a Jósavafő melletti Vöröstói-úvala dolinái szolgáljanak.)

E folyamat statisztikus végeredményeként a karsztfennsík denudációja a plató minden részletében közel egyenletes eredőjűvé válik, s a plató jelleg



10. ábra. Az autogén karsztok denudációjának harmadik szakasza: a peneplenizálódó karszt. — F = felszíni vízfolyások; T = mészkő tanuhegyek; E = eliszaposodott, megszűnt üregek a régi lencsezónában

Третья стадия денудации автогенных карстов: карст в стадии пенеппенизации. — F = поверхностные водотоки; T = известняковые останцы; E = заиленные бывшие полости в старой зоне линзы

Third stage of autogenic karst denudation: the peneplanating karst. — F = surface water streams; T = limestone monadnocks; E = silted-up, ceased cavities in the former pocket zone

konzerválódására vezet, annak ellenére is, hogy a teljes platóra vonatkoztatott arealitás kisebb helyi és időegységeinek denudációjában nagy dinamikai különbségek mutathatók ki. Végeredményként — a b-zóna és a lencsezóna fokozatos egybeolvadása és elvékonyodása mellett — befejeződik a karszt *tönkösödése*, ill. a vízzáró feküretteg történő lepusztulása (10. ábra).

Láttuk, hogy az a-zónának a karsztdenudáció lefolyásában minőségi szerepe nincsen, a folyamatban csupán a lepusztulás időtartamát meghatározó szerepet játszik. Minél nagyobb ugyanis a karsztdenudáció kezdetekor az a-zóna vastagsága, annál hosszabb idő alatt zajlik le a teljes lepusztulás. A lefelé harapódzó b-zóna ugyanis annál későbbben képes a tartalék szerepét betölteni a-zónát felemészteni. Ez másként úgy is megfogalmazható, hogy minél magasabbra emelkedik a helyi erózióbázis szintje fölé valamely mészkőtömeg, annál több ideje van a korróziós karsztdenudációnak az egyre nagyobb mérvű felszíni karsztos formaképzésre. A karsztosodás végbemenetelének jellegén minőségi változást nem eredményez ilyen értelemben az sem, ha valamely autogén karsztból — annak eleve adott kis relatív szintmagassága miatt — már a folyamat kezdetén is hiányzik az a-zóna.

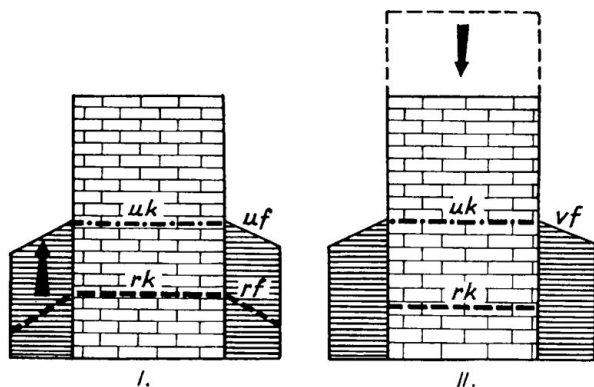
Az autogén karszt denudációjának jellemzői a helyi karszterózióbázis időközbeni változásainak esetében

Eddig az A-típusú karsztfejlődést abban a feltételezett ideális esetben vizsgáltuk, amikor a karsztos összletre jellemző helyi erózióbázis (a forráshelyek nívószintjei) a karsztosodási időtartam alatt nem változtak meg. A természetben előforduló autogén karsztok esetében azonban az erózióbázis változatlanságával gyakorlatilag csak azoknál a karsztmasszívumoknál számolhatunk, amelyekben a forráshelyeket, s így a karsztvízlencse helyzetét is, egy vízzáró feküretteg szabja meg, s amelyeknél ezért az egész mészkő-rétegsor résztvesz a karsztosodásban.

Ezzel szemben az *inaktív mélykarszt övezettel* is rendelkező karsztmasszívumoknál a valóságban a karsztosodási időtartam alatt erősen meg szoktak változni a karsztra érvényes helyi erózióbázisok, ami viszont mindenkor a denudáció sajátos eredmény különbségeiben tükröződik vissza. Kéregszerkezeti, orogenetikus mozgások vagy a karszt környezetének erős akkumuláció miatti viszonylagos *megemelkedése* következtében a korábbi időszakban érvényesült karszterózióbázishoz képest egy magasabb erózióbázis-nívó alakulhatott ki (11. ábra I. és II. esete). Legtöbbször azonban az újabb erózióbázis mélyebb szintű a réginél. Ez a karsztmasszívum tektonikus kiemelkedésekor, ill. a megcsapoló vízelvezető völgyek regressziós mélyebbre vágódásakor szokott bekövetkezni (12. ábra I. és II. eset).

A karszterózióbázis szintjének megváltozását előidéző hatóokok tehát többfélék lehetnek, végeredményként azonban a karsztos közettömeg viszonylagos kiemeltségét vagy megsüllyedtségét eredményezik. Az alábbiakban a karsztdenudációnak ezekre a változó erózióbázis viszonyokra érvényes lefolyását tekintjük át.

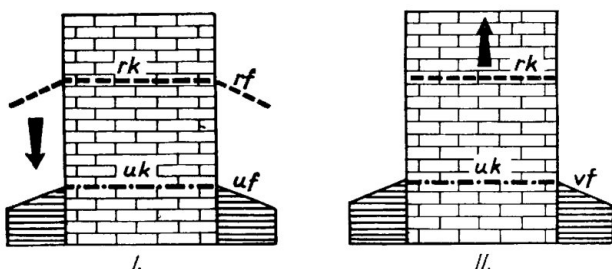
Az erózióbázis viszonylagos megemelkedése, ill. ami ezzel egyértelmű: a karsztos hegytömeg viszonylagos lesüllyedése azáltal, hogy a karsztosodó közettömeg lencsezónáját formáló korróziós szintet magasabb, második nivóra emeli fel, lényegében a *denudáció időtartamának megrövidülését* eredményezi.



11. ábra. A karsztos erózióbázis nivójának megváltozása a karsztos blokk vízzáró környezete nívószintjének emelkedése esetében (I) és a karsztos blokk tömegének viszonylagos megsüllyedése esetében (II). — uk = új karszterózióbázis nivó; rk = régi karszterózióbázis nivó; uf = az erózióbázis új szintjét meghatározó vízzáró réteg fiatal térszine; f = az erózióbázis régi szintjét meghatározó vízzáró réteg változatlan nívószintű felszíne. A nyílak a térszin nívóváltozásának jellegét jelölik

Изменение базиса карстовой эрозии в случае поднятия горизонта водоупорного окружения карстового блока (I) и относительного опускания массива карстового блока (II). — uk = новый базис карстовой эрозии; rk = старый базис карстовой эрозии; uf = молодая поверхность водоупорного слоя, определяющая новый базис эрозии; rf = неизменный горизонт водоупорного слоя, определяющий старый базис эрозии. Стрелки показывают характер изменения поверхности

Change of the base level of karst erosion when the level of the impermeable environment of a karst block rises (I) and when the mass of a karst block relatively sinks (II). — uk = new base level of karst erosion; rk = former base level of karst erosion; uf = young relief of the impermeable bed determining the new level of erosion base; rf = relief with unchanged level of the impermeable bed, determining the former level of erosion base. Arrows indicate the character of level changes of the relief



12. ábra. A karsztos erózióbázis nivójának megváltozása a nemkarsztos környezet tektonikus vagy eróziós folyamatú nívószint-csökkenése esetében (I) és a karsztos blokk tömegének viszonylagos kiemelkedése esetében (II). — uk = új karszterózióbázis nivó; rk = régi karszterózióbázis nivó; uf = az erózióbázis új szintjét meghatározó vízzáró réteg eredeti térszine; rf = az erózióbázis régi szintjét meghatározó vízzáró réteg változatlan nívószintű felszíne. A nyílak a térszin nívóváltozásainak jellegét mutatják

Изменение базиса карстовой эрозии в случае понижения поверхности некарстового окружения благодаря тектоническим или эрозионным процессам (I) и относительного поднятия массива карстового блока (II). — uk = новый базис карстовой эрозии; rk = старый базис карстовой эрозии; uf = первоначальный горизонт водоупорного слоя, определяющий новый базис эрозии; vf = неизменный горизонт водоупорного слоя, определяющий базис эрозии. Стрелки показывают характер изменений поверхности

Change of the base of karst erosion where the level of the non-karstic environment is sunk owing to tectonic or erosional processes (I) and in case of a relative rise of the mass of the karst block (II). — uk = new base level of karst erosion; rk = former base level of karst erosion; uf = the original relief of the impermeable bed determining the new level of erosion base; rf = the original relief of the impermeable bed determining the former level of erosion base; vf = relief with unchanged level of the impermeable bed determining the level of erosion base. Arrows indicate the feature of level changes of the relief

A régi lencsezóna most belekerül az új állapotnak megfelelő inaktív mélykarszt övezetbe s inaktivizálódik. A mélykarsztba süllyedt régi lencsezóna üregei továbbra is teljesen ki vannak töltve karsztvízzel. E karsztvíz hidrosztatikai nyomás alatt áll, azonban a víz cserélődése, áramlása megszűnik, vagy olyan nagy mértékben csökken, hogy emiatt az oldásos üregek további bővülési folyamata is leáll. Minthogy azonban ezekben az üregekben most már nincsen számottevő vízáramlás, következésképpen nem jut beléjük semmiféle agyagos üledék sem, ami idővel az üregekben leülepedhetne, feltölthetné és megszüntethetné azokat. Emiatt a fosszilis lencsezóna korróziós üreghálózatai — esetleg száz vagy több száz méter mélységben is a karszteróbázis új szintje alatt — földtörténeti értelemben véve hosszú időközön át konzerválódhatnak, mint a karszt mélyének üreges, kifejezetten karsztvíztároló övezetei.

Mivel az ilyen övezetek vízjáratai valamikor a lencsezónában képződtek, mégpedig a horizontálisan mozgó karsztvíz hatására, így most is e vízjáratok egymással horizontális nagy kiterjedésű összeköttetéssel jellemzettek. A karsztvíznívónál mélyebben történő bányászati munkáknál éppen emiatt az ilyen mélyre került lencsezónabeli üregből származó *karsztvízbetörés* katasztrófális szokott lenni, olykor megállíthatatlan.

Feljebb láttuk, hogy az erózióbázisnak a karsztosodás közbeni viszonylagos megemelkedése a karsztdenudáció időtartambeli lerövidülését eredményezi. A tétel azonban megfordítva is érvényes: ha egy karsztos tömbben a lepusztulás időtartamának lerövidülését észleljük, ebből a karsztos tömegnek a denudációs fázis alatti viszonylagos megsüllyedéseire lehet következtetnünk. Valamely karsztos területen viszont az eltelt aktív karsztosodási időszak hosszát a dolinasodás mértékéből ítéldjük meg. Minél rövidebb ugyanis — egyébként azonos kőzettani, éghajlattani stb. feltételek mellett — a karsztosodási idő, annál kisebb a dolinasodás foka.

A fentiekből a gyakorlat számára következik: *Azoknak a karsztos területeknek a környezetében, amelyek felszíne csak kevésbé dolinasodott, a karsztvíznívó alatti bányáskodás kifejezetten veszélyes, a végzetessé válható karsztvízbetörések fokozott lehetősége miatt. Ezzel szemben az erősen dolinasodott felszínű, hosszú karsztos denudációs időre utaló karsztok körzetében a mélyszerű bányáskodás karsztvízveszélye lényegesen alárendeltebb.*

A hazai kőszénbányászat tapasztalatai is e tételt igazolják. A legkifejezettebben karsztvízveszélyes bányavidékeink (Dorog, Tokod, Tatabánya stb.) karsztfelszínein csak alig van dolinasodás, míg ugyanakkor az erősen dolinasodott felszínű mecseki karszt körzetében a mélyszerű bányászatnak lényegesen kevesebb problémát okoznak a karsztvízbetörések.

Nyilvánvaló, hogy egy bányaterületen a karsztvízbetörés lehetőségét még számos egyéb körülmény (pl. a tektonikai mozgási síkok száma, helyzete, nyitottsági foka stb.) is nagy fontossággal befolyásolja, s a legveszélyesebb pártákat kijelölhetőségét lehetővé teszi. Mégis őszintén reméljük, hogy e felismerés talán közelebb visz azoknak a váratlan karsztvízbetöréseknek a megértéséhez, amelyek nem a vetők mentén szoktak jelentkezni, s olykor ennek ellenére is az egész bányát menthetetlenül elárasztják karsztvízzel. Az ilyen vízbetörések *várható helyeit* egy bányaművelésben, sajnos, a mai tudásunk mellett előre még valószínűsíteni sem lehet. De a különösen veszélyeztetett *szintek*, a levett egykori lencsezónák helyzetének meghatározása útján, hozzávetőleges pontossággal kiszámíthatók.

Az erózióbázisnak a karsztosodás közbeni viszonylagos süllyedése, ill. ami

ezzel egyértelmű: a karsztos tömb viszonylagos kiemelkedése azáltal, hogy a lencsezóna mélyebbre tolódik s így a karszt a-zónája megvastagodik, lényegében a denudációs idő hosszabbá válását eredményezi. Az ilyen karsztokon — éppen a hosszabb karsztosodási időtartam miatt — kifejezettebben láthatóvá válik a dolinasodás, amelynek mértéke tehát nem magának a denudációnak az előrehaladottságát, hanem csak az egyébként teljesen viszonylagos denudációs időtartam objektíve lefolyt hányadát jelöli.

A karsztos lepusztulás közben viszonylagosan kiemelkedett autogén karsztban a volt lencsezóna a karszt a-zónájába kerül, s az erózióbázis által meghatározott újabb szinten most újabb lencsezóna fejlődik ki. A magasabbra helyeződött régi lencsezóna üregei szárazzá válnak, s a korábban nyomás alatti, vízzel kitöltött korróziós üregekbe, hasadékokba levegő hatol. Ha hosszantartó volt e régi lencsezóna korróziós aktivitási periódusa, akkor *inaktív korróziós forrásbarlangok* megjelenése mutatja most e volt lencsezónabeli szintet. Ha viszont a megelőző periódus rövidebb volt, vagy éppen összeesett a karszt-korrózió dinamizmusára kedvezőtlenül ható glaciális periódusokkal, akkor csak egy tágultabb hasadékokkal, korrodált falú repedéshálózatokkal átjárt közetszint jelzi azt a karsztos tömb belsejében.

A lencsezónában keletkezett nyomási korróziós barlangokra egyébként mindig jellemző és a genezist biztosan felismerhetővé tevő ismérvek az elmondottakból következnek:

1. A barlang bejárati nyílása (a régi forráshely) magasabban fekszik, mint a barlang többi szakasza, ezért a többé-kevésbé horizontális szakaszokba csak a volt forráskürtőkön való leereszkedés után juthatunk. (Példaként utalunk a lillafüredi István-barlangra, vagy a pilisi Legény-barlangra stb.)¹

2. A barlangnak kifejezett egysíkú fenék- és tetőszintje nincsen. Szűkebb korróziós folyosók, csatornák nagyobb, tágasabb — ugyancsak korróziós — termekkel vannak összeköttetésben. Sok a korróziós kürtő s az üregek különböző talpszint-magasságokban helyezkednek el.

3. A barlangoknak patakmedrei és eróziós sziklaszínlői nincsenek.

4. A barlangok alaprajza inkább szeszélyes labirintusra emlékeztető, nem pedig egy folyórendszer térképére: a központi főágra és beletorkoló mellékágakra.

5. A kőzet korábbi tektonikus preformációjának irányai a barlang alaprajzi irányaiiban nagymértékben kifejeződnek.

Az ilyen lencsezónabeli nyomás alatti karsztvíz által kioldott barlangok megjelenési formáikban, de genetikájuk hasonlóságában is sokban emlékeztetnek a melegvíz által kioldott hidrotermális barlangokra. Nálunk ebbe a típusba tartozik pl. a lillafüredi István-barlang, a pilisi Legény- és Leány-barlang, s lehetne rajta vitatkozni, hogy pl. a Sölymári-, Mátyáshegyi-, Pálvölgyi- és Ferenchegyi-barlang képződésében is nem játszott-e a lencsezónabeli hideg karsztvíz a melegvíznél döntőbb genetikai szerepet?

A felemelt és így inaktivizálódott régi lencsezónabeli üregek, hasadékok a karszt gravitációs zónájában (a-zóna) a már telített mészsodatként tekinthető alászivárgó karsztvízzel kerülnek érintkezésbe. Ez a víz most a szabad lég-térrel és légcserre lehetőségével is rendelkező üregekben széndioxidot tud leadni, s így itt cseppkőlerakást végezhet. A cseppkőképződési folyamat idővel az üregek kitöltését, az evakuációs terek megszüntetését eredményezi.

Az autogén karszt üregeiben azonban a cseppkőképződésnek csak az egyik, a CO₂-vesztési feltétele van adva. Az allogén karsztok később tárgyalandó

barlangjainál oly nagy szerepet játszó aktív lencsezónabeli nyomásos cseppkőképződés feltételei itt hiányoznak, hiszen a karszt a-zónájában vagyunk, ahol a vízre még nem hat említésre méltó hidrosztatikai nyomás. *Emiatt az autogén (A-típusú) karsztok korróziós barlangüregeinek cseppkövesedése mindig kisebb mérvű lesz, mint az allogén (B-típusú) karsztok aktív lencsezónájában kifejlődő eróziós barlangalagutak cseppkövesedése.* (A pilisi Legény-barlangban és az aggteleki Béke-barlangban ez irányban végzett összehasonlító vizsgálataink szerint pl. a pilisi barlang egységnyi mennyezeti falfelületén csak 10–15%-os a cseppkőképződés a Béke-barlang mennyezeti falfelülete egységnyi területének 100%-ával szemben.)

Összefoglalva az autogén karsztos denudációra vonatkozó legfontosabb megállapításainkat, a következőket kell leszögeznünk:

1. A mérsékelt égövi autogén karsztok legfelső 15–20 m-es b-zónájában változó intenzitású mészlódás miatti dolinaképződés, karrosodás folyik, ami — ha a denudációs időtartam hosszú — jellegzetes karsztos platófelszint alakít ki.

2. A karrosodás és dolinaképződés a karsztfelszíneken döntő mértékben a növényzethez és a kapcsolódó humuszos talajréteg jelenlétéhez kötött korróziós folyamat.

3. A karszt második szinttáji zónájában (a-zóna) mészlódási folyamat nincsen, csak mészlérakási folyamat abban az esetben, ha az a-zónában szabad légterrel is rendelkező, szellőzött üregek, hasadékok vannak.

4. Az a-zónában ilyen üregek akkor fordulnak elő, ha a karsztosodó hegytömb a karsztosodási idő során a nemkarsztos környezethez viszonyítva kiemeltebb helyzetbe kerül. Ezek a barlangok többnyire nem nagyok, labirintus alaprajzúak, kiterjedésükben nemcsak horizontális, hanem — különösen a régi forrásszáj közelében — vertikális irányok is szerepet játszanak, s általános morfológiai jellegeikben a hévizes barlangokra emlékeztetők.

5. A karsztosodási denudációs folyamat *időtartama* viszonylagos és nem objektív, amely egy ugyanazon kőzetanyagú, éghajlatú stb. területen belül is a köztömb a-zónájának vastagságától függően változik. Bizonyos tektonikai, vagy a karszton kívüli lepusztulási folyamatok, ill. üledékfelhalmozódások hatására ugyanannak a karsztmasszívumnak is megváltozhat a denudációs dinamikája.

6. A karszt lencsezónájában nyomás alatti horizontális vízáramlás korróziós üregképző tevékenysége a jellegzetes. A lencsezóna felső szintje, az ún. karsztvíztükör a forráshelyek szintje fölé domborodik, míg e zóna alsó szintje — hacsak ebben egy vízzáró feküreg nem akadályozza meg — az erózióbázis szintje alá domborodik.

7. Az inaktív mélykarszt-zóna a karszt denudációjának minőségében semmilyen szerepet nem játszik.

8. A magashegységi kopár karsztok forrásainak felszíni mésztufa akkumulációja mindig lényegesen kevesebb a középhegységi típusú karsztok forrásainál.

9. A kevésbé dolinasodott felszínű karsztok körzetében a karsztvíznívó alatti bányaművelés sokkal veszélyesebb, mint az erősen dolinasodott felszínű karsztok körzetében. A karsztvízbetörések valószínűsége ugyanis fordított arányban áll a felszín karsztosodottságának mértékével.

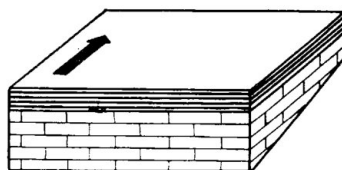
10. Az autogén karszt barlangjainak cseppkövesedése kisebb mértékű a hasonló korú allogén karszt eróziós üregeinek cseppkövesedésénél.

Az allogén (B-típusú) karsztdenudáció

A természetben a karsztok többsége allogén; azaz nemkarsztos térszínekről származó idegen vízfolyások is szerepet játszanak a karszt hidrográfiai, sőt morfológiai képeinek formálásában. Ez a szerep a karsztosodás minőségi lefolyását döntő mértékben szabályozza, ugyannyira, hogy a karszt denudációja mind dinamikájában, mind geomorfológiai eredményeiben, sőt az egyes

13. ábra. A vízzáró fedőréteggel takart mészkő esete a fedett B-típusú karszt alapvető formája. — A nyíl a felszín lejtősödésének irányát jelöli
Основная форма покрытого карста типа «В»: известняк, покрытый водоупорным слоем. (Стрелка показывает направление наклона поверхности)

Limestone overlain by an impermeable upper bed is the standard form of the covered, B-type karst. — Arrow indicates the direction of the sloping of the relief



szakaszok objektív időtartamaiban is sajátosan, az autogén karsztokétól eltérően alakul.

A geomorfológusok korábban az autogén és allogén karsztosodás alapvető különbségeit, sőt a karsztok arculatát formáló egymással ellentétes erőknek a tendenciáját vagy nem ismerték fel, vagy nem hangsúlyozták eléggé, s emiatt számos jelenséget nem sikerült helyesen értelmezni. Azok a bizonytalanságok, amelyek pl. a karsztok völgyeinek származtatása kérdésében a különböző szerzők állásfoglalásait és vitáit jellemzik, lényegében mind erre a kérdésre vezethetők vissza. *A karsztosodás, a karszt morfológiai arculata genetikájának maradéktalan értelmezhetősége szempontjából elengedhetetlenül fontos az autogén és allogén denudációs tényezőknek különbségeikben és együttes komplexumukban való tanulmányozása.*

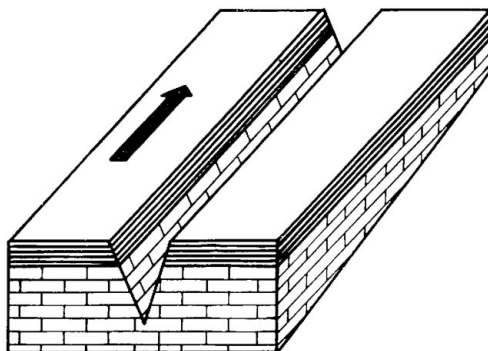
Az allogén karsztdenudáció tanulmányozását azzal az esettel kell megkezdennünk, amikor az autogén karsztosodás csaknem teljesen kizárt a folyamatból, tehát ahol a B-típusú karszt denudációjának jellegei a legtisztábban elkülönítve figyelhetők meg. Ilyen esettel azokon a karsztokon találkozunk, amelyeknek vékonyabb-vastagabb nemkarsztosodó, vízzáró kőzetből álló takarójuk van (13. ábra).

Az impermeábilis rétegekkel takart mészkőtömegben nincs meg az A-típusú karsztosodás lehetősége. Így, amidőn a nemkarsztos felszínbe vágódó eróziós folyóvölgyek átfűrészelik a nemkarsztos közettakarót, a fejletlen

14. ábra. A nemkarsztos térszínen kialakult eróziós völgmélyülés epigenetikusán átöröklődik a mészkő-összletre is

Эрозионное долинное углубление, образованное на некарстовой поверхности, эпигенетически передается по следствию и в толщу известняков

The erosional valley deepening developed on a non-karstic relief is epigenetically transmitted also to the series limestone strata



litoklázishálózattal rendelkező mészkő a vele csak lineárisan érintkezésbe kerülő folyó vizét a mederágban képtelen elnyelni. Az eróziós völgyképződés ezért a *nemkarsztos magasabb felszínről epigenetikusan átöröklődik a mészkőzónára is (14. ábra).*

Természetesen attól az időponttól számítva, amikor a vízmeder már a mészkőben vágódik tovább, a mészkő litoklázisrendszerén át megindul a víz egy részének alászivárgása is. Ezzel a jelenséggel kezdetét veszi a fedett karszt korróziós (A-típusú) denudációja is.

Mint ahogy azonban a mészkőfelszín csak lineárisan kerül érintkezésbe a vízzel, a karsztmasszívumba jutó víz mennyisége — különösen a folyamat kezdeti szakaszában — jóval kevesebb, mint az areálsan karsztosodó nyílt felszíni autogén karsztok esetében. Ezért a mészkő járatainak korróziós kitérülése mind a b-zónában, mind a lencsezónában csak nagyon lassan halad előre.

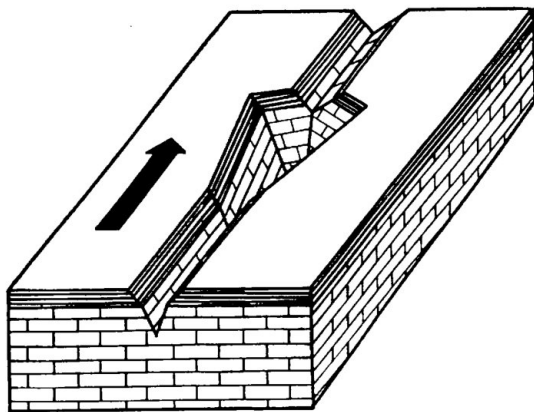
Mindaddig, amíg a lineárisan támadó A-típusú karsztosodás a mészkő primér réshálózatát annyira ki nem tágítja, hogy a karszt kifejlődő korróziós vízjáratai végül is valamely völgytengelyi ponton képesek lesznek határozottan megcsapolni a felszíni folyót, sőt annak vizét teljesen el is nyelik, a mészkőfácies völgyeinek eróziós mélyülése a felszínen folyik tovább.

Ha a karszt nemkarsztos fedőtakarója tökéletesen vízzáró réteg volt, amely korrózióképes vizet gyakorlatilag nem bocsátott át magán a karszt számára, akkor a mészkőösszlet mélyebb korróziós járatainak kidolgozottsága olyan lassan halad csak előre, hogy mire a karszt a folyó vizének megcsapolásához elegendő tágasságú csatorna- és repedéshálózattal rendelkezne, a folyamatos eróziós völgybevágódás egészen a karszt talpáig, a karsztvízszintig előrehalad. Nézetünk szerint a karsztok mély, szurdokszerű völgyei (Békás-szoros, Tordai-hasadék, Sajó-völgy, Szádelői-völgy, Sztracennai-völgy, Máriaremeteiszurdok, Cuha-völgy stb.) mind így keletkeztek, nem pedig barlangok mennyezetének felszakadásával. E tekintetben tehát ismét igazolódnak LÁNG (1937) és az időben őt követő szlovák geomorfológusok tézisei, melyek a CHOLNOKY-iskola beszakadásos völgykeletkezését vitatják.

Ha a karszt átöröklött, epigenetikus eróziós völgyeinek mély bevágódása során a karsztfelszínekről is lepusztul részben vagy egészen a vízzáró takaróréteg, s egyidejűleg megindulhat a mészkő intenzívebb, most már areális autogén karsztosodása is, rendszerint annyira kifejlődik a lencsezóna járatainak kidolgozottsága, hogy még az epigenetikus völgyképződés teljes befejeződése előtt képes lesz a karszt a folyó vizének alulról történő lecsapolására. Ezt a jelenséget a folyó *mélységi lefejezésének*, *b a t ü k a p t ú r á n a k* neveztük el, s a karsztokban szerte a Földön igen gyakori törvényszerű jelenségnek nyilvánítottuk (JAKUCS 1956, 1957; 15. ábra).

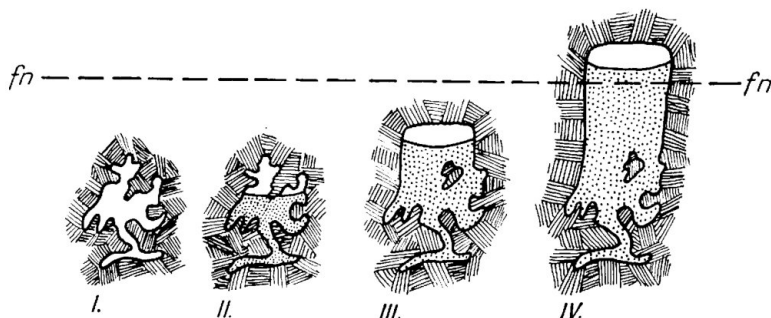
A külszíni folyómederből a karszt mélyére átöröklött vízfolyás természetesen a föld alatt is ugyanolyan eróziós hatásfokú marad, mint a felszínen volt, hiszen vízgyűjtő területe, annak közettani felépítése és a víz hordalékosszege, összetétele a lefejezéstől nem változott meg. Sőt, a meder esésszögének elkerülhetetlen növekedése a bazális erózió dinamizmusfokának továbbfokozását is maga után vonhatja. Így a felszín alatt a lineáris folyóvízi eróziós völgyalakító processzus tovább végzi munkáját.

A két eróziós szintet összekötő víznyelőcsatornában különösen felerősödik az eróziós üregtágítás hatásfoka, lévén a meder esési szöge itt a legmerevekebb. Ez olyan nagy energiájú és dinamizmusfokú üregtágítási tempót jelent az autogén karsztosodul lassú korróziós üregbővülésével szemben, hogy



15. ábra. A mélységi lefejezés (batükaptura) fogalma epigenetikus mészkővölgyben, ponorképződéssel
 Понятие глубинного перехвата реки в эпигенетической известняковой долине с образованием понора
 The notion „vetrical capture” (bathycapture) in epigenetic limestone valleys with development of light holes

valóságos revolúciós fejlődéslépcsőként teljesen a törmelékerózió erőművi munkája veszi át a karszteszaternák továbbalakításának szerepét, s ettől kezdve a karszt üregeinek formálásában a karsztvíz korróziós üregtágító hatása szinte kikapcsoltnak vehető.



16. ábra. A lencsezónabeli fölfelé vágódó B-vízi eróziós barlangmagasodás. — I = a lencsezóna A-típusú víz által kioldott csatornájának keresztmetszete; II = az előbbi üregbe bejutó B-víz törmelékét rak le a járat aljára, s a csatorna tetőszelvényét eróziósan bővíti fölfelé; III = a forrásnívó síkja (f_n) irányába, fölfelé történő eróziós barlangmagasodás, s egyidejűleg az üledéklerakódás folyamata addig növeli a járat szelvénymagasságát, amíg végülis ... IV = ... kialakul az egyensúlyi állapot; a forrásnívó síkja és a vízfolyás megkívánta esési szög által meghatározott szinten
 Развитие пещеры по высоте в зоне линзы, вызванное потолочной эрозией воды типа «В». — I = поперечный разрез канала зоны линзы, оформленного растворяющей деятельностью воды типа «А»; II = проникающая в эту полость вода типа «В» откладывает наносы на дно заходки и эрозионной работой увеличивает ее наверх; III = развитие пещеры по высоте, в направлении горизонта источников (f_n) и одновременный процесс осадконакопления увеличивают высоту походки до тех пор, когда ..., IV = создается равновесное состояние в горизонте, определенном горизонтом источников и необходимым для водотока углом падения

Upward-cutting, B-type karst-water erosional cave-heightening. — I = cross-section of the channel dissolved by A-type karst-water) in the pocket-zone; II = the B-type karst-water coming into the said cavity deposits waste matter to the floor of the passage and enlarges its roof section by erosion; III = the erosional heightening of the cave tending upwards in the direction of the spring level (f_n) and — simultaneously — the process of sediment-deposition are increasing the profile height until at last ... — IV = ... the state of equilibrium takes place on a level determined by the spring level and the angle of slope required by the water stream

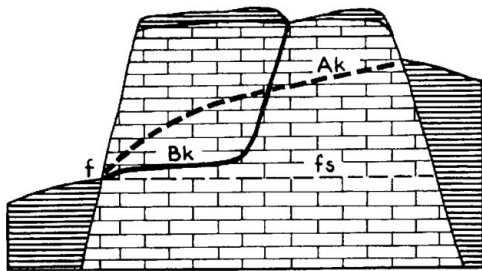
A megcsapolás után hirtelen és erősen kitáguló vertikális vízjáratok a folyó vizét és az általa szállított különböző szemmagyságú törmelékanyagot is a karszt mélyére vezetik, ahol azok a lencsezóna A-típusú korróziós üregrendszerébe jutnak. Mint láttuk, a lencsezóna nyomásos oldással bővült vízjáratai a karsztvízlencse fenékrégiójában, a források nivósíkja *alatt* helyezkednek el. A lencsezóna allogén üregeibe betörő víz emiatt a magával sodort rengeteg törmelékanyagot a karsztcsatornákból nem képes a forrásrégióban felszínre sodorni, s emiatt különösen a görgetve szállított hordalék a járatokban akkumulálódik. *Ez a körülmény a járatok keresztmetszetének elszűkülését s a víznek bennük való sebesebb áramlását eredményezi.*

A lencsezóna forrásszint alá leszorított csatornáiban sebesen áramló erodáló allogén víz így a lebegtetve szállított törmelék segítségével érthető módon most a csatornák *mennyezeti* részét pusztítja mindaddig, ameddig a barlang tetősíkja fokozatosan mindenhol a forrásnívó szintje fölé magasodik, s ezáltal megszűnik a B-vízet sebes áramlásra készítő szifonhatás. *Az üregtágulás tehát a karszt lencsezónájában az allogén víz hatására alulról fölfelé harapódzó lineáris erózióval történik. (16. ábra).*

A B-típusúvá alakult vízcsatorna mennyezeti erodálási folyamata azonban természetesen csak addig tart, ameddig a barlangfolyosó szelvénye teljes hosszában fel nem magasodik a forrásnívó és a vízfolyás mennyisége által meghatározott karsztbeli *B-típusú erózióbázis szintjéig*. Ez a szint nem azonos az autogén karszt lencsezónájának felső tükörsíkjával, hanem annál sokkal laposabban, enyhébben domborodó felület, amely a hegy belsejében is csak néhány méterrel van feljebb a forrásszintnél. A karsztvízlencse jóval domborúbb felső síkjáig már azért sem fűrészelheti fel mennyezetét a patak, mert az esetben a víz esése erősebbé válna, s a barlangi patak ismét bevágná magát saját üledékébe. Kialakul tehát a *B-típusú barlang mennyezetének egyensúlyi nivóállapota*, ami a B-típusú karsztbeli víztükör áramlási nivóegyensúlyát tükrözi.

Az allogén jellegű karsztban tehát így két karsztvízszint alakul ki. Az A-karsztvízszint azonos a lencsezóna felső síkjával, a B-karsztvízszint eróziós csatornája pedig ez alatt húzódik, s a forrásnívó elméleti síkja fölé csak jelentéktelenül domborodik (17. ábra).

Kézenfekvőnek tűnne az a feltevés, hogy a lencsezóna közepében kialakuló tágas allogén csatorna az A-karsztvízszint meredek domborulatát megszünteti. A valóságban azonban ez nem következik be, hiszen a lencsezónába alulról fölfelé befűrészelt eróziós csatorna mennyezeti síkja még sokáig nem jelent a lencsezóna magasabb helyzetű A-karsztvíz tömege szempontjából depressziós tengelyt. A lencsezóna korróziósan tágult vertikális vízjáratai



17. ábra. A B-típusú karsztok kettős karsztvízszintjének értelmezése. — Ak = A-karsztvízszint, azaz az A-típusú lencsezóna felső síkja; Bk = B-karsztvízszint, azaz az eróziós barlangfolyosó kifejlődési szintje; fs = forrásnívó elméleti síkja; f = forrás

Толкование двойного уровня карстовых вод карстов типа «В». — Ak = уровень карстовых вод «А», то есть, верхний горизонт зоны линзы типа «А»; Bk = уровень карстовых вод «В», то есть, горизонт эрозийного коридора пещеры; fs = теоретический горизонт источников; f = источник

Interpretation of the double karst-water levels of B-type, karst landscapes. — Ak = A-karst-water level, i. e., the upper level of A-type pocket zone; Bk = B-karst-water level, i. e., the level of erosional passage development; fs = theoretical spring level; f = spring

ugyanis korábban a lencsezóna fenékrégiójában létrejött horizontális vízjáratokhoz kapcsolódóan fejlődtek ki. Számukra tehát továbbra is ezek a szingenetikus horizontális vízjáratok biztosítanak az elfolyási csatlakozást, nem pedig a posztgenetikus — lényegében a karsztosodási folyamatától idegen genetikájú — allogén vízcsatorna. Sőt, éppen ellenkezőleg, azt kellett észlelnünk, hogy a B-típusú barlangnak a forrásokban való kialakulásával egyidőben az A-karszt-víztükör domborulata *megnö.*

Ennek a jelenségnek az az oka, hogy az újonnan alakult allogén vízcsatorna alatti karsztrégióban üledékfelhalmozódás miatt a korábbi lencsezónabeli A-víz elfolyását biztosító üregek megszűntek, s így a lencsezóna megelőzően karsztosan kifejlődött hidrográfiai járatrendszere elhalt.

Valamely karsztban az eróziós barlang kialakulása tehát a lencsezónában az A-típusú karsztosodási denudációt visszaveti a denudációs folyamat kezdeti állapotára, s új, magasabb domborulatú lencsezóna kényszerű kialakulását teszi szükségessé. Az új lencsezónát, amelynek számára a depressziós mélyedés természetesen már az allogén barlangcsatorna lesz, *B-típusú lencsezónának* neveztük el.

A B-típusú lencsezóna az A-típusú lencsezónától két alapvető jellegben különbözik:

1. A B-lencsezóna az inaktív mélykarszt övezettel rendelkező mészkő-masszívumokban is csak fölfelé domborodik, lefelé ugyanis, az eróziós barlang síkja alá — az üregek eltömődöttsége miatt — nem domborodhat.

2. A B-típusú lencsezóna víztükrének kezdeti erős domborodása a karsztdenudáció előrehaladása során fokozatosan teljesen megszűnik, belelapul a B-karsztvízszintbe, s ezzel lassan a B-lencsezóna elhal, szemben az autogén karsztok A-lencsezónájának a denudációs folyamat végéig való fennmaradásával. A B-lencsezóna ellaposodása, majd végleges elhalása annak arányában következik be, ahogyan az eróziós barlang új depressziós vonalához és szintjéhez igazodóan a karsztvizet vezető korróziós vízjáratok kapcsolatot találnak, átrendeződnek.

Az előadottak megvilágítják azt az érdekes jelenséget is, hogy a karsztok eróziós barlangjaiban a cseppkőképződés mértéke miért a barlang fiatal korában a legerősebb ütemű, s miért képződik a barlang szenilis stádiumában egységnyi idő alatt kevesebb mennyiségű cseppkő?

Emlékeztetünk ezzel kapcsolatosan arra a korábban már közölt megfigyelésünkre, hogy a juvenilisabb aggteleki Béke-barlangban és a Vass Imre-barlangban a cseppkő recens evolúciós dinamizmusa nagyobb, mint a szenilis állapotú Baradlában (JAKUCS 1960, 1966). Azt is láttuk, hogy a Baradlában ma a cseppkőképződés mértéke sokkal gyengébb, mint a barlang fiatalabb korában volt. A Baradla korunkban már inaktív elhalt cseppkőóriásainak problémáját is csak részben magyarázhatjuk a felszíni erdőirtásokat követő talajeróziós kopárosodással.

A jelenség egyik alapoka feltétlenül az, hogy a magas tükördomborulatú B-lencsezónában az *eróziós barlang létrejöttének kezdeti időszakában* még erős a hidrosztatikai nyomásnövekedés hatására történő járulékos mészsodás, s emiatt a cseppkőképződés mértéke is az eróziós barlang nyomáskiegyenlítő térségében lesz nagymérvű. Ez a nyomástér szerint funkcionáló mészsodási folyamat viszont a lencse ellaposodása miatt a denudáció későbbi szakaszaiban lecsökken, s fokozatosan kiiktatódik a cseppkőképződés folyamatkomponensei közül.

Láttuk, hogy a karszt belsejében az oda beömlő allogén víz a B-karszt-vízszint nyugalmi síkjáig alulról fölfelé harapódzva fűrészezi, erodálja ki folyómedrét. A karszttal határos és a karsztos erózióbázis szintjét meghatározó szomszédos nemkarsztos rétegsor egyidejű denudációjának hatására a karsztforrás felbukkanási szintje is folyamatosan mélyebbre kerül. Az eróziós barlangcsatorna további sorsára a felszíni forrásvölgy eróziós talpmélyülése visszahat: a külszínről regredáló medererózió a barlangi patak esését növeli, amit a barlangfolyosó mélyülése tükröz. A patak most a barlangban *saját nemkarsztos üledékébe* fűrészezi bele magát, s ezáltal növeli a barlangszelvény magasságát. A folyamat során már kezdetben légtér nyílik a mennyezet és a víztükör között, majd megszűnnek a helyenkénti szifonok is. Fokozatosan kialakul az egyre magasabbá váló, egyre több szabad légtérrel is rendelkező eróziós átmenő patakbarlang.

Ez a folyamat azonban már *nem* karsztos üregbővülés, hiszen a barlangi patakmeder nem mészkőaljzatba, hanem az allogén vízfolyás saját nemkarsztos üledékébe vágódik bele. A másodlagos járatmélyítés során az allogén víz a mészkővel legfeljebb csak az oldalfalak mentén érintkezik. Ezeket *laterális erózióval* helyenként tágíthatja, szinlősítheti.

A saját üledékébe folyton mélyebbre vágódó barlangi patak természetesen nem mindenütt tisztítja ki az üledéket a mészkő teljes evakuációs térségéből. Így itt is, ott is *kavicsszinlők, homokpadok* maradnak vissza, amelyek a barlangfejlődés embrionális szakaszát, a teljes üreg üledékkel való kitöltött-ségének állapotát jelölik.

Természetesen a patakeróziós barlangok nem mindegyik kavicsterasza ezt a fejlődési genetikát tükrözi. Bizonyos típusú allogén karsztoknál (l. később) az eróziós alagút mederfenéke mészkőágyba fűrészelődik be. Ezekben a barlangokban is lesznek kavics- és homokszinlők. A különbség csak az, hogy ez utóbbiak a barlangszelvény *mélyülési folyamatával* lesznek szingenetikusak. Az eddig tárgyalt *fedettkarszt típusú allogén barlangok kavicsteraszainak anyagfelhalmozódásai azonban nem az üregek mélyülésével, hanem az alulról fölfelé harapódzó lineáris eróziós processzussal szinkron akkumuláció reliktumai.*

A fedettkarszt típusú eróziós barlangok ismertető jelei tehát a barlangban a következők:

1. A barlangfolyosónak nincs, ill. csak mély karsztidegen hordalékréteg alatt van mészkőaljzata.



18. ábra. Eredetileg A-típusúan fejlődött, s másodlagosan B-típusúvá vált barlangfolyosó szelvénye. — A korróziós járatshelvényeket teljesen, az eróziósat pedig nagymértékben kitölti az eróziós hordalékanyag lerakódása

Разрез коридора пещеры, который первоначально развивался по типу «А» и только вторичным развитием превратился в образование типа «В». (Коррозионные заходки полностью, эрозионные большей частью заполнены наносным материалом эрозионного происхождения)

The profile of an originally A-type passage, having turned B-type subsequently. — The corrosional passage profiles are entirely, the erosional ones largely filled up with the deposition of erosional waste material

2. A barlangrendszer jelenleg inaktív, patakvíz által nem használt folyosói mennyezetig ki vannak töltve a nemkarsztos vízgyűjtő térszínről származó eróziós hordalékanyaggal (homokkal, kavicssal stb.), s az aktív folyosók szelvényében is rengeteg a laterális konglomerátum terasz.

3. A barlangfolyosó mennyezete széles, horizontális síklap, nem pedig felül csúcsban záródó barlangszelvény.

4. A barlangnak a vastag hordalékréteg alatti fenékszelvénye nem egyenletes síklap, mint a mennyezete, hanem ugyancsak hordalékkal kitöltött szabálytalan mélyedések, gerincek, kutak s labirintus csatornák hálózatában folytatódik lefelé, a volt A-típusú lencsezónabeli korróziós üregekben.

A fenti eróziós barlangtípus jellemzőit összesített formában a 18. ábra szemlélteti.

A genetikai típus tanulmányozására legalkalmasabb közép-európai példa a Morva-karszt Sloupi-barlangrendszere vagy az apuliai Castelláni-barlang.

A továbbiakban kísérjük figyelemmel az allogén karszt *felszínének* denudációját.

A batükapturával lefejezett, elvíztelenedett mészkő völgyszakaszt a folyóvíz eróziója most már nem tudja tovább formálni, abban tehát az autogén karsztra jellemző korróziós denudációs folyamat válik jellegzetessé. Az inaktivizálódott karsztos folyóvölgyből *dolinasor* alakul ki. A dolinasor töbreibe a szomszédos — még mindig fedettkarsztos — térszínek takaróinak anyaga bemosódik, hiszen a dolinák most a térszínileg legmélyebb üledékgyűjtőknek számítanak. Ezért a sortörök gyakran eltömődnek, majd ismét víznyelő képességűvé válhatnak. Öblükben azonban minden esetben rengeteg terra rossát, s egyéb, legtöbbször karsztidegen átmosott kőzetanyagot tárolnak, gyűjtenek össze.

A karsztok azon dolináiban, amelyek a takaróréteg lepusztulása után szabaddá vált egyéb mészkő-fennsíkrészekeken képződnek, ez a sordolinákra jellemző karsztidegen anyagfelhalmozódás szinte teljesen hiányzik. Tanulságos bizonyítéka e tételnek az egyéni és a sordolinák töbrei belső akkumulációs szelvényeinek egyugyanazon karsztmasszívumon belüli összehasonlítása. Példaként az Aggtelek — Jósavőfő közötti országutat kísérő dolinafüzérre utalunk, amelynek töbreiben igen vastag átmosott településű terra rossás agyagfelhalmozódás figyelhető meg úgyannyira, hogy az egyikben még tó is képződött (Vörös-tó). Ugyanakkor azonban a jósavőfi Somos-tető — dolinafüzérbe nem tartozó — töbreinek fenekén a mészkőrétegeket alig fedi el egy vékony rendzina-réteg.

Ezek alapján megfogalmazhatjuk a *sordolinák* képződésére vonatkozó tanulságokat:

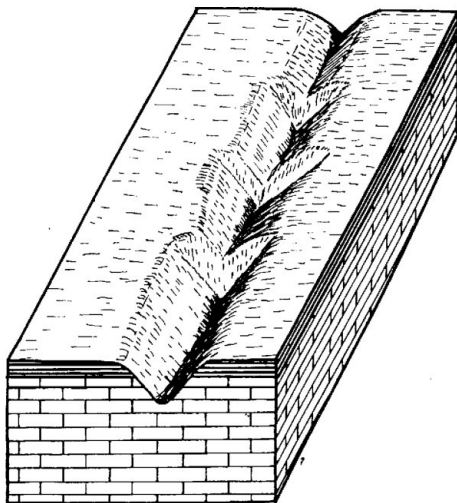
1. A karsztfelszínek sordolináinak elrendeződését nem tektonikai preformáció, hanem a fedett karsztból a denudáció kezdetén epigenetikusan átöröklődött eróziós folyóvölgyek egykori tengelyvonala jelöli ki. A dolinasor településében a tektonikai preformációnak legfeljebb csak annyiban lehetett közvetett szerepe, amennyiben a tektonikai preformáció a karsztot eredetileg borító takaróréteg felszíni eróziós völgyelrendeződéseinek irányában érvényesülhetett.

2. A sordolinák mindig idősebbek a dolinafüzérbe nem tartozó *egyéni* dolináknál.

3. A sordolinák feltűnő jelenléte valamely karszton arra utalhat, hogy a terület a denudációs folyamat kezdetén többé-kevésbé fedettkarszt volt.

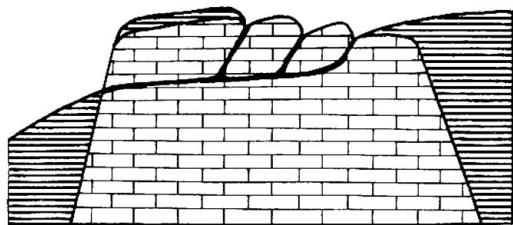
4. Ha a sordolinákban jelentősebb nemkarsztos kőzetanyagú üledékfelhalmozódás van, mint az egyéni dolinákban, ez minden esetben biztosan jelzi, hogy a karszt a lepusztulás kezdetén legalább részben fedett volt.

5. A sordolinák fenekén, a másodlagos hordaléktömeg alján hozzáférhetővé vált, vagy tett mészkősziklák mikromorfológiájában gyakran kimutatható az egykori vízfolyás eróziós munkájának formakincse is (szinlők stb.). (L. pl. a Vörös-tó melletti ún. Medve-sziklák eróziós szinlővályúit.)



19. ábra. Többlépcsős ponorsor kialakulása epigenetikus mészkővölgyben
Оформление многоступенчатого ряда поноров в эпигенетической известняковой долине
The formation of multiple-stage series of light-holes in an epigenetic limestone valley

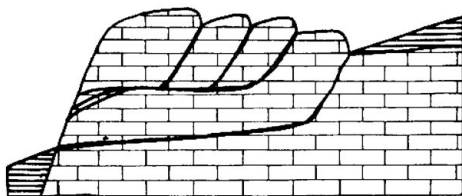
Az epigenetikus mészkővölgyeknek még aktív folyóvízű szakaszain a batükaptura jelensége hátrafelé, a vízgyűjtő terület irányába többször is megismétlődhet. Ennek következtében a felszínen *lépcsős ponorsor* alakulhat ki (19. ábra), az eróziós barlang pedig hátrafelé újabb és újabb szakaszokkal hosszabbodhat (20. ábra).



20. ábra. Epigenetikus mészkővölgyben hátravágódó többszakaszos batükaptura jelenségének szelvénybeli tükröződése

Отражение в разрезе явления многоэтапного перехвата реки эпигенетических известняковых долин

The phenomenon of multi-phase backward cutting (bathycapture) of epigenetic limestone valleys as reflected in the profile



21. ábra. Emeletes B-karsztvízszint értelmezése többlépcsős batükapturával a karszterózióbázis nagymértékű süllyedésének esetében

Толкование этажного уровня карстовых вод «В» с многоступенчатым перехватом реки в случае погружения в большом масштабе базиса карстовой эрозии

Interpretation of storied B-type karst-water level with a multiple-stage vertical bathycapture in case of a considerable sinking of karst erosion base

Ha e folyamat során a karsztos hegytömb kiemelkedik vagy az erózióbázis olyan nagy mértékben lesüllyed, hogy a barlangi meder folyamatosan mélyebbre vágódással ezt nem képes követni, és emiatt egy új, mélyebb szintű, második barlangi emelet (alsóbarlang) fejlődik, akkor természetesen az újabb batükaptura már ebbe az alsó, aktív szintbe vezeti le a folyó vizét. Ilyenkor azzal az érdekes jelenséggel találkozunk, hogy az idősebb ponorok a felső barlanggal, a fiatalabbak pedig közvetlenül az alsó barlanggal állanak hidrológiai kommunikációban. Erre nálunk az Aggteleki-karszton ismeretes példa, ahol a Bábalyuk nevű fiatal ponor a Baradla-rendszer felső barlangjába torkolló Acheron-nyelő vízgyűjtő völgyét alulról lefejezte, s az Acherontól elvont vizet ma közvetlenül az Alsó-barlangnak szállítja (21. ábra).

Az allogén karsztdenudáció tanulmányozását a 2. ábra I. és II. figurájának esetével folytatjuk. Ezeknél a példáknál a mészkőterületet határoló nemkarsztos vízzáró rétegsor felszíne a karszt irányába lejt. Így innen eróziós lineáris vízfolyások futnak rá a mészkőfelszínre. A nemkarsztos térszínen képződő völgybevágódások tehát a denudációs időszak kezdetén már a mészkőzónára is áttevődnek.

Ez esetben azonban a mészkőterületen a völgyek bevágódási folyamata nem lehet túlságosan hosszú idejű, mert az autogén karsztosodás itt már a denudációs szakasz kezdetétől szabadon érvényesülhetett. A fedettkarsztokénál lényegesen fejlettebb korróziós karsztvízcsatornák így a felszíni karsztvölgyek allogén folyóvizeit már a völgyképződés korai szakaszában a karszt mélyére tudják csapolni.

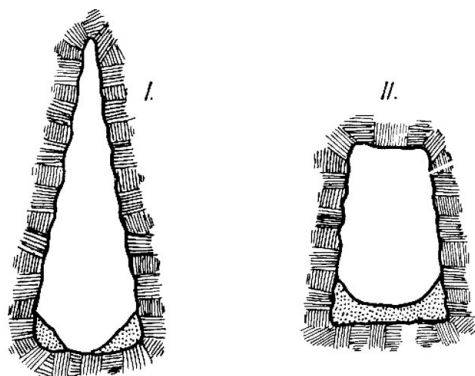
A lepusztulás első szakaszát tehát a vízzáró rétegsorral el nem fedett felszínű allogén karsztoknál a dolinasodás areális megindulásával egyidejű lineáris eróziós folyóvölgymélyülési processzus jelzi. Ez a megállapítás csupán azokra a B-típusú karsztokra nem érvényes, amelyeknél a mészkőtömeg tektonikus kiemeltsége már kezdettől fogva minden oldalon erősebb a határos nemkarsztos térszínénél (1. a 2. ábra III. esetét).

Az általunk most vizsgált helyzetekben (2. ábra I. és II.) a karsztdenudáció második szakaszában már kikapcsolódik az allogén víz szerepe a felszín formakincsének alakításából, s a denudáció az autogén karsztosodás törvényszerűségei szerint halad tovább. Amint ugyanis a mészkővölgyben hátráló batükaptura a karszt litológiai pereméig kitolódik (ezzel kezdődik a denudáció második szakasza), a nemkarsztos térszín erős lepusztulási időszaka indul meg a karszttal való érintkezési zónában. Ezt a peremi víznyelőkön át a barlangból a felszínre harapódzó hátravágódó erózió hatása idézi elő. A folyamat végülis a mészkőtömb szigetszerű kiemeltségére vezet, kifejlődik a 2. ábra III. figuráján feltüntetett állapot, azaz lényegében maga a B-típusú denudáció munkája tette most a karsztot az A-típusú denudáció számára hozzáférhetőbbé.

A természetben azonban igen gyakori eset az is, hogy a 2. ábra III. és IV. figurájának karsztsémája nem egy megelőző denudációs szakasz munkájának eredményeképpen, hanem különböző tektonikus hatásokra, már a lepusztulási folyamat kezdete előtt létrejön. Ilyenkor a karsztosodás azonnal az allogén eróziós barlangcsatornák kimunkálásával kezdődik meg, ami azt eredményezi, hogy a karsztban a lassúbb működési dinamikájú A-vizek nem képesek egy megelőző A-jellegű lencsezónát létrehozni. A lencsezóna így azonnal B-jellegűvé fejlődik.

Az ilyen karsztban tehát az eróziós barlangcsatornának, amely a helyi erózióbázis süllyedését folyamatos medermélyítéssel követi, sima mészkő

feneke van. Ugyanakkor a barlangfolyosó szelvénye, amelynek szélessége mindig a nemkarsztos vízgyűjtő térszín nagyságával egyenesen arányos (JAKUCS 1956), nem trapéz, hanem háromszög metszetű lesz. Ebben az esetben ugyanis a nemkarsztos vízgyűjtő felszín völgyhálózatával szingenetikusán és egyidejűen fejlődik a barlangalagút is, amely így a folyosónak különböző magasságokban megfigyelhető szelvény szélességeivel a nemkarsztos völgyképződés teljes időszakát tükrözi. A háromszög szelvényű barlangmetszet ún. *teljes barlangképződési időszak* jele tehát, szemben a *csonka időszakú* — trapéz szelvényt mutató — barlangokkal, amelyeknél az eróziós fázis első fele a bar-



22. ábra. Teljes (I) és csonka (II) eróziós barlangfejlődési időszak szelvénybeli tükröződése
 Отражение в разрезе полного (I) и неполного (II) периода эрозионного образования пещеры
 Complete (I) and incomplete (II) erosional cave-development period as reflected in the profiles

langból hiányzik, s a karszt inaktív folyóvölgyeiben, ill. sordolináiban a felszínen van képviselve (22. ábra).

Nyilvánvaló ezekután az is, hogy a teljes eróziós bevágódási időszakot magukba foglaló karsztok felszínén (pl. a szlovéniai Skocijanske-jama) hiányzanak a sordolinák, míg ugyanakkor a csonka eróziós fázisú barlangokhoz kapcsolódóan a sordolinák a felszínen törvényszerűen megjelennek (Bükk, Aggteleki-hegység, Mecsek stb.).

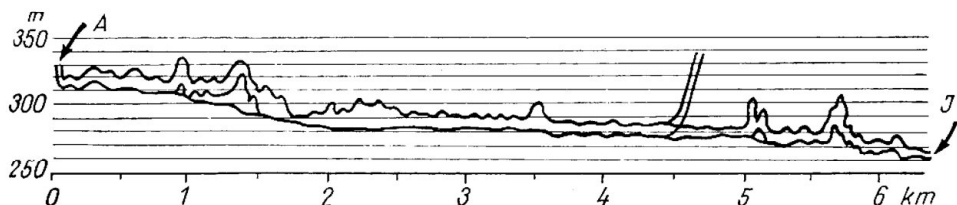
Az eddigiek során áttekintettük az allogén karsztfejlődés jellegzetes eseteit s láttuk, hogy az eróziós karsztbarlangok alapvető morfológiai különbözőségei milyen felszínszerkezettani és morfológiai tájtipusokhoz vannak kötve. Láttuk azt is, hogy miként hat vissza a felszínre és a karszt hidrográfiájának alakulására is — az eltérő kiinduló állapotoktól függő — B-típusú karsztosodási folyamat. Eddig az általánosban a különöset, az egyénit kerestük és kutattuk, most tegyük megfordítva: a különösekben keressük meg az általánost. Tekintsük át tehát azokat a jellemzőket, amelyek *minden B-típusú barlangra vonatkozóan érvényesek*, s amelyek ugyanakkor az A-típusú korróziós barlangokból hiányoznak.

1. Az allogén barlangok az egyidőben képződött járatok viszonylatában közel egysíkú kiterjedésűek. A víznyelő irányából a forrás irányába lejtők. Ellenesésű mederszakaszaik nincsenek (23. ábra).

2. Alaprajzuk leginkább egy folyó vízhálózatának képére emlékeztet, tágas főáguk és ebbe torkolló kevésbé tágas mellékágaik vannak (24. ábra).

3. Aktív vízfolyású, vagy inaktívvá vált, de mindig jól felismerhető patakmedrük van.

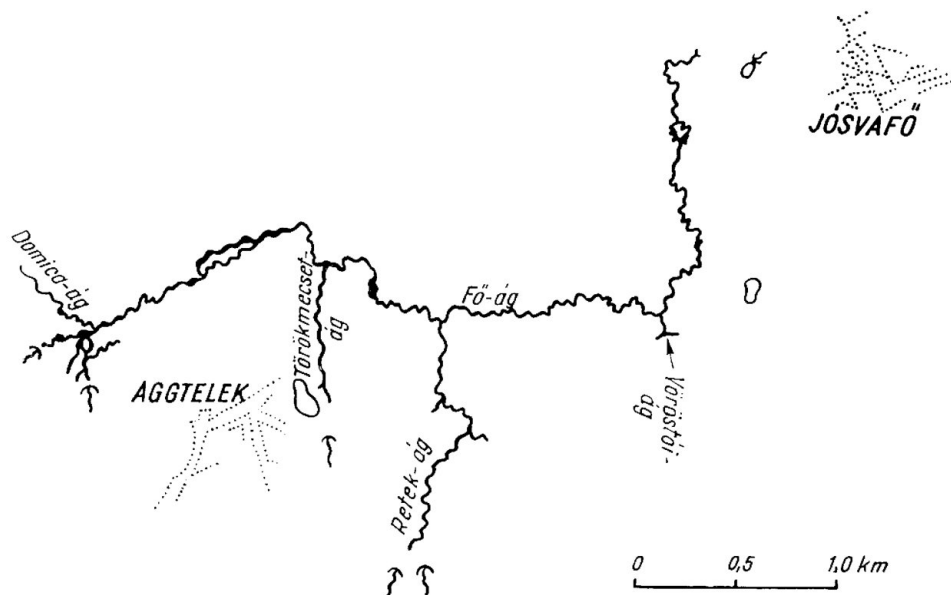
4. A folyósószelvény magasságában és szélességében — az utólagos omlások és kőzetanyagkülönbségek okozta helyi másodlagos deformációktól eltekintve — ugyanazon barlangág középső szakaszában nincsenek a jellemző átlagméretektől való kiugró eltérések.



23. ábra. A Baradla-barlang Főágának hosszmetszete Aggtelektől (A) Jósvafőig (J)
Продольный профиль Главной линии пещеры Барадла от с. Аггтелек до с. Йошвафё
Axial section of the Main Passage of the Baradla Cave from Aggtelek (A) to Jósvafő (J)

5. Legmagasabb, legtágasabb csarnokaik a *víznyelőzónában*, ill. annak közelében vannak, mivel itt a hirtelen és nagyfokú mederlejtés következtében (a karsztbeli eróziós talpszint rendszerint sokkal mélyebb szintű a ponor előtti felszíni völgy fenékszintjénél) a medermélyítő eróziós hatás a legkifejezettebb (25. ábra „X” zónája).

6. Ha a barlangképződés során az erózióbázis (a forrás) szintje süllyedt, a barlangok a forráshely közelében vertikális irányú deltásodást (szétágazást)

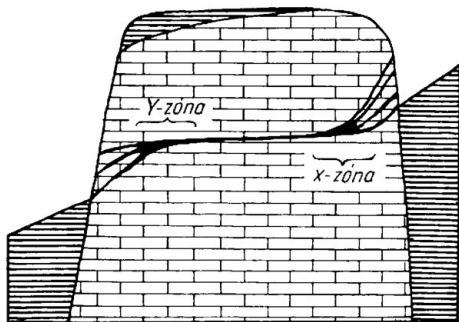


24. ábra. A Baradla-barlang felszíni folyórendszerre emlékeztető alaprajzi térképe
План пещеры Барадла, напоминающий поверхностную речную систему
Ground-plan of the Baradla Cave reminding of a surface river system

mutatnak. Ez esetben a különböző szintű járatok szétválásának övezetében szintén rendkívüli nagyságú üregméretek jelentkeznek. Utalunk példaként a Baradla, a Béke-barlang és az Égerszögi-barlang „Óriások-terme”-ire, valamint a Vass Imre-barlang „Cyklopsok-csarnoka”-ra (25. ábra „Y” zónája).

7. Az oldalfalakban horizontális, egymással párhuzamosan futó szikla-szinlő vályulatok vannak.

8. A barlangok sziklafalain, a meder sziklazátonyain stb. jellegzetes *eróziós áramlási mélyedések* figyelhetők meg. Gyakoriak az örvénylő víz által kimosott *evorziós kőzetüstök* is. Alárendelten és ritka helyi jelenségeként előfor-



25. ábra. A B-típusú barlangok divergálási (Y-zóna) és konvergálási (X-zóna) övezetei, rendkívüli méretű üregesedéssel, a karsztos tömegnek a barlangképződés időszakában történő viszonylagos kiemelkedése esetében

Зоны дивергации (зона у) и конвергации (зона х) пещер типа «В» с образованием в исключительно большом масштабе полостей, в случае относительного поднятия карстового массива в период образования пещер

Diverging (Y) and converging (X) zones of B-type caves, with cavitation of extreme measure, in case of relative elevation of karst terrain in the period of cave formation

dulhatnak eróziós barlangban is korróziós falfelületek, ezek azonban jellegzetes oldott, párhuzamos vertikális sziklavályúikkal mindig biztosan elkülöníthetők a szeszélyes mikroformájú eróziós sziklaalakulatoktól.

9. E barlangokban a cseppkőképződés üteme, különösen a barlang fiatal korában, sokkal erőteljesebb, mint az autogén karsztosodáskor keletkezett korróziós barlangüregek cseppkővesedése.

10. Az allogén barlangok alagútjainak mederkitöltésében minden esetben a barlangot rejtő anyakőzettől eltérő, rendszerint karsztidegen folyóhordalék akkumulációt találunk. A nagyméretű barlangrendszereknél ez többnyire kvarc, vagy egyéb — a mészkőnél nagyobb kopásellenállású — kőzetek törmelékéből álló kavics, homok, iszap, ill. kőgörgötteg felhalmozódás.

Fejttegetéseink végeredményeként tehát most már megfogalmazhatjuk legáltalánosabb következtetéseinket is:

A B-típusú karsztdenudáció lényegében nem egyéb, mint egy nemkarsztos felszínformáló földrajzi folyamatnak: a normális eróziós folyóvölgymélyülésnek a karszt mélyén való sajátos arculatú megjelenése. E folyamat előfordulása valamely karszton teljesen esetleges, döntően a környezeti kapcsolatok függvénye, nem pedig mindegyik karszt törvényszerű fejlődési folyamatának szükséges lépcsője. A karsztosodás klasszikus értelmezése, mint a mészkő korróziós denudációjának fogalma, e környezeti hatás esetleges jelenlétét, ill. jelenlétének morfológiai hatásait nem ismerte fel, hanem lényegében csak az autogén karsztosodás tükrözésére szorítkozott. Emiatt a karsztosodás klasszikus fogalmi kategóriáját, mint szűk, a valóságot csak részben értelmező determinációt kell tekintenünk, hiszen nézőpontjának logikai következetessége szerint a karsztok mélyének szerte a Földön megfigyelhető legnagyobb és legnagyobb szabású barlangképződményei genetikai értelemben nem lennének karsztjelenségeknek tekinthetők.

Végezetül rá kell mutatnunk arra a körülményre is, hogy a karsztok élete, fejlődése, annak ellenére is, hogy az eddig tárgyalt autogén és allogén típusú folyamatok kielemezésével sok tekintetben megérthetővé vált, mégis ropant bonyolult történet.

A karsztos denudáció lefolyását, dinamikáját és a típusok különbségeit ezen a helyen mi a *karsztos és nemkarsztos térszínnek kölcsönös viszonyának vonatkozásában* vizsgáltuk. A karszt teljes elemző morfogenezisének azonban ez csak az egyik — bár alapvető [fontosságú — értelmezési oldala, amely önmagában még nem tükrözi a karsztok morfológiai fejlődését szabályozó kölcsönhatások valamennyi arculatát.

Tárgyalásaink közben rámutattunk pl., hogy a dolinaképződés, valamint a barlangi cseppkőképződés a magashegységi és középhegységi típusú karsztokban — azonos felépítésű karsztmasszívumon belül is — eltérő dinamikájú. A különbséget itt a tengerszint fölötti magasság-eltérésekből származó hőmérsékleti, vegetációbeli stb. sajátos viszonyokból vezettük le. Még határozottabban befolyásolják azonban a karszt-denudáció minőségét a különböző földrajzi szélességekhez kapcsolódó *éghajlati övek*re jellemző csapadék-, hőmérsékleti értékek jellemzői, s az azokkal okozatszerűen összefüggő egyéb természeti jelenségek.

Számos karsztterületen, pl. Jugoszláviában, Olaszországban, Ausztriában, Kubában, Dél-Kínában stb. az is észlelhető, hogy magának a karsztmasszívumnak a *kiterjedésbeli nagyságrendiségei* is a denudáció típusjellegének különbözőségeit eredményezhetik. Dalmácia, Szlovénia gyakran többszáz négyzetkilométernyi felszíni kiterjedésű autogén karszt egységeiben pl. az A-típusú lencsezónák — pusztán a formáló *vízmenyiségek nagyságrendiségei miatt is* — közeledést mutatnak a B-jelleg irányához.

Magának a kőzetminőségnek, a *mészke anyagi összetételének*, szennyezettségének vagy tisztaságának is nagy szerepe van a karszt-denudáció jellegének formálásában. Megfigyelhetjük, hogy az erősebben szennyezett, sok oldási maradékot termelő kőzetanyagú autogén karsztok fejlődése a denudáció második felében magától eltolódik a B-jelleg ismérvei felé. Valamely karsztterületen a karsztos folyamattal szingenetikus felszíni üledékakkumuláció, pl. az atmoszférikus löszképződés is sajátosan befolyásolja a karsztosodás minőségi variációit.

Általánosságban elmondhatjuk tehát, hogy a *karszt-denudáció összes tényezőiben* (a kőzetminőségben, a kéregmozgásokban és egyéb tektonikai történetekben, az éghajlati, a pedológiai adottságokban, a térszínkülönbségekben, a vegetációban, a kiterjedési arányokban stb.) fellelhető mennyiségi különbségeknek eltérő és nagyon jellemző minőségbeli megnyilvánulásai vannak, amelyek komplex arculattal fejeződnek ki minden karszt morfológiájában. E mennyiségi különbségek fajtánként külön-külön és együttes kapcsolatukon belüli elemző tanulmányozása, s a belőlük eredő minőségi denudációs sajátságok részletes vizsgálata sok tekintetben még mindig a földrajztudomány előtt álló kimunkálásra váró feladatok, a jövő karszt-morfológusainak nagyszerű kutatási perspektívái.

IRODALOM

- APRODOV, V. A. 1948. A karsztosodás néhány elméleti kérdése. — Izvest. Akad. Nauk. SSSZSR. szer. Geol.—Geofiz. 12.
- BOURGIN, A. 1942. Dauphiné souterrain. — Paris.
- BOURGIN, A. 1947. Revue de géographie alpine. — 35. 4.
- BÖGLI, A. 1951. Probleme der Karrenbildung. — Geographica Helvetica, 3.
- BÖGLI, A. 1956. Der Chemismus der Lösungsprozesse von Kalk. — Rep. of the Comm. on Karst Phenom., New York.
- BÖGLI, A. 1957. Die Phasen der Kalklösung. — Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges., Neuenburg.
- BÖGLI, A. 1960. Kalklösung und Karrenbildung. — Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 2. Berlin—Nikolassee.
- BULLA B. 1950. A természeti földrajz új útjai. — Hidr. Közl.
- BULLA B. 1954. Általános természeti földrajz. — Bp.
- CHOLNOKY J. 1916. Karszttanulmányok. — Földr. Közl.
- CHOLNOKY J. 1917. Barlangtanulmányok. — Barlangkutatás.
- CHOLNOKY J. 1928. A földfelszín formáinak ismerete. — Bp.
- CHOLNOKY J. 1932. Barlangok és folyóvölgyek összefüggése. — Barlangvilág.
- CHOLNOKY J. 1939. A mészkővidék arculata. — Barlangvilág.
- CORBEL, J. 1951. Vitesse de l'érosion. — Zeitschr. f. Geomorph. 1.
- CORBEL, J. 1952. Travaux russes sur la karst. — Annal. de Géogr.
- CORBEL, J. 1959. Érosion en terrain calcaire, Vitesse d'érosion et morphologie. — Ann. de Géogr.
- CVIJČ, J. 1893. Das Karstphänomen. — Geogr. Abh. 3.
- CVIJČ, J. 1895. Karst (Geográfiai monográfia). — Beograd.
- CVIJČ, J. 1918. Hidrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. — Tav. Inst. Géogr. alpine VI. 4. Grenoble.
- CVIJČ, J. 1923. Evolucija Karsta u Moravskoj. — Glas. srp. Kral. Akad. Beograd.
- CVIJČ, J. 1924. The evolution of Lapiés. A study in karst physiography. — Geogr. Review, Washington.
- CVIJČ, J. 1926. Geomorphologija (V. fejezete: Oblici karsna erozije i karsna hidrographija). — Beograd.
- GRUND, A. 1903. Die Karsthydrographie. — Geogr. Abh. Wien—Leipzig. 7.
- GRUND, A. 1912. Zur Frage des Grundwassers im Karst. — Mitteil. d. Geogr. Ges. in Wien, 53.
- GRUND, A. 1914. Der geographische Zyklus im Karst. — Zeitschr. d. Ges. F. Erdkunde, Berlin.
- GVOZDETKIJ, N. A. 1947. Karsztovaja konferencija v g. Molotove. — Voproszi Geografii, 4.
- GVOZDETKIJ, N. A. 1949. Oszobennoshti landsaftov izvesztijnakovih karsztovih oblasztov. — Voproszi Geografii, 16.
- GVOZDETKIJ, N. A. 1950. Karszt. — Moszkva, 1950.
- HORUSITZKY F. 1942. A víz a Föld belsejében. — Hidr. Közl.
- JAKUCS L. 1956. Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. — Földr. Közl.
- JAKUCS L. 1957. Aggtelek és vidéke útikalauz. — Bp.
- JAKUCS L. 1960. Általános karsztgenetikai, morfológiai és hidrográfiai problémák vizsgálata az Aggteleki-karsztban. — Kandidátusi ért.
- JAKUCS, L. 1966. Untersuchungen über den Dynamismus und Chemismus der Tropfsteinbildung. — Acta Geogr. Szeged.
- KÁDÁR L. 1954. Az eróziós folyamatok dialektikája. — Földr. Közl.
- KATZER, F. 1909. Karst und Karsthydrographie. — Sarajevo.
- KESSLER H. 1956. Karsztvidékek lefolyására és beszívására vonatkozó újabb vizsgálatok. — Beszámoló a VITUKI 1956-os munk.-ról.
- KREBS, N. 1929. Ebenheiten und Inselberge im Kroatischen Karst. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin.
- LÁNG S. 1937. Felvidéki karsztok. — Földr. Közl.
- LAPTYEV, F. F. 1939. Agresszivnoje dejsztvie vodi na karbonatnütje porodi. — Moszkva—Leningrad.
- LAPTYEV—PRIKLONSZKIJ, 1949. Fiziceszkije szvoisztva i himiceszkij szosztav podzemnih vod. — Moszkva.
- LEBEGYEV, A. B. 1963. Metodi izucsenyija balansza gruntovih vod. — Moszkva.

- LEHMANN, H. 1948. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. — Die Erde, 2. Berlin.
- LEHMANN, H. 1954. Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. — Erdkunde, Bd. 8. Bonn.
- LEHMANN, H. 1956. Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. — Rep. of the Comm. on Karst Phenomena, 18-th Int. Geogr. Congr., Rio de Janeiro.
- LEHMANN, O. 1932. Die Hydrographie des Karstes. — Enzykl. d. Erdkunde, Wien—Leipzig.
- LOUIS, H. 1956. Das Problem der Karst-Niveaus. — Rep. of the Comm. on Karst Phenomena, 18-th Int. Geogr. Congr., Rio de Janeiro.
- MARKÓ L. 1961. Kalciumkarbonát és magnéziumkarbonát elegyek oldhatósága vízben széndioxid jelenlétében. — Karszt- és Barlangkutató. Bp.
- NÉMETH E. 1963. Hidromechanika. — Bp.
- PAPP SZ. 1954. A hidrológiai kutatás kémiai vonatkozásai. — Mérnöki Továbbképző Int. Kiadványa. Bp.
- PENCK, A. 1904. Über das Karstphänomen. — Schr. d. Ver. z. Verbr. natw. Kenntnisse in Wien, 44.
- PIA, J. 1953. Theorien über die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes. — Mitt. Geol. Ges., Wien.
- SCHMIDT E. R. 1954. A geomechanikai szemlélet szerepe a karsztvízkutatásban és a karsztvíz elleni védekezésben. — Bányászati Lapok.
- SCHMIDT E. R. 1957. Geomechanika. — Bp.
- SZABÓ P. Z. 1956. Magyarországi karsztformák klimatörténeti vonatkozásai. — Dunántúli Tud. Gyűjt.
- SZABÓ P. Z. 1957. A karszt, mint klimatikus morfológiai probléma. — Dunántúli Tud. Gyűjt.
- TELL, L. 1961. The Rate of Erosion with special reference to the Caves of Lummelunda. — Arch. of swedish Speleology. Norrköping.
- TROMBE, F. 1947. Météorologie et hidrologie souterraine. — Annales de Spél., Paris.
- TROMBE, F. 1951. Les eaux souterraines. — Paris.
- TROMBE, F. 1952. Traité de spéléologie. — Paris.
- TROMBE, F. 1956. La spéléologie. — Paris.
- VENKOVITS I. 1949. Leszivárgó csapadékvizek vegyi összetételének változásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről.
- VENKOVITS I. 1949. Dorogi vízvizsgálatok. — Hidr. Közl.

ТОЧКИ ЗРЕНИЯ К ОЦЕНКЕ ДЕНУДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И МОРФОГЕНЕТИКИ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

Л. Якуч

кандидат географических наук

Резюме

Статья, которая одновременно является до некоторой степени итогом более чем десятилетней деятельности автора в области изучения карста, дает новые точки зрения к пониманию денудации карста. В центре работы стоит изучение влияния окружения карста, сложенного нерастворимыми породами, на процесс денудации карста и вместе с этим на общую морфологическую картину ландшафта. На основе геологического строения и геотектонических условий, а также орографического положения известняка относительно его окружения, сложенного нерастворимыми породами, автор выделяет два основных типа карста: тип «А» (автогенный) и тип «В» (аллогенный). Он называет автогенным карстом те поднятые блоки известняка, которые залегают выше их некарстового окружения. Это обстоятельство исключает возможность линейного течения воды с поверхностей окружения, сложенного нерастворимыми горными породами, в направление карста. В случае автогенного карста вода всегда течет со стороны карста, из карста в направление нижележащих некарстовых поверхностей. Таким образом, в гидрографии автогенного карста как с генетическим фактором можно считать лишь с его собственными водами, просачивающими с карстовых поверхностей. К группе карста типа «А»

относится большинство *островных карстов* и *высокогорных карстов*. С другой стороны, *аллогенным* (тип «В») является карст тогда, когда географическое положение массива известняка по сравнению с окружением, сложением нерастворимыми горными породами, такое, что линейные водотоки некарстовых поверхностей могут попасть в зону известняка. Таким образом, признаком аллогенности карста является то обстоятельство, что в гидрографии карста играют роль и воды, притекающие туда с чужих (некарстовых) поверхностей.

Далее, в статье подробно анализируется, в каких карстовых процессах и формах выражается денудация в условиях вышеуказанных типов. При этом автор дает новую трактовку процессов образования пещер, карстовых долин, а также морфогенетических связей поверхностных карстовых долин, поноров и систем пещер и по-новому освещает стройную систему генетически взаимообусловленных поверхностных и подземных карстовых форм.

Примечание: Автор имеет возможность направить интересующимся полный текст статьи на немецком языке. Обратитесь к нему по адресу: Венгрия, г. Сегед — Szeged, Egyetemi Földrajzi Intézet, Tánácsics M. utca 2. Jakucs László.

CONTRIBUTIONS TO THE EVALUATION OF THE DENUDATION PROCESSES AND MORPHOGENETICS OF KARST LANDSCAPES

Dr. L. Jakucs

S u m m a r y

This paper, being in a certain respect a summary of the results of the author's activity of more than ten years as a karst researcher, offers new respects to the interpretation of karst denudation. The author's attention is concentrated on examining the effect exerted by the non-karstic environment on karstic denudation itself considered as a process and, through this, on the morphologic scenery developed. Taking for basis the way of geological and terrain bedding, and the orographic situation of the limestone as related to its non-karstic environment, the author differentiates between two fundamental types: the A-type (*autogenic*) and the B-type (*allogenic*) karsts. By autogenic karsts he means limestone blocks rising above the relief and situated at higher levels as compared with their environment composed of non-karstic rocks. For this reason the possibility of water-courses flowing from the surrounding non-karstic rocks towards the karst landscape is excluded. In autogenis karsts water always flow *from* the karst towards the non-karstic, lower terrains. Consequently, in the hydrography of karsts only the own karst-water, percolating into the limestone terrain can be considered as genetic factor. It is the majority of the *isolated karsts* and, in most cases, the *mountain karsts*, that belong to the group of A-type karsts. On the other hand, a karst is of the *allogenic (B) type*, when the geographical bedding of the limestone block as compared with the surrounding non-karstic rocks, is of such character that linear water-courses coming from non-karstic terrains can reach the zone of limestone. Thus the criterion of karst allogeny should be the fact that also waters having flowed there from external (non-karstic) terrains, have a part in the hydrography of the karst-landscape.

Subsequently the paper gives a detailed analysis of the different karst processes of denudation and their relevant forms as related to the model-conditions specified above. In the course of this analysis, the author presents in a novel conception (among others) the developing processes of caverns and dolines, as well as the morphogenetic connections of uvalas, sink-holes and cave-systems, and in general, the logical relation-system of the surface- and subsurface karst formations genetically preconditioning each other.

Also a full German version of this paper was published and, upon request the author will send it (address: Szeged, University, Department of Geography, Tánácsics M. U. 2.) by post to those interested.