

JAKUCS LÁSZLÓ, A TUDÓS ÉS OKTATÓ

MEZŐSI GÁBOR

SZTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, 6700 Szeged, Egyetem u. 2.
mezosi@earth.geo.u-szeged.hu

Jakucs Lászlóról megtisztelő és hálás feladat előadást tartani, mert szakmai elhivatottsága, tudományos és oktatási tevékenysége, színes egyénisége sok-sok emléket ébreszt tisztelőiben. A konferencia szervezőitől azt a feladatot kaptam, hogy röviden kössem csokorba munkásságának azon elemeit, amelyek a kutatással és az oktatással kapcsolatosak.

Ha Jakucs Lászlóról egy magát geográfusnak tekintő szakembernek beszélni kell, akkor valószínűleg először a karsztkutató és másodsorban a geomorfológus jut eszébe. Karsztkutatása annak romantikusabb ágával a speleológiával indult. Jó felkészültsége, világos gondolkodása és vállalkozó kedve eredményezte, hogy fiatalon nagyon attraktív speleológiai kutatási sikereket mondhatott magáénak. A speleológiai kérdéseket komplexen közelítette meg és ennek az oknyomozásnak lett a következménye a világosan megfogalmazott probléma, nevezetesen, hogy térbelileg miként függnek össze a barlangjáratok és azoknak kialakulási törvényszerűségeit hogyan lehet alkalmazni a feltáró munkában. Gondolkodását egyszerű, de Magyarországon még nem alkalmazott módszerek, pl. vízfestéses eljárások elemzése egészítette ki. Ezek kombinációja nagyon sikeresnek bizonyult és napjainkig speleológiai körökben használatos. Ennek a komplex módszerű kutatásnak volt az első látványos sikere a Béke-barlang felfedezése épp fél évszázada, vagy a Pénzpataki-barlangrendszer feltárása 1953-ban. A módszer sikerességét bizonyítja, hogy nagyon különböző körülmények között sikeresen használható volt a podóliai Optimista-barlang és Szeles-barlang összekapcsolásában 1974-ben, vagy a Szuadó völgyi barlang létezésének bizonyításában, majd feltárásában. Összességében a hazai speleológia tudományos alapokra helyezésében, illetve ezen alapok megerősítésében volt Jakucs professzor Úrnak kimagasló szerepe. Nem szeretném elhallgatni azokat az alkalmazott eredményeket (barlangterápia, öskörnyezeti rekonstrukciók, zalai karsztos kőolajtározók hézagterfogatójának kalkulációja), amellyel az orvostudomány, szénhidrogén bányászat, vagy épp a régészet felé épített ki tudományos kapcsolatokat a speleológia számára.

Karsztkutatásának egyik központi kérdése volt a karsztdenudáció intenzitásának vizsgálata, amellyel ezt a speciális denudációt teljesen új megvilágításba helyezte. Egyrészt kimutatta, hogy a korrózió dinamikája klímazónánként nagyon különböző, ez a különbözőség meghaladhatja az egy nagyságrendet is. Mérésekkel igazolta, hogy a trópusi karsztosodás intenzitása sokszorososa a mediterrán és a mérsékeltövi korrózióknak is, és ezen belül a korrózió hatótényezői nagyon eltérő intenzitással hatnak. Ebben az ügyben túllépett a hazai irodalomban is jellemző Láng-féle koncepción, aki a karsztkorrózió és a csapadék mennyiség között mutatott ki szoros korrelációt. Nevezetes Corbel-lel lefolytatott vitája. Corbel csak a hideg vizek hőmérsékletének nagyobb CO₂ nyelő-képességéből azt következtette, hogy a korrózió a hideg égövön a legnagyobb. A geográfus Jakucs László soktényezőt elemző földrajzos szemlélete kellett, hogy világosan kimutassa az eltérő ökológiai tényezők összehatásaként változik a karsztos korrózió és nem a CO₂ vízben oldódó képessége, vagy a csapadék mennyisége, vagy a hőmérséklet stb. miatt. Ez a felismerés a 70-es évek legelején kristályosodott ki. Eddigre más sok tiszteletet parancsoló eredménye volt, gondoljunk csak a barlangfeltárásokra, vagy a barlangi árvizekkel kapcsolatos elméleti, vagy alkalmazott eredményekre. Mégis ez az eredmény hozta meg számára a nemzetközi elismerést, a legnagyobb idézettséget. A denudációnak ez a komplex, mai szóhasználattal talán ökológiai indíttatásúnak nevezhető szemlélete (és lelkes munkatársainak és tanítványainak kutatási eredményei) tették lehetővé, hogy a 70-es évek végén a 80-as évek elején megfogalmazza a karsztdenudáció élő környezettől való intenzív függésének elvét a „*Karszt biológiai produktum*” c. a Földrajzi Közlemények 1980-ban megjelent munkájában.

A karsztok denudációjának kérdését kiterjesztette felszín alatti formákra is és merőben új értelmezést adva gyakorlatilag véget vetett a karsztosodást az oldás kizárólagosságával magyarázó álláspontoknak. Ez volt az a pont, ahol összeért a karsztos-speleológus kutató és a geomorfológus szakember vizsgálati témája. Nem tagadta az oldódás fontosságát és elsődlegességét a karsztosodásban, de bizonyította, hogy a (felszín alatti) karsztosodásban más tényezők is rendkívül aktív szerepet játszhatnak. A és B, vagy autogén és allogén típusú karsztosodást definiált, ahol az újdonság az esetlegesen megjelenő B típus felismerése és jegyeinek bemutatása volt. Szerinte a B típusú, allogén karsztdenudáció nem más lényegében, mint egy nemkarsztos felszínformáló folyamatnak, a folyóvízi ún. normális erózió folyómélyülésének a karszt mélyén való sajátos megjelenése. A karsztosodás klasszikus értelmezése e környezeti hatás esetleges jelenlétét, és annak morfogenetikai hatásait nem vette figyelembe. A hazai karsztok összefogla-

ló tipizálását nyújtja „*A hazai karsztok fejlődéstörténeti típusai*” c. a Karszt és Barlang 1977-ben megjelent tanulmánya.

A 80-as évek közepétől Jakucs László karsztos kutatásai jellemzően az antropogén hatások értékelése felé fordultak. A Kárpát-medence számos barlangjában mutatta ki és bizonyította mérésekkel (elsőként a Megkezdődött a cseppkőbarlangok pusztulása? c. 1984-ben a Természet Világában megjelent cikkben), hogy a környezeti változások (területhasznosítás változás, savas esők hatása stb.) agresszívvá tették a barlangi csepegő vizeket és azok a cseppköveket sok helyen elkezdtek visszaoldani.

Az 1970-es évek derekától (1976-tól) az ő irányításával készültek a Magyarországot lefedő műholdfelvételek földrajzi interpretációi. A LANDSAT felvételek akkori lehetőségeknek megfelelő analóg kiértékelési módszerei álltak rendelkezésére. Mégis a felvételek biztosította áttekintő látásmód számos új irányban teremtett megoldandó feladatot. A kiértékelések egyik eredménye a területhasznosítás első nagytáji áttekintő térképének elkészítése volt. Az új lehetőség inicializálta a becsapódásos felszíni formák elemzését. Hazai viszonylatban újszerűnek ható kérdésfelvetést főként az alkalmazott módszer tette vonzóvá a szakemberek körében. Az „*Asztrolélemek kimutatása műholdfelvételek segítségével*” c. a Földrajzi Közlemények 1979-ben megjelent tanulmány jól foglalja össze azokat a felismeréseket, amelyeket a globális látásmóddal elérhetünk.

Jakucs Lászlóról az oktatóról nem lehet úgy szólni, hogy ne azzal kezdjük, hogy ő azt vallotta, hogy a hallgatóknak lehetőleg a valóságban kell bemutatni a morfológiai formákat. Több mint 30 éven keresztül oktatott a graduális képzésben általános természeti földrajzot. Az ezzel kapcsolatban összegyűjtött ismeretanyagát 1990-től 3 vaskos kötetbe rendezve jelentette meg. Kiváló előadó volt, izgalmas és érdekes előadásai sokakat ragadtak magukkal. Pedig nehezen indult. Többször is mesélte, hogy bizony nem volt egyetemi előadásokhoz szokva és az első alkalomkor sűrűn írt jegyzetei fölött – az óra izgalmában – elvesztette kontrollját és bizony azok széthullottak össze nem rendezhető módon. Saját magára támaszkodott és akkor vált előadóvá. Kiválóvá. Méltán lehetett büszke arra, hogy a mai földrajzok közösségéből sokan tekintették mesterüknek őt.

Az külön öröme szolgálhat az előadónak, hogy ezt a méltatást sok kolléga megtarthatta volna, mert kutató és oktatómunkája sok szakembert nevelt a földrajznak és még többüket érintett meg a mutatott kutatási aktivitás. Jakucs professzor közel 200 tudományos közleményt, 41 kiváló stílusban megírt könyvet hagyott hátra, amelyek legalább egy emberöltőnek szolgálhatnak forrásul és mintául. A legrangosabb műve a több nyelven is meg-

jelent „*Karsztok morfogenetikája*” c. monográfia, amelyre több mint 350 külföldi hivatkozást ismerünk. Példa lehet mindannyiunk számára.

JAKUCS LÁSZLÓ, A TUDOMÁNSZERVEZŐ

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE TTK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék
6700. Szeged, Egyetem u. 2. keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Bevezetés

Jakucs László tudományos tevékenysége nagy hatással volt mind a hazai, mind a nemzetközi karsztkutatásokra. Egy olyan karsztmorfológus generáció nagytiszteletű tagja volt, amely a múlt század közepétől napjainkig nagyon sok új felfedezéssel járult a karsztok tudományának fejlődéséhez. A legnevesebb karsztkutatók, közöttük Derek Ford, Paul Williams, Karl-Heinz Pfeffer, Hubert Trimmel, Michael Day, Ugo Sauro Jakucs Professzor távozásakor együttérzésük megfogalmazása mellett hangsúlyozták kutatói nagyságát és meghatározó szerepét a tudomány fejlődésében. Elismerésének méltó bizonyítéka, hogy „*A karsztok morfogenetikája*” című munkája a világon mindenütt fellelhető a szakkönyvtárakban, s magam vagyok a tanúja annak, hogy Németországtól Angliáig, de a tengeren túl is kézikönyvként használják a kutatók és hallgatók. Ennek bizonyítéka az is, hogy nagyszámú azoknak a karsztos munkáknak a száma, amelyek idézik megállapításait. Közel 200 hivatkozást ismerünk a külföldi szakirodalomból munkáira, de a hazai hivatkozások is 250 körül vannak. Tudatában annak, hogy szakmánkban nem készítenek citációs indexet, (a fenti hivatkozások az általunk hozzáférhető szakirodalomból ismertek), ezek a számok mutatják munkásságának fontosságát.

Jakucs László karsztmorfogenetikai tudományos megállapításai

Átformálta a karsztmorfológia hagyományos szemléletmódját. Elkülönítette a mészkőkarsztok két nagy csoportját. Kimutatta, hogy az A-típusú /autogén/ karsztokban csak oldásos karsztjelenségek fejlődnek ki /karrok, dolinák, uvalák/, míg a B-típusú /allogén/ karsztokban fontos formakincs képző szerepe van a normális folyóvízi völgymélyítő hordalék-erózióknak is /karsztvölgyek, barlangrendszerek, víznyelős vakvölgyek képződése/. Nemzetközi viszonylatban elsőként dolgozta ki a karsztbarlangok morfogenetikáját.

kájának eróziós modelljét. Új elveket és módszereket munkált ki a még ismeretlen barlangrendszerek feltárására. Bebizonyította az oldásos karsztfolyamatok döntően biogén szabályozottságát is. Hangsúlyozta a talaj, a klíma és a növényzet együttes szerepét a karsztok fejlődési dinamikájában. Jean Corbel felfogásával szemben (aki a hűvös klímájú területek karsztdinamikáját a forróövi karsztosodás elé helyezte) bebizonyította, hogy a szabad atmoszféra CO_2 -tartalma a csapadék eredetű vizek karsztos kőzetoldásaiban elhanyagolható tényező. A karsztos oldás nagyságrendje döntően a mészkövet beborító talajok biológiai agresszivitásának mértékétől függ, azaz a karsztok a klíma és mikroklíma tényezőinek progresszív szabályozottságában fejlődnek. Ezen megállapításait összefoglaló munkáját, a már idézett „*Karsztok morfofenetikája*”-t a Tudományos Akadémia nivódíjban részesítette (ez a munka Amerikában, Bristolban és Moszkvában is megjelent angol nyelven).

Legfontosabb tézisei

1. A kőzettel érintkezésbe kerülő víz szénsavassági foka és karbonátoldó képessége között egyenes arányú összefüggés áll fenn, így az adott víz karsztkorróziós dimanzmus fokának értelmezéséhez legfontosabb azoknak a feltételeknek a tisztázása, amelyek meghatározzák a szoba jöhető vízben elnyelődött CO_2 arányait. E feltételek közül meghatározó szerepe van a felszínre jutó csapadékvízzel esetlegesen érintkezésbe kerülő talajatmosfera széndioxid-koncentrációjának, mivel a csapadékszármazású beszivárgó vizek, amelyek mészkő oldásuk révén az egész karsztfejlődést irányítják, a korrózió dinamikáját meghatározó szénsavtartalmukat legnagyobb részben a talaj rétegszintjeiben nyerik el.

A talajatmosfera gázösszetétele igen gyors és érzékeny változásokkal reagál mind a makro-, mind pedig a mikroklimatikus hatótényezőkre, s jellemző különbségeket mutat még ugyanazon vizsgálati helyen is a talajban élő vegetáció típusától és a rhizoszférában élő fajoktól függően. Azaz a korróziós karsztdenudáció ütemét – a beszivárgó csapadék mennyisége mellett – leginkább a felszínt fedő vékonyabb vastagabb talajréteg biológiai és egyéb talajfejlődési folyamatai szabják meg. A mészkőzetek természetbeni karsztkorróziója a földfelszín legjelentősebb hányadán genetikusan értelemben nem egyéb, mint a kőzetet fedő talaj biológiai és kémiai fejlődésjelenségeinek az oldható alapkőzeten való formai visszatükröződése.

2. A hideg égőkben a karsztokról eredő folyók oldott és lebegtetett mészszállítása közel egyező a denudációs lepusztulási mennyiséggel. Minél inkább uralkodó szerepet kap azonban a beszivárgó csapadékvíz kémiai jelle-

gének beállításában a talaj atmoszféra és a benne felhalmozódó főként biogén CO₂, azaz minél melegebb a klíma, annál nagyobb lesz az eltérés az oldás és az elszállítás arányai között, egészen addig a szintig is, ami a trópusokra ma többnyire jellemző, hogy ti. a karsztos korrózió tényleges denudáció arányaihoz képest a folyók mészszállítása gyakorlatilag nem játszik szerepet.

A hidegövi karsztok – korrózív denudációt megközelítő mértékű folyóvízi oldati mészszállítás miatt – kilúgozott „vázkarsztok”-ká fejlődnek, míg a forró égővek karsztjai a magasabb szintekben feloldott mészsanyag mélyebb szintekben vagy közel-helybeli újbóli akkumulálása miatt tömött karsztokká alakulnak. Ez utóbbiaknál a mészszállítása elsősorban vertikálisan jelentkezik, horizontálisan csak kis helyen, zárt körzetre kiterjedően. A légköri eredetű CO₂-nek a karsztokorrózióban a magashegységi, a periglaciális és a sivatagi klímaövezetek kivételével számottevő jelentősége nincsen, s különösen a trópusi övekben a nála sokszorta számottevőbb egyéb korróziós komponensekkel szemben hatása teljesen elhanyagolható.

3. A mérsékelt égővi karsztok nemcsak földrajzi szélességi helyzetük szerint, hanem morfogenetikusan is a trópusi és poláris karsztok denudációjára jellemző folyamat nagyságrendek és minőségi különbségek közötti átmeneti helyzetnek felelnek meg.

A nedves és kontinentális mérsékelt övi, valamint a mediterrán övi karsztokorróziót legsajátosabban a folyamatok jellegének és dinamikájának évszakok szerinti markáns változása jellemzi. Valószínűnek látszik, hogy az összes klímazónák közül éppen a mérsékelt égővben jut leginkább érvényre a mikroklimatikus hatáskülönbségek formaalakító szerepe. Az égővre jellemző éghajlati szélsőségek, a téli félévi sűrű fagyváltozékonyság által termelt és a lineáris vízfolyásokban nagy eróziós határfokot biztosító kőzet-törmelékek, a vegetációs időszakon kívüli heves intenzitású árvízi gyakoriság (mediterrán) stb. magyarázzák, hogy a Földnek ebben a zónájában a legjelentősebb a korróziós barlangképződést is.

A korróziós karsztfolyamatot egy adott mikro-térségben mindig az illető hely mikro-klimatológiai jellemzői determinálják, ezek pedig nemcsak a vidék makro-klímájának a függvényei. Valamely körzetben tehát a karsztfelszín lepusztulási folyamatának minőségét úgy kell értelmezni, mint a körzetet alkotó számos mikro-térség egymáshoz nem szükségszerűen hasonló konkrét denudációs történéseinek statisztikai középátlóját.

4. Attól függően, hogy a mészkőtömeg hidrográfiai rendszerében idegen területekről származó vizek részt vesznek, vagy nem vesznek részt, megkülönböztette a B-típusú (allogén) és az A-típusú (autogén) karsztot. Az autogén karszt hidrográfiájában alapvető genetikusan tényezőként csak a

karsztfelszínen beszivárgott csapadékvizet vette számításba, míg az allogén karsztban nem-karsztos térszínek lineáris vízfolyásainak szerepét hangsúlyozta a denudációban. Azt vallotta, hogy kizárólagos típus tisztasággal a természetben csakis az autogén hidrológiai jelleg fordulhat elő, míg az allogén karsztok geomorfológiai arculatában a B-típusú bélyegek mellett az A-típus hidrológiai- és formajegyei is mindig jelen vannak.

A B-típusú (allogén) karsztdenudáció véleménye szerint lényegében nem más, mint egy nem karsztos felszínformáló földrajzi folyamatnak, a normális eróziós folyóvölgy mélyülésnek a karszt mélyén való sajátos arculatú megjelenése. A nagy patakos barlangrendszerek tehát nem kőzet kioldódással keletkeztek, hanem egyszerű földalatti folyómedrek (boltozott völgyek), amelyeket a víz által sodort hordalékok koptató eróziója mosott ki. Ezek a felszíni folyó (patak-) völgyekkel analóg képződmények. E folyamat előfordulása a karsztokon 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, illetve jelenlétének morfogenetikai hatásait nem vette figyelembe, hanem csakis az autogén karsztosodás kategóriáját. Ezen értelmezés alapján a karsztok mélyének a Földön megfigyelhető legnagyobb barlangképződményei genetikai értelemben nem is lennének karsztjelenségek eredményei.

Az allogén karsztok fejlődésének első szakaszában a nem karsztos térszínekről származó vízfolyások a mészkőfelszínen is felszíni folyásúak maradnak és ott eróziós völgyeket mélyítenek. Később a kőzet mélybeli korróziós járatfejlődései után – a felszíni völgyeket a karsztjáratok alulról megcsapolják (batükaptura) és ettől kezdve a folyóvíz lineáris völgyalakító munkája a felszín alá tevődik át, ahol is barlangképzésben folyik tovább.

A dolinasorok feltűnő jelenléte valamely karszt felszínen arra utalhat, hogy a terület a denudációs folyamat kezdetén többé-kevésbé fedett karszt volt. A sordolinák korrelatív elrendeződését ugyanis többnyire a fedett karsztról epigenetikusan átörökölt eróziós folyóvölgyek egykori tengelyvonala jelöli ki. A dolinasor telepítésében tehát a tektonikai preformáció csak a karsztot eredetileg borító takaróréteg felszíni eróziós völgyelrendeződéseinek vonalszerű irányából öröklötten jut érvényre. A sordolinák mindig idősebbek és mélyebben fekszenek a dolinafüzérbe nem tartozó egyedi dolináknál. Többnyire nagyobbak és fejlettebbek is azoknál. Az allogén vízfolyású mészkővölgyben a batükaptura hátrafelé, a vízgyűjtőhátér irányába többször is megismétlődhet. Ennek következtében a völgy többlépcsős ponor sorra alakul. A folyamat addig ismétlődik, míg végül a nyelősorozat legfiatalabb tagja eléri a karszt kőzethatárát. Ezt követően a

mélyebb szintű barlangokból a peremi víznyelőn keresztül felszínre harapódzó hátravágódó erózió a karsztos tömeg előtti térszint tarolja, ami idővel a mészkőtömb szigetszerű kiemeltségéhez vezet.

5. A karsztok elkopárosodása a karmezők formakincsének teljes átalakulását vonja maga után. Megfigyeléseink szerint a jelenség annyira egyértelmű, hogy pusztán ennek az átalakulásnak a mértékéből is közelíthető pontossággal becsülhető meg az elkopárosodás időtartama. A viszonylag kiegyenlített vízhozamú, egész éven át aktív barlangi csepegőhelyek mindig az erdős karszt-térszínek alatt fordulnak elő, míg az erősen változó csepegés erősségű sztalaktitok csaknem kivétel nélkül a karsztkopárok alatti barlangszakaszokban. A cseppkövek színváltozásai is szoros kapcsolatban állnak a felszín növénytakarójának állapotváltozásaival. Az elkopárosodást általában a barlangok üregeinek és a cseppköveknek erős elagyagosodása kíséri.

Tudományszervező tevékenysége

Jakucs Professzor azok közé a tudósok közé tartozott, akik életük során mindvégig törekedtek tudományos eredményeik megismertetésére és átadására. Ezirányú tevékenysége mind a kollégák, mind a fiatalabb tanítványok irányában nagyon aktív volt. Határozott véleménye az volt, hogy a fizikai földrajz művelőjének laboratóriuma a természet. A tájban vizsgálhatjuk azokat a jelenségeket, amelyek a felszínfejlődésben szerepet játszanak. A nagy összefüggések ismeretében végezhetünk ezt követően kísérleti-geomorfológiai vizsgálatokat. A fenti elvéhez hűen nagyon sok időt és energiát fordított a hazai és külföldi karsztmorfológiai tanulmányutak megszervezésére és szakmai irányítására.

Tanulmányútjai mindig pontosan tervezettek voltak, minden résztvevő kapott olyan feladatot, amely megelőző szakmai ismeretszerzést igényelt a résztvevőtől. A terepen már azokat a jelenségeket, összefüggéseket és formákat mutatta be és értelmezte, amelyek mindig továbbgondolásra készítették tanítványait. Ezeken a tanulmányutakon szerettette meg a karsztok csodálatos világát a résztvevőkkel, akik később maguk is bekapcsolódtak a karsztkutatókba. Ezirányú tevékenységének résztvevőként magam is sok-sok alkalommal tanúja voltam. Különösen fontosnak ítélem meg a Dinári Karsztokra, illetve az egykori Jugoszlávia karsztjaira vezetett tanulmány- és kutató útjait. Azokon a helyeken, ahol a klasszikus karsztjelenségeket és formákat a kutatók (Grund, Katzer, Cvijič) először írták le, tudományos igénnyel, a legkorszerűbb ismeretek birtokában mutatta be Jakucs Professzor tanítványainak a karsztok világát. Ezek közül említjük a legfontosabbakat.

- 1967. Belgrád – Titográd – Kotor – Dubrovnik – Rijeka – Postojna – Planina,
- 1971. Skopje – Ohrid – Dubrovnik – Mostar – Sarajevo,
- 1975. Ljubljana – Vrsič – Mangart – Bovec – Piran – Ljubljana,
- 1976. Szlovén Karszt és Plitvice,
- 1978. Crna Gora karsztjai,
- 1980. Szlovén Karszt,
- 1984. Belgrád – Titográd – Bar – Mostar – Rijeka – Postojna,
- 1987. Vipava expedíció,
- 1990. Szlovén Karszt – Velence – Dubrovnik – Ulcinj – Totograd – Belgrad,
- 1995. Ujabb Vipava expedíció.

Kimondottan tudományos céllal jártuk be Közép-Európa számtalan barlangját azzal az elhatározással, hogy megvizsgáljuk a cseppkődegradáció előfordulását, és kutatjuk annak okait. Elvitte vállalkozó szellemű tanítványait az oroszországi Optimicseszkaja gipszbarlang feltárására, ami nemcsak szakmai szempontból, de fizikai megpróbáltatások szempontjából is komoly feladat elé állította a kutató csoportot.

Szervezett több olyan karsztos tanulmányutat jelentős hallgatói részvétellel, amely során Csehország és Szlovákia szinte minden barlangját meglátogattuk, beleértve a jégbarlangokat is (1964, 1973, 1975, 1977, 1988, 1993). Olyan barlangokat próbált feltárni (pl. Szlovéniában a Vipava expedíciók során), ahol tudta, hogy nagy barlangrendszer létezik, de a nevezett ország kutatói nem foglalkoztak a feltárással (sokszor nehézségeket kellett leküzdeni azért, hogy a kutatást elkezdhessük). Vezetett kutatóutat a romániai Padisra (1987), ahol a karsztrendszer egészének folyamatait szimulálta. Hallgatói csoporttal járt Ausztria és Svájc magashegységi karsztjain (1992). Közel 70 éves volt, amikor felfedezte Korzika gránit csodáit, ahová több alkalommal visszatért. A BDF Természetföldrajzi Tanszékének kutatóival együtt 2000 májusában szervezte meg a Tafoni expedíciót. Utolsó tanulmányútja Kubába vezetett, ahol most is, mint korábban az 50-es években a Kubai Akadémia meghívására vett rész szakmai programon.

Aktívan bekapcsolódott a nemzetközi tudományos életbe. 1971-ben megszervezte Magyarországon az IGU Karsztkonferenciát, majd 1990-ben a szlovák karsztkutatókkal együtt szerveztük meg az IGU Karsztbizottság soron következő szimpóziumát. Ennek a keretében Jakucs Professzorral Aggteleken tartottunk nemzetközi utó konferenciát.

Szuggesztív egyénisége mind a szakmai konferenciákon, mind a tanulmányutakon számos követőt vonzott, amelynek eredményei lemérhetők a karsztos témából szerzett tudományos minősítések, diplomamunkások és

szakdolgozók nagy számában. Néhány nagydoktor és közel 30 kandidátus és PhD tanítványa szerzett szakmai irányításával tudományos minősítést.

Jakucs Professzor aktívan részt vett a hazai és nemzetközi tudományos közéletben. Évtizedekig tagja volt az MTA Tudományos Minősítő Bizottsága Földrajzi és Meteorológiai Szakbizottságának, a Magyar Tudományos Akadémia Földrajzi Főbizottságának, a Nemzetközi Földrajzi Unió /IGU/ Magyar Nemzeti Bizottmányának és az Environmental Change on Karst Area IGU Bizottságának. Társelnöke, majd tiszteleti tagja a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatnak és a Magyar Földrajzi Társaságnak. Az MFT Szegedi Osztályának több mint 30 éven át elnöke volt. Minden lehetőséget felhasznált arra, hogy tudományos téziseit megossza a szakma kiválóságaival, de nagy hangsúlyt fektetett arra is, hogy egyetemi előadásain, a hallgatói terepgyakorlatokon a fiatal tudósjelölt nemzedékeknek a karsztkutatás legújabb eredményeit bemutassa.

Összegzés

Jakucs Professzor munkássága meghatározó jelentőségű a karsztok tudományos kutatásában. Tudományos megállapításai mind a hazai, mind a nemzetközi szakmai körökben meghonosodtak, azokat elfogadva ma már mindenütt idézik a szakmában.

Tudományszervező tevékenysége mindig párosult oktatásszervező munkájával, hiszen a felsőoktatásban merített a sok tehetséget felsorakoztató hallgatósból. Tanítványai ma a tudományos élet különböző szintjein bizonyítják munkájának eredményességét, amit mi utódok nagyon nagyra értékelünk és e szerény konferencia megemlékezéssel ismét megköszönünk.

JAKUCS LÁSZLÓ A FELFEDEZŐ

DÉNES GYÖRGY

1132. Budapest, Borbély u. 5. II/4.

A felfedezők kivételes emberek.

Felfedező volt az az emberösünk, aki elsőként ismerte föl a tűzgyújtás módját.

Felfedező volt Kolumbusz Kristóf, aki egy merőben új feltevés alapján, miszerint a Föld gömbölyű, egy új, rövidebb tengeri utat kísérelt meg fölkatatni Európából nyugat felé hajózva Kelet-Indiába. Ezzel olyan kockázatot vállalt, amelyre előtte senki sem vállalkozott, és kemény küzdelem árán fölfedezte az Újvilágot.

Felfedező volt a magyar Teleki Sámuel is, aki tudatosan és tervszerűen, minden lehetőséget átgondolva, mindenre fölkészülve, kockázatot és életveszélyt is vállalva vágott neki kis csapatával a Nílus forrásvidéke európai ember számára ismeretlen világának feltárására. És fölfedezők voltak Vámbéry Ármin, Stein Aurél és Almássy László is, akik ezer veszélyt vállalva, céltudatosan derítettek föl a tudomány számára addig ismeretlen tájakat.

Felfedezők voltak mindazok, akik új utakat keresve, kutatva korábban ismeretlen helyeket fedeztek fel Földünk felszínén, vagy felszíne alatt, a barlangok mélyén, és azok is, akik addig ismeretlen égitesteket felettünk az űrben.

Felfedezők voltak azok a régészek és történészek, akik tudatos kutatómunkával feltárták Trója meg Mükéné romjait, a fáraók sírjait, vagy az Újvilágban a maja és az inka kultúra emlékeit.

Felfedezők voltak azok a nyelvészkatatók is, akik szorgos gyűjtőmunkával, távoli vidékek bejárásával, rengeteg munka és kockázat árán felderítették a magyar nyelv eredetének és kialakulásának titkait.

Felfedezők voltak azok, akik új eszközöket és műszereket konstruáltak a világ és titkainak megismerésére, meg azok az orvosok és biológusok, akik felkutatták egyes betegségek addig ismeretlen kórokozóit, és azok a kutatók is, akik felfedezték a betegségek ellenszereit, leküzdésüknek vagy megelőzésüknek módját.

Felfedező volt Püthagorasz, Bolyai János és Einstein meg Neumann János is, akik a maguk tudományterületén új összefüggéseket ismertek fel, új utakat nyitottak. És sorolhatnám vég nélkül a nagy felfedezőket.

De vajon felfedező-e az, aki eltűnt birkáját, vagy kutyáját keresve, vagy favágás, gombagyűjtés közben bukkan az erdőben egy addig ismeretlen üregre? Az ilyen emberről legfőljebb azt mondhatjuk, hogy talált valamit, de igazi fölfedezőnek aligha tekinthetjük.

Az igazi felfedezők tudatosan törekszenek az ismeretlen megkutatására, addig megoldatlan probléma megoldására. Új utakat keresnek, új eljárásokat, új módszereket dolgoznak ki világunk különböző titkainak megfejtésére, kockázatot és áldozatot is vállalva küzdenek céljuk eléréseért, az addig ismeretlen megismeréséért.

Az embernek talán legősibb ösztöne az ismeretlen megismerésére irányuló törekvés. Van aki ezért az áldozatot, a kockázatot is vállalja, aki harcolni is képes érte. És van, aki ebben a szívós harcban, kitartó küzdelemben, lépésről-lépésre haladva a megismerésben, végül győzni is képes, akinek sikerül megismerni, felfedezni valamit, valamely összefüggést, amely eddig ismeretlen volt.

Jakucs László ezek közé a különös emberek közé tartozott. Ő igazi tudós fölfedező volt.

Barlangi fölfedezései közismertek. A Sátorkőpusztai-barlang nyílásán 1946-ban céltudatosan mászott le a sötétlő üreg ismeretlen mélyére és elsőként hatolt be a barlang belső, emberszem soha nem látta, kristályoktól csillogó termeibe. Híressé a Béke-barlang 1952. évi felfedezése tette. 1953-ban feltárta a Pénz-pataki-víznyelőbarlangot. Közismertek eredményes baradlai kutatásai is, köztük az Alsó-barlangba való bejutása, és még sok más barlang és barlangszakasz felfedezése a Bükkben és az Aggteleki-karsztvidéken. Nevezetes sikere a világ második legnagyobb barlangrendszereiben, az ukrainai Optimista-barlangban tanítványaival egy jelentős újabb barlangszakasz, a Szegedi-barlang feltárása 1974-ben.

Barlangi felfedezései közül a Béke-barlang feltárását emelem ki. Vízfestésekkel kimutatta, kiszámította, hogy a Baradla-barlang közelében egy másik, nagy, addig ismeretlen barlang is húzódik. Föltárására 1952 nyarán kutatóexpedíciót szervezett, és sikerült fölfedezniük a csodálatos cseppkőképződményekben gazdag, páratlan szépségű Béke-barlangot. De nem a barlang nagysága vagy szépsége miatt különös jelentőségű ez a fölfedezés, hanem mert a barlangok föltárásának, fölfedezésének addig nálunk ismeretlen, új módszerét alkalmazta. Első ízben történt meg, hogy egy kutató tudományos megfontolások és számítások alapján, tervszerűen vágott neki egy

soha, senki által nem látott, ismeretlen barlang feltárásának, és ezt siker is koronázta. Ez volt a Béke-barlang feltárásában az új és nagyszerű, ezért volt az igazi felfedezés.

Jakucs új munkamódszerét illetően hadd idézzem föl azt a kutatómunkát, amelynek nemcsak tanúja, de egy szakaszán részese is lehettem, a faggyúfáklyás expedíciót. Nevéből ítélve azt hihetnék egyesek, hogy az valami romantikus játék lehetett, pedig az egy soklépcsős kutatómunka nyomán leszűrt új felismerés, komoly felfedezés kontrollja, eredményes bizonyítása volt.

Ezt megelőzte Jakucs részéről a Baradla alapos karsztmorfológiai kutatása, árvizeinek megismerése, az előző barlangkutatók és régészek által felvetett problémák, kételyek, ellentmondások kritikus tanulmányozása, amely őt a problémák megoldására ösztönözte.

Engedjék meg, hogy itt most az évek során egymást követő lépésekre, kutatásokra és kérdőjelekre csupán fősorolásszerűen utaljak, föltételezve azt, hogy tisztelt hallgatóim ismerik a Baradlát és annak kutatástörténetét is.

Vass Imre 1825-ben a Baradla Vaskapun túli szakaszának első bejárásakor emberi lábnyomokat és csúszásnyomokat figyelt meg az Óriások termi víznyelő fölötti agyagfalon és lábnyomokat meg ősi cserépedény töredékeket az Óriások termében a Ganymedes kútja mellett. Vértes László ősrégész ebből arra következtetett, hogy azon a részen is kellett az őskorban barlangbejáratnak lenni, amely azóta elzáródott, eltömődött Ezt azután többen is keresték. Révész Lajosék 1949-ben föltárták az Óriások terme fölött a Meseországot, ahol a bolygatatlan agyagfelszínen egy rókacontvázat találtak. Jakucs 1953-ban a Meseországból, egy agyagszifon átásával bejutott az általa elkeresztelt Karácsony-terembe. Annak végén kürtő nyúlik a magasba, amelyet följebb hordalék zárt el. Ez lehetett talán az egykori bejárat, ahol az őskor embere meg a róka is bejutott a barlangba? Hiszen az akkori hivatalos álláspont szerint a bükki vagy a hallstatti kultúra embere megfelelő világítóeszköz híján – akkor úgy vélték, hogy csak mécsese lehetett – az aggteleki bejáratától nem juthatott el idáig a barlangon át. Ezt a feltevést Jakucs is elfogadta — egy ideig.

Vass Imre megfigyeléséhez Révész, majd Jakucs kutatása egy-egy újabb adatot szolgáltatott, de az adatok mozaikszemei valahogy nem illettek össze. Az ellentmondásra akkor figyelt fel Jakucs, amikor rádöbbedt, hogy a Meseországban talált rókacontváza jóval fiatalabb agyagszinten hevert, mint amelyeket ő átásott a Karácsony-terem és az elzáródott kürtő felé. A kürtőtől a Meseországba vezető út elzáródása tehát évezredekkel korábban követke-

zett be, mint annak az agyagrétegnek a keletkezése, amelynek tetején a róka-csontváz feküdt. Eszerint a róka semmiképp sem juthatott be a Meseországba a kürtő felől. És az ellentmondások a további kutatási eredmények nyomán csak szaporodtak.

Utóbb az Arany-utca oldalág bontása során az agyagüledék rétegei alatt ősi tűzhely szénmaradványait tárta fel Putz Gizi, Jakucs akkori munkatársa (aki szintén az elmúlt év végén hunyt el). Vértes László ősrégész szerint úgy látszik ott, az Arany utcánál is kellett lenni a barlangba egy bejáratnak az őskorban. Ezek szerint két, azóta eltömődött bejárata is lett volna valaha a Baradlának? Az újabb eredmény újabb kérdőjelet vetett fel, az újabb mozaikkocka pedig sehogyan sem illett bele a képbe.

Ezután történt, hogy Jakucs a Szultán pamlaga nevű képződmény mögött magasodó Olümposzra fölmászva az a fölött emelkedő meredek falban féltalnyi belépési mélyedéseket vett észre, mintha ember vájta lépcsőfokok lennének. Itt a magasba fölkapaszkodva odafönn két barlangteremre bukkant, melyeken át kis vízerecske csordogált. Utóbb innen, a Kupolateremből vett agyagmintában a budapesti egyetem Földtani Tanszékén őskori cserépdarabkát találtak. Jakucs munkatársaival alaposan átkutatta a Szultán pamlaga fölött megismert termeket, ahonnan valóban nagyszámú hallstatti, tehát kora vaskori edénytöredék került elő, de még tatárjárás kori is akadt. A vízerecske partján pedig őskori tűzhely nyomaira bukkantak, valamint egy gyanta- vagy faggyúfáklya csonkjára is. Vértes ezúttal is azt tanácsolta Jakucsnak, nézzen csak körül alaposan a Szultán pamlagánál, meg kell találni ott is egy régi eltömődött bejáratot. Tehát három eltömődött őskori bejárata is lett volna a barlangnak? Újabb leletek sora, újabb kérdőjelek, újabb mozaikkockák, de a kép így egyre kevésbé akar összeállni.

Jakucs fejében közben kialakult egy új felismerés, egy új kép, amelyben már valamennyi kutatási eredmény, valamennyi mozaikkocka összeillett. Eszerint a korai vaskor, a hallstatti kultúra embere ismerhette és ismerte is a Baradla Vaskapun túli szakaszait, hiszen képes volt gyanta- és faggyúfáklyákat készíteni, melyeknek fényénél már végig be tudta járni a Baradlát az aggteleki bejáratától kezdve az Óriások terméig. Ennek nyomai azonban csak olyan helyeken maradtak meg máig, ahová a nagyobb barlangi árvizek sem nyomultak fel, mint az Óriások termi Ganymédesz kútjánál vagy a Szultán pamlaga feletti termekben. Nem volt tehát a Baradlának régen sem több természetes bejárata mint ma. A korai vaskor embere is az aggteleki bejáraton át jutott be a barlangba, azon végig az Óriások termébe és kapaszkodott föl a Szultán pamlaga fölötti Kupolaterembe (amely utóbbi ideális búvóhelye volt azután a tatárjárás idején is az akkori falu menedéket

kereső lakosságának). Az aggteleki bejáraton át juthatott el a Meseországba az a róka is, amely éppen azért pusztult el, mert nem talált ott kijáratot a barlangból.

Lépésről-lépésre, a szemünk láttára szaporodtak Jakucs kutatásai nyomán az újabb eredmények apró mozaikkockái, míg végül briliáns logikával összeállt a kép, amellyel Jakucs nemcsak a barlang kutatástörténetébe írt újabb fejezetet, de a kora vaskori ember világító eszközeiről és azok birtokában a barlangok távoli részei megismerésének lehetőségéről tárt fel olyan új ismereteket, amelyek nemcsak a Baradlára érvényesek, hanem a nagy barlangokra világszerte általában. Ennek a sorozatos kutatásokon nyugvó, az újabb és újabb leletanyagok nyújtotta információk összefüggéseit felismerő, új szemléletű történelmi képnek a kialakítása más jellegű, de nem kisebb teljesítmény volt, mint a Béke-barlang fölfedezése.

Jakucsnak ezt a felismerését aztán megerősítették a Matyó-rojttal szemben emelkedő agyagdombocskán feltárt leletei és az Óriások termében Putz Gizi által felkutatott újabb őskori cserépedény darabok is.

De nem elég a logikus gondolatmenet, és talán a leletek sem győznek meg mindenkit, ezért Jakucs úgy érezte, hogy be is kell bizonyítania, hogy mindez valóban lehetséges volt, így került sor 1959-ben a közismert róka-kísérletre, majd 1960-ban a fagyúfáklyás expedícióra, melynek magam is résztvevője voltam. Ez a bizonyítási mód egyébként engem Thor Heyerdahl Kon-Tiki expedíciójára emlékeztetett. Az eredmény: vitathatatlanul megdőlt egy régi, szilárdnak vélt feltevés. A Baradlát fáklyaival valóban végigjárhatta az őskor embere. Jakucs nemcsak és nem elsősorban új barlangtermeket és fontos régészeti leleteket fedezett fel, hanem az összefüggéseket felismerve fényt derített a kora vaskori ember és a barlangok kapcsolataira is. És ez nem a Baradlához kötött, hanem általános érvényű felfedezés! Mi kellett ehhez? Új utakat kereső, új módszereket kidolgozó, logikusan gondolkodó, szellemes megoldásokat találó, ötletgazdag és lelkesedni tudó, fáradhatatlan és a harcot soha fel nem adó ember.

Az új utak kitaposása közben néha egy időre utat is téveszthet az ember. Ez az útkeresés velejárója. De a szívós továbbkutatás mindig segít megtalálni a helyes utat. Ha útkeresés közben Jakucs néha tévedett is, érvei mindig vitára készítettek, ami őt is hozzásegítette a helyes útirány megtalálásához, és vitapartnerét is újabb felismerésekhez vezette. Jakucs Lászlóval vitatkozni is érdemes volt.

Végezetül hadd idézzem őt magát, hallgassátok, hogyan vélekedett ő a kutatómunkáról és a felfedezésről:

„A megismerés, a felfedezés vágya az ember egyik legősibb ösztöne... A kielégíthetlenné fokozódó megismerési vágy egy idő után végzetes elkötelezettséggé halmozódik bennünk... Fényt lobbantani egy évmilliók óta sötét, senki által nem látott világba: ez maga a csoda ... olyan öröm, amelyet más módon az ember nem tud megszerezni. Elsőként belépni egy idegen birodalomba, ahol sohasem járt hozzánk hasonló élőlény, és ahol nem tudni előre, mi vár ránk a következő pillanatban ... ez a legcsodálatosabb élmény... Ez semmi mással nem pótolható, tiszta gyönyörűség! ... A megélt felfedezés pedig a küzdelemre és győzelemre teremtődött ember életének kétségtelenül a legnagyobb jutalma.”

Nos, a küzdelemre és győzelemre teremtődött ember életének legnagyobb jutalmát, a felfedezés semmivel sem összehasonlítható örömét, gyönyörűségét Jakucs László sokszorosán megélte. Nemcsak családjában, de szíve-lelke szerinti munkásságában is boldogságot talált Teljes életet élt. Tisztelettel és megbecsüléssel gondolunk rá, a melegszívű emberre, barátra, a kiemelkedő tudósra és eredményeire, fölfedezéseire.

Ő – sajnos – már nincs közöttünk. Pedig szívesen vitatkoznék vele még jó ideig, hiszen megoldatlan probléma, fölfedezni való maradt bőségesen még a következő generáció számára is. Vágjatok hát neki bátran fiatal kutatótársaim, barátaim, kövessétek Jakucs László példáját. Szívósan és ésszel kutassatok, küzdjétek, hogy megélhessétek ti is a legcsodálatosabb élményt, a küzdelemre és győzelemre teremtődött ember életének legnagyobb jutalmát, a fölfedezés semmi mással nem pótolható gyönyörűségét. Úgy érzem ez Jakucs László üzenete a számotokra, melynek megvalósításához jó szerencsét és sok sikert kívánok!

VASÉRCEK A MAGYAR KARSZTON

TÓTH ÁLMOS

Magyar Geológiai Szolgálat, Budapesti Területi Hivatal, Budapest, Kolumbusz u. 17-23. toth.almos@mgsz.hu

Abstract: Author gives a summary of the knowlegdes on iron-reach formations of the Hungarian karsts. In harmony with the author's former views he brings up that we have to take bauxitic iron-ore, a special formation of karsts, into account as row material of the former iron metallurgy. Study of this question is important from the viewpoint of history and industrial history.

Bevezetés

A karszton gyakorta figyelhetők meg vasdús göbecsek, vasdús muglik. Nevezik ezeket a régi irodalomban szemecs-vasércnek, babércnek is. E képződmények földtani szempontból is roppant érdekesek, de amióta László Gyula régészprofesszor megfogalmazásában „*Gömöri János felfedezte az Árpád-kori vasművesség kohóit*”, régészeti-kultúrtörténeti jelentőséggel is bírnak. Egy részük ui. minden bizonnyal, más részük feltehetően Árpád-kori vaskohók nyersanyag-szükségletét, illetve annak egy részét biztosította. Igaz, karsztos térségben Árpád-kori kohót föltárni még nem sikerült, de mind több helyen kerülnek elő adatok arra vonatkozólag, hogy megalapozottan hiessük a karszt sajátos vasérc-előfordulásainak hajdani hasznosítását.

E kérdéskörrel akkor kerültünk közvetlenebb kapcsolatba, amikor földtani-, helynév-történeti-, kohászattörténeti adatok egybevetésével arra a következtetésre jutottunk, hogy a bakonyi karszt (öskarszt) több pontján igen nagy valószínűséggel a bauxitokkal genetikai rokonságban lévő vasdúsulásokat (tk. bauxit-vasérceket) kohósították a hajdan ott lakók, talán már a keltáktól kezdve (TÓTH Á. 1999).

A példákat elsősorban a dunántúli karszt, alapvetően paleokarszt vasércelőfordulásairól említjük. Abból a megfontolásból is, hogy karsztról alkotott fogalmunkat elsősorban uraló aggteleki, illetve alsóhegyi térség ilyen jelenségeiről karszt-kutatóinknak több ismeretük lehet. Természetesen a fősorolás nem jelenti azt, hogy ott mindenütt ismerjük nyomait a hajdani vasfeldolgozásnak, de azt igen, hogy megvan a – földtani-, nyersanyagoldali – lehetősége ennek.

Alábbiakban röviden összefoglaljuk a legfőbb lelőhelyekről való ismereteinket. Természetesen csak a (hideg)karsztos folyamatokkal kapcsolatos vasércesedési jelenségekkel foglalkozunk, tehát pl. Rudabánya, Báthori barlang hidrotermás vasércével, a Rákóczi barlangi ún. barlangi vasércel nem. Néhány példát pedig annak illusztrálására említünk, hogy a jelenség a Kárpát-medence más karsztvidékein, illetve a mezozoós Thetis-övezet más karsztos térségeiben is ismert. A karszt-vasérceket két alapvető csoportba sorolhatjuk, úgymint a bauxitokkal szoros genetikai kapcsolatban lévőket és a bauxitokkal jelen tudásunk szerint kapcsolatba nem hozható feldúsulásokat

Bauxitokkal kapcsolatos karszt-vasérclelőhelyek

Csabrendek:

A Rednek/Rendek településnév - a nyelv- s történettudomány szerint megegyezik a magyar Vasas, Vasverő település-nevekkel, tehát vasérc-bányát, illetve az azzal foglalkozók települését jelöli. Határában vaskohászatra utaló vassalakot említ *GYŐRFFY GY.* (1977). Szerinte e hely is az Árpád-kori ún. szolgáltatónépi vasműves rendszer része volt, amit megerősít Herényi is. *TÓTH Á.* (1999) szerint a helyi bauxitok vasdús zónáját használták minden bizonnyal ércként. *GÖMÖRI J.* (2000a) nagy kohókataszterében nem említi. Aminek oka feltehetően az, hogy nem az általa vizsgált korba tartozónak véli a maradványokat.

Nagytárkány:

Tárkány településneveink jelezhetnek vasérc előfordulást, de lehetnek az érc-feldolgozástól elkülönült kovács-települések jelzői is. Egyes történészeink szerint a Tárkány településnév akár a legkorábbi Árpád-kort is jelölheti, az avar népi (mesteremberi?) kontinuitást is beleértve. A mai Nagytárkány térségében, a tágabb értelemben vett nyirádi bauxit-előfordulás körzetében számos felszíni bauxitnyom vált ismertté a kutatások évtizedei során. Ezek közül többen kialakult, illetve kialakulhatott az a bauxit-vaskalap, amely a vasérc-termelés, illetve vas-kohászat alapjául szolgálhatott.

Halimba:

A halimbai „*vasérc*” léteére már 19. századi földtani megfigyelések is utalnak. A későbbi bauxit-terület tulajdonosa már 1908-ban vasércet sejtettremélt e területen. Az igen elterjedt „*vasgolyócskák*” tűntek fel a tulajdonosnak. Az elemzések szerint kérgükben a vas-tartalom elérte a 79,8%-t, ami maximálisan 55,9 % szín-vastartalmat jelent. Vitális I. leírja, hogy „*a bakoynyi bauxittelep pizolitos részében a színvas megközelíti, sőt részben fölül is*

múlja a feldolgozható vasérccek színvastartalmának alsó határaként tekintett 25-30%-ot.” E vasgolyócskák több méter vastagságú testeket alkottak, szinte csak talajjal fedetten, tehát - az akkori viszonyokhoz képest - jelentős ércmennyiséget jelenthettek. Az előfordulás több telepén mi is megfigyeltük az akár több méter vastagságban föltárt vas-gömb szemcse réteget, közettestet. Fölvetettük (i.m.) vasdús bauxitja hajdani kohászati fölhasználásának lehetőségét.

Kislőd:

DORNYAY B. (1927) Vasbánya-Vashámor-Eisenhammer néven jelöli a később kislődi bauxitbánya néven megismert helyet. Az általa idézett „Almanach von Ungarn” (1778) szerint Kislődbánya a kis település neve, ahol „alunit, antimonium, vaskő, kőszén és vasgálic ásványokat fedeztek fel. Ez a vashámor dolgozta fel a farkasgyepüi "érc-lukak" vas-érceit is.” - írja. HECKENAST G. et. al (1968) az „egyetlen többé-kevésbé jelentős dunántúli vas-műnek” nevezi. A Lövöld/Lőd és az (Ajka)rendek helynév is árulkodik a hajdani vas-bányászatról. Ez alapján valószínűsítettük (i.m.), hogy már az Árpád-korban folyt itt (bauxit)-vasérc-termelés.

Farkasgyepü:

E településről határából *DORNYAY B. (1927)* ír le vasércet: *„érc-lukak, gödrök és halmok, melyekből hajdan a kislődi vashámor számára vasércet ástak”.* Útvonalleírása, a közvetlen térség más földrajzi nevei (pl. Vas-völgy) alapján nyilvánvaló, hogy *"érc"* nevezettel a később újrafelfedezett, iharkúti-farkasgyepüi telepek bauxitját, illetve azok vaskalapjait. jelöli. Ezt megerősíti *Schleicher A.*, aki szerint a XVIII. században *Schwarzkönig* nevezetű lakos itt *"vaskő kibúvásokat talált, amelyek vörös agyaggalával keveredett bolusföld (alumínium-szilikát) alatt voltak találhatóak. Ezt a bányát további (!) művelésre alkalmasnak vélte."* E híradás alapján – szerintünk - egyértelmű, hogy az iharkúti bauxit felszínközeli részén kialakult vaskövet vasércként bányászták (i.m.).

Zirc-Eplény:

E két település nevének illetően összekötését az teszi indokolttá, hogy - jelek szerint - a zirci cisztercita apátság uradalmi területén említett, de pontosabban meg nem határozott helyen lévő *„zirci vashámor”* nyomait valószínűleg a mai Eplény területén kell keresni. *Horváth Konstantin Zirci könyvek. I. Zirc története, 1930.* a következőt írja: *„Az építkezéshez szükséges vas meszsziről, Grazból és Bécsújhelyről került Zircre, ezért már 1720-ban Gruber Ágoston vashámort épít az ősi halastó mellett; az apátság hamarosan megvette tőle és ő lett benne a bérlő.”* – idézi *SCHLEICHER A. (1957).* Az *„ősi halastó”* helyére vonatkozóan *Dornyay* igazít el: *„a Király-pataknak is ne-*

vezett *Cuha forrás-csermelyének völgyében érdekes duzzasztó-gátak, vagyis középkori halastavak maradványai*” vannak. Ezek a mai Eplény határában vannak. A hajdani vashámorról ugyan nem ír, de a „zirci” vashámor helyét minden bizonnyal ehelyütt kell keresni. A mai Eplény bauxittelepének vasdús részeit nyilván itt kohósították. A bauxit legújabb kori kutatása, a 20-as években egyébként szintén vasércre indult meg. *ROZLOZSNIK P.* dátum nélküli (30-as évekbeli) kéziratos jelentésében Velty István vállalkozó eplényi *vasérc*-előfordulásáról ír, akár öklömnyi méretet is elérő vasdiókat, vaskonkréciókat említve.

Bakonyszentlászló:

Határában Vinyesándor major neve is hajdani vasércbányászatra utal. A Vinye-Vihnye-Vignye helységneveket ui. a szláv eredetű, kovácsműhely jelentésű szóból eredeztetik. Itt *HECKENAST G.* et. al (1968) térképén sakklelőhelyet, olvasztóhelyet jelöl. A szükséges ércre vonatkozóan nem tesz említést. Nagy valószínűséggel itt is a bauxitos „*vas-kalapot*” hasznosították. Ez a hely azért is érdemes kiemelt figyelmünkre, mert ha tarján-pusztai avarkori huta-lelőhelyen valóban bauxit-eredetű ércet (is) feldolgoztak, úgy az, legvalószínűbben innen származhatott.

Gánt:

„*A Gránáshegy északi lejtőjén hasonló sötétvörös babércet is tartalmazó agyag a fornai melániás mészkő közé van települve. Így tehát ezek a képződmények mindenesetre eocén szárazföldi képződmények és mint ilyenek aequivalensei a nyugati Alpok eocén bab-érces agyag- és terra rossa képződményeinek.*” (*TAEGER H.* 1909.) E babérc azonban közvetlenül a karsztos dolomitfelszínre települten is megtalálható volt. Magunk is láttunk, igaz a bauxittelepkehez kapcsolódóan. Logikus volna itt is föltételezni a bauxitokkal kapcsolatos vasércnek hajdani fölhasználását. Az irodalom a halimbai vasgömböcskékéhez hasonló vas-tartalomról ír.

Bauxitokkal egyértelmű genetikai kapcsolatba nem hozható karsztvasérc

Nézsza:

Limonitos vaskéreg darabok létét már korai földtani bejárások rögzítették. Ennek nyomán folyt - vasércre eredménytelen Vendel-féle - kutatás a bauxit-előfordulás fölfedezéséhez vezetett. A bauxitelemzési adatok a megszo-kott értékeknél magasabb vastartalmat nem mutatnak. Vasas „*muglik*” létére utal viszont, hogy a *FÖLDVÁRY A.* (1941) által áthalmozottnak ítélt telep-zakaszokon kemény bauxitdarabokat említ. Ezek a térségben ma is gyűjthe-

tő vas-dús darabokkal rokoníthatók. A nézsai „üledékes vasérc” esetenként „35-40 % Fe tartalma” minden bizonnyal ezekre a bauxiteredésű vasdús kőzetekre vonatkozik.

A Pilis hegység több helyen ismeretes e térségben pl. a pilisvörösvári Vörös hegy oldalában vasdús kéreg a dolomit alaphegységén. KORMOS T. (1927). írja: „A fekü ércesedés egyes pontokon - bár teljesen lokálisan - olyan méreteket ölt, hogy az itt dolgozó kőpor-fejtők érdemesnek tartják a vasérc darabokat külön összegyűjteni.” Sem e vasérc-darabkák vastartalmáról, sem további esetleges hasznosításának mikéntjéről Kormos nem ír.

Nagykovácsi község:

KISS L. (1983) - Heckenast tanulmányára alapozva - ezt írja: „A Kovácsi hn. királyi szolgálatban lévő kovácsok településére utal”. GÖMÖRI (2000a) szerint Árpád-kori és XIII-XIV. sz-i vassalak. Határában bauxit-lelőhelyként már 1890-ben szóbajött (TÓTH Á. 2000) vörös agyag előfordulás ismert. Vizsgálati adat nem támasztja alá, de a vas-salak alapján bizonyítottnak tekinthető, hogy itt is lehetett magas vastartalmú muglikat lelni, illetve gyűjteni, amelyek helyi vasigényeket kielégíthettek.

Aggteleki hegység:

Az 1925-28. években Schréter Z. földtani térképezést folytatott Aggtelek környékén. Megállapítja, hogy „A karsztosodott mészkőterületen elég jelentékeny szerepű a vörös agyag (terra rossa) is. Vörös agyag fekszik helyenként az egyes hegy-oldalakon, pl. Aggtelektől kb. 1 km-re ÉNy-ra. Ez tölt fel egyes kisebb völgyeket, vagy völgyyszerű mélyedéseket, pl. Aggtelektől kb. 600 m-re DK-re, továbbá a Pitits-hegytől Ny-ra s különösen töböröket (dolinákat). A legtöbb töbör vörös agyaggal feltöltött s lapos fenekű. [...] A vörös agyagban helyenként bauxit-darabkák is előfordulnak. (Verestó töbre, Pitits-hegytől DNy-ra lévő töbör stb.) Ez arra utal, hogy az aggteleki mészkőfennsík mélyedéseinek vörös agyaggal való feltöltődése régi meleg éghajlat alatt, vagyis valószínűleg még a kréta-korszakban történhetett.” (SCHRÉTER Z. 1935) Schréter cikke alapján VADÁSZ E. tanulmányozta 1936-ban a „bauxit” nyomokat. Jelentésében a térség bauxit-perspektíváit gyengének ítélte ugyan, de néhány mintát megelemezett. Ezekből tudjuk, hogy e vaskövek 43,4 - 64,6 % Fe₂O₃ tartalmat mutattak. Égerszög határából (Kovácsi) említi HECKENAST et al. (1968) – a községi tanács 1961. évi bejelentése alapján – vassalakot. Feltételezése szerint az „imolaiak” dolgoztak itt is. A karsztos térségben pedig mi is számos helyen láttunk vasas muglikat, ami a helyi vassfeldolgozás alapját jelenthette. DÉNES GY. (2001) Aggtelek község határában részben az Antal István Bertalan („Aggtelek helyneveinek gondos gyűjtője”) által gyűjtött, részben saját gyűjtésű sajátos

agyagcsövecskék, (kohó fúvókák), illetve kohósalak s a földrajzi nevek tanulsága alapján Árpád-kori vasművességet tételez fel. Ennek nyersanyagát helyben találták. A Jász-Észak-alföldi karsztos területek egyikében, Aggtelek határában szántás közben napjainkban is gyakran fordulnak elő a földből kisebb-nagyobb vasérc konkréciók, ahogy itt mondanák "vaskő" darabok..." Jósvafő térségében Marjalaki Kiss Lajos azonosította egy 139. október 24-én kelt levélben említett malom és hámor helyét. Nováki Gy. és Vastagh G. e helyt folyt ásatásai során nagy mennyiségű vas-salakot leltek. (VASTAGH G. 1986.) A salak vizsgálata alapján arra következtetésre jutottak, hogy rudabányai ércet használtak. Ugyanők további vas-salak lelőhelyeket említenek a térségből. SZABLYÁR P. (2000). Jósvafő térségben további újonnan megismert vassalak, illetve vasbuca lelőhelyeket említ.

A mediterrán karsztövezet más térségeiből is számos példát lehet hozni e jelenségre. Erdélyből HAUER, K. (1863), HUNFALY J. (1863), TÓTH M. (1883), s mások nyomán ismerjük e jelenséget. A Juli-Alpokból szintén HAUER, K. (1863) említ példát, Wochein-t (ma Bohinj, Szlovénia). A délszláv karsztról is vannak példák, HUNFALVY J. (1863), PAPP K. (1915), s mások nyomán.

Nevezéktani kérdések

Az „Ásványtelepeink földtana” kötet (1966) az „üledékes vasérctelepek” között sorolja a magyarországi bauxittelepeket. A besorolás alapja, az hogy a „bauxittelek felső és középső övezetének határán kialakult vasas kéregek Fe_2O_3 tartalma az 50 %-t is elérheti.” BALOGH K. (1991) ugyanezen megfontolás alapján említi az üledékes vasérc között a bauxitot. A bauxittal egyértelmű kapcsolatban nem lévő, ugyanakkor morfológiailag fejlettnak tekinthető karsztos környezetben lévő vasdúsulásokról ez irodalom nem szól.

GÖMÖRI J. (2000b) tanulmánya az Árpád-korban felhasznált vasérc-típusok között eredet szempontjából – megkülönbözteti a gyepvasércet (Somogy-fajsz), a „telegen keletkezésű vasérc típust” és a „hematitos ércet, Tarjánpuszta”.

Kimondhatjuk azonban, hogy a régészeti-történeti irodalomban a karszton, vagy karszt-közelben lévő lelőhelyekre is elterjedt megnevezést (mocsárvas-érc, réti vasérc) nem használhatjuk. Ez utóbbiaktól ui. világosan különböző módon, illetve teljesen más környezetben keletkeztek. Karsztvídekeink jellegzetes vasköveit minden bizonnyal karszt-vasérc megnevezéssel kell illetni (a karsztbauxit terminus technicus analógiájára). Részletes

vizsgálatok hivatottak ezek anyagi-szerkezeti-genetikai viszonyait tisztázni. Idővel valószínűleg meg kell majd különböztetni a bauxitokkal világos kapcsolatban lévő *bauxit-vasércet* és a bauxitokkal genetikai kapcsolatba (jelen tudásunk szerint) nem hozható *karszt-vasércet*.

A jósvafői ipartörténeti kutatások, köztük salakvizsgálatok alapján (VASTAGH G. 1986) bizonyítottnak tekinti, hogy a „*feldolgozott ércek Rudabányáról származnak*” Ugyanakkor idézett cikk azon megállapításai, miszerint „Jósvafőn nem találtunk sem zsugorsalakot, sem ún. medvéket (...), sem „*jól tapadó kovasavból álló bevonatot*”, arra utalnak, hogy itt valami „*másssággal*” kell számolni. Ennek magyarázatát kereshetjük abban a megállapításukban is, miszerint „*Jósvafőn már kialakult, biztosan kialakult technológiával dolgoztak*”. De abban is, amit inkább tartunk valószínűnek: más összetételű nyersanyaggal dolgoztak. A rudabányai típusú érc mellett helyi nyersanyagot is felhasználtak, a karsztfelszínen ma is gyűjthető vasdús muglikat, azaz karsztvasércet. Célirányos vizsgálatok hivatottak tisztázni, hogy e karszt-vasércet hogyan viselkedhettek a hajdani hutákban (rég Magyar néven vasfőzőkben). A régiek (is) szigorú racionalitás alapján dolgoztak. Fölmerül a kérdés, miért telepítették a Jósza forrásához a hámort az ősök, amikor erre alkalmas hely, vízbőség Rudabányához - a feltételezett érclelőhelyhez – közelebb is volt? Aligha hihető, hogy azidőre már „*faszüke*” (fahiány) alakult volna ki. Feltehetően a karsztvasérc alacsonyabb hőmérsékleti viszonyok közepette végbemenő redukálhatóságában találjuk meg a választ. E gondolatkörben maradva nem zárható ki az sem, hogy a rudabányai érc volt a „*keverő-javító érc*” és itt a karszton a volt nyersanyagbázis.

Fenti bemutatásban nem szereplő – mert nem karsztos terület – *Turjánpuszta* (Győr-Moson megye, Ravaszd község határában) avarkori vasalakja kapcsán GÖMÖRI J. (2000b) megemlíti, hogy „*az itteni vassalakok viszonylag magas Al_2O_3 – tartalma alapján ítélve – feltehetően a közeli bauxitrétegek vasoxidos kúpjából származnak*”. E kérdés kapcsán több megjegyzés kívánkozik.

- A „*közeli bauxitrétegek*” még É-bakonyi előfordulások feltételezése (ld. Bakonyszentlászló) esetén is – amelyet egyébként nem említ - több tíz km távolságban vannak.

- A turjánpusztai lelőhely kapcsán bemutatott vasércben nem említ „*viszonylag magas*” alumínium-tartalmat s ásványos összetétele sem valószínűsíti a „*hematitos típust*”.

- Mai néven Nagytárkány (korábban Tárkány-puszta) kapcsán GYÖRFFY GY.(1977) – irodalmi hivatkozás nélkül ezt írja: „*a zalai Tárkány puszta*

Csabrendek, hajdan Rednuk (1355) határában fekszik, hol vassalak került elő". (Lehetséges irodalmi forrása: DARNYAY K. 1893. Arc. Ért. 13.). Gömői lelőhelykataszterében (GÖMÖRI 2000a) azonban sem Rendek, sem Nagy/ Tárkány községhez kötve nem szerepel lelőhely. Ami annál is érdekesebb, mert lelőhely-kataszterében egyébként viszonylag nagy teret szentel a „Tárkány-kérdésnek”. Annyit említ ennek kapcsán, hogy „a Csabrendek melletti Tárkány a pannonszláv lelőhelyek övezetének határán található.”

- Ivancsics Jenő geológus „*térkép-vázlata*” alapján Gömői megállapítja, hogy „*magasabb vasoxidtartalmú hematit előfordulások a Bakonyban Városlód, Halimba és Nyirád körzetében, valamint két helyen a Vértes-hegységben található.*” Hozzá kell tenni, hogy Ivancsics vázolata egyértelműen a (déli-bakonyi!) felszinközeli bauxitelőfordulásokat jelzi. A valószínűbb észak-bakonyi előfordulásokat Gömői nem említi,

- Érdemes lenne a 20/29. szám alatt említett „*mészkökupac*” anyagát földtani vizsgálatnak alávetni. Eredményei mondhatnának valamit az érc származási helye vonatkozásában is.

Összefoglalás

A bauxitokkal szoros (igazolt) genetikai kapcsolatban nem lévő vasdúsulások (esetenként elérik az „*érc*” minőséget) kérdése földtani szempontból sem tekinthető megoldottnak. A jelenséget a 19-20. századi földtani térképezések során is számos helyen rögzítették e vaskövekről – néhány vegyelemzésen kívül – érdemi vizsgálat nem történt E képződmények genezisének illetően jószerivel csak elméleti megközelítésekre szorítkozhatunk.

E vasdús muglik nem egy helyen jelentős mennyiségben és olyan vastartalommal vannak (voltak!) jelen, hogy hajdan kis vaskohók nyersanyag-ellátását biztosíthatták. Persze, számolni kell azzal is, hogy azokon az előfordulásokon, ahol esetleg évtizedeken át gyűjtötték-termelték e vasércet, földtani felismerésük idején már nagyrészt letermelték őket;

Jelen írás szerzője 1999-ben megjelent (1998-ban előadott) tanulmányában fölveti a lehetőséget, miszerint Csabrendeken, Ajkarendeken, az É-Bakonyban is és a magyar karszt több más helyén is kialakult ún. „*vaskalapot*” (és nem vas-kúpot!) termelték-gyűjtötték-kohósították, illetve kohósíthatták a hajdani, köztük a kora Árpád-kori vasasok. A salakok és a lehetséges nyersanyagok szisztematikus vizsgálata erre bizonyítékot szolgáltatna.

Szükséges lenne, hogy a karszt kutatói e vázlatosan bemutatott jelenségkörre figyelmet fordítsanak. Megfigyeléseiket rögzítsék és tegyék közzé.

Annál is inkább, mert jelenleg nem folyik az országban rendszeres földtani térképezés, tehát az itt-ott fölbukkanó információk fölértékelődnek.

IRODALOM

- BALOGH K.* (1991): Szedimentológia – Akadémia Kiadó, Budapest
- DÉNES GY.* (2001): Fejezetek Aggtelek történetéből. – Kiadó Aggtelek község
- JAKUCS* (2001): Aggtelek a magyar állam alapításának ezredik évében. - Kiadó Aggtelek község
- DORNYAY B.* (1927): Bakony. Túristaság és Alpinizmus - Lap- és Térképkiadó Rt., Budapest.
- FÖLDVÁRY A.* (1941): A Bauxit és Vas-ércbánya Kft. Igazgatóságának (levél formátumú szakvélemény) - Hungalu Adattár
- GYÖRFFY GY.* (1977): István király és műve. - Gondolat Kiadó, Budapest.
- GÖMÖRI J.* (2000a): Az avarkori és Árpád-kori vaskohászat régészeti emlékei Pannóniában - Sopron 2000. Honfoglalás és régészet
- GÖMÖRI J.* (2000b): A honfoglaló magyarok vasgyártása a régészet tükrében. A bucakemecétől az integrált acélgyártásig. - DUNAFERR., Budapest;
- HAUER, K.* (1863): Die wichtigeren Eisenerz-vorkommen in der österreichischen Monarchie und ihr metallgehalt. - Wilhelm Braumüller. K.K. Hofbuch-handler, Wien.
- HECKENAST G.-NOVÁKI GY.-VASTAGH G.-ZOLTAY E.* (1968). A magyarországi vaskohászat története a korai középkorban. - Akadémia Kiadó, Budapest.
- HERÉNYI I.* (1996): Magyarország nyugati végvidéke - Argumentum kiadó.
- HUNFALVY J.* (1863): A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása. - Pest, 1863.
- KISS L.* (1983): A földrajzi nevek etimológiai szótára. - Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KORMOS T.* (1927): Jelentés a Pilis hegységben f. évi április hó közepétől május hó derekáig végzett bauxitkutatás eredményeiről - Kézirat MAT Adattár.
- PAPP K.* (1915): A Magyar Birodalom vasérc és köszénkészlete - Budapest, Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványa.
- ROZLOZSNIK P.* 193? Jelentés Velty István eplényi *vasérc*-előfordulásáról. – Kézirat MÁFI Adattár Fe-12, dátum nélküli, Kézirat.

- SCHLEICHER A.* (1957): A kislődi vashámor története. Nyersvas-termelés bauxitos elegyből a XVIII. században. - Az MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei XXI. 1-4
- SCHRÉTER Z.* (1935): Aggtelek környékének földtani viszonyai. – A Földtani Int. Évi Jel. 1925-28. évről.
- SZABLYÁR P.* (2000): Jósvafő ipartörténete. – In: Szmórad F.-Szablyár P. (szerk.): 2000. Jósvafő – település a barlangok völgyében - Kiadó Jósvafő Önkormányzat
- TAEGER H.* (1909): A Vértes-hegység földtani viszonyai. - MÁFI Évkönyv 17
- TÓTH Á.* (1999): Bauxiteredésű vasdús kőzetek, hajdani vasbányák és kohók. - Földtani Kutatás XXXVI. 1;
- TÓTH M.* (1882): Magyarország ásványai. – In: Vadász Elemér (1941): Véleményes összefoglalás a nézsai bauxit-előfordulás szakértői jelentéseiből Kézirat, Hungalu Adattár.
- VADÁSZ E.* (1936): Bauxit előfordulás lehetősége Aggtelek környékén - Kézirat
- VASTAGH G.* (1986): Régi vaskohászat Jósvafőn. - BKL-Kohászat, 119. 3.

MÉSZKÖHÖZ KAPCSOLÓDÓ MEGÁLLAPÍTÁSOK KATONA MIHÁLY MUNKÁSSÁGÁBAN

PUSKÁS JÁNOS

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajz Tanszék,
9701 Szombathely Pf. 170. pjanos@fs2.bdtf.hu

Abstract: The paper deals with Mihály Katona's geographical works. They were the first physical geographical books published in Hungarian language at the first part of 19th century. His two books are basic fundamentals in the history of Hungarian geography.

Bevezetés

A földrajztudományt művelő személyekre jellemző, hogy az életük egy részét hazájuktól távol, esetleg más kontinenseken töltötték. A geográfusok tapasztalatszerzésének mindig fontos eleme volt a terepi munka. Az utazások kiváló alkalmat kínáltak arra, hogy különböző földrajzi környezetben megfigyeléseket tegyenek, majd később ezeket rendszerezve, az érdeklődők számára publikálják.

Katona Mihályra (1. ábra) csak részben illenek a fenti megállapítások. Ő is járt külföldön, de elsősorban tanulási célzattal. A kor szokásainak megfelelően több évig németországi egyetemeken tökéletesítette tudását. Hazatérve elsőrendű feladatának tekintette, hogy a tanítás és a lelkipásztori munkája mellett korszerű természettudományos ismereteket nyújtó könyveket írjon. Katona Mihály korában a tudomány nyelve a latin és a német volt. Mindkettőben jártas volt, de ő – akkor szokatlan módon – magyarul akarta megírni természettudománnyal foglalkozó könyveit. A kitűzött célját el is érte, de bizonyára nyakassága miatt merült feledésbe az egész tevékenysége hosszú időn keresztül.

BRASSAI S. (1834) tudott Katona Mihály könyveiről, mert ajánlotta az olvasóknak, hogy ismerjék meg azokat.

Életrajzáról és munkásságáról rövid ismertetést SZINNYEI J. (1897) és BALÁZS D. (1993) tollából olvashatunk.

Halála után 135 évnek kellett eltelti, míg BULLA B. (1954) ráirányította tevékenységére a figyelmet. Bulla volt az, aki elsőként ismerte fel Katona munkásságának a jelentőségét. Nem volt túlzás tőle, hogy Katona Mihályt „a geográfia magyar Humboldtjának” nevezte. KATONA M. 1824-ben

kiadott „*Közönséges természeti földleírás*” című könyvében olyan megállapításokat közölt, melyeket a világ tudományos közvéleménye Humboldt Kosmosából ismerhetett meg. Kettőjük munkája között két különbség is volt. Katona könyve több évtizeddel korábban jelent meg Pesten, de a nagyobb különbség az volt, hogy magyarul írta azt. Ha német vagy francia nyelven készül, akkor ma talán külföldön is ismerősen csengene a neve, így viszont itthon is kevesen hallottak Katona Mihályról.

Röviddel Bulla Béla után *BELUSZKY P.* (1964) és *HEVESI A.* (1971, 1972) foglalkozott az „*elfelejtett*” geográfussal. Részletesen elemezték „*A Föld Mathematica leírása a világ alkotmányával együtt*” és a „*Közönséges természeti földleírás*” című műveit.

SZÉKELY A. (1971) megállapítása szerint: „*A magyar geográfusok a folyóvízi erózió felismerésében, majd az erózió természetének, törvényszerűségeinek, valamint felszinformáló hatásának vizsgálatában és megfogalmazásában mindig az élen jártak. ... három magyar természettudós-geográfus – a XVIII. század végén Mitterpacher Lajos még német nyelven, a XIX. század elején azonban Varga Márton és Katona Mihály már magyarul – az elsők között ismerték fel a folyóvizek eróziós tevékenységét.*”

A közelmúltban a Berzsényi Dániel Főiskolán a komáromi *TAR K.* (2001) készített szakdolgozatot „*földije*” munkásságáról és tevékenységének utóéletéről egészen napjainkig bezárólag.

Katona Mihály életrajza

Katona 1764. november 9-én született Szatmárnémetiben. A tanulmányait is itt kezdte, majd Debrecenben, a Református Kollégiumban folytatta. Jó tanulmányi előmenetelére következtethetünk abból, hogy szeniorrá választották. Abban az időben a tehetséges diákok tanulmányaik befejezése után külföldi egyetemeken tanulhattak tovább.

Katona 1793-tól előbb az Odera menti Frankfurtban, később Jénában és Erlangenben hallgatta a nagy tudású professzorok előadásait. Itt ismerkedett meg a természettudományokkal, és – valószínűleg – a későbbi könyvei alapjául szolgáló ismeretekkel is.

Szerette volna tanulmányait francia és angol egyetemeken folytatni, de ez nem sikerült. Hazakerülve elfogadta Komáromban a Református Kollégium meghívását, és 1796-tól az iskola rektora lett.

Munkásságának eredményességét jelzi, hogy a hét év alatt főgimnáziummá fejlődhetett a kollégium. 1803-ban távozott a Református Kollégiumból (*KATONA M.* 1803), és Losoncra vagy Pápára is mehetett volna professzornak, de ő inkább – a Komáromhoz közeli – Búcsón felkínált lelkészi

állást választotta. Itt élt egészen az 1822-ben bekövetkező haláláig (*KALMÁR J.* 1822).



1. ábra: Katona Mihály
Fig. 1. Mihály Katona

A Föld Mathematica leírása a világ alkotmányával együtt

Katona első földrajzi ismereteket tartalmazó könyve 1814-ben látott napvilágot Komáromban. Munkája magyar nyelven jelent meg, hogy elérhesse célját, mely szerint a könyv: „... *felsőbb oskolákbeli tanulók, s alsóbb oskolákbeli tanítók és efélékben gyönyörködők számára*” íródott (*KATONA M.* 1814). Műve 5 szakaszból áll, melyek további részekre oszthatók. Benne megfelelő részletességgel a csillagászati ismereteket foglalja össze. Néhány kiragadott fejezet címén keresztül szeretném bemutatni Katona Mihály művét, természetesen a teljesség igénye nélkül:

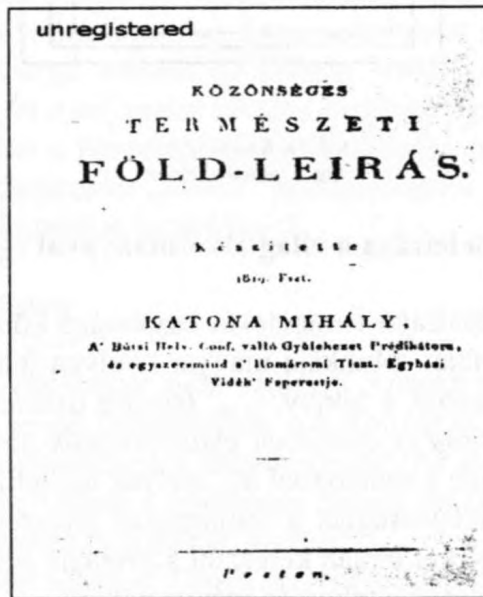
- a Föld gömbalakja,
- a Föld és Ég felosztása,
- földrajzi szélesség és hosszúság,
- földabroszok (térképek),
- a Nap és a bolygók,
- álló csillagok és csillagzatok.

A témakörökből világosan látható, hogy Katona alapvető csillagászati ismereteket közöl, melyeknek magyar nyelven való megjelenése a kor természettudományának fejlődése szempontjából kiemelkedő jelentőségű.

Közönséges természeti földleírás

Ez az összefoglaló jellegű természetföldrajzi kézikönyv csak két évvel a halála után jelent meg Pesten. Benne a legkorszerűbb természettudományos ismereteket írja le – a kor szokásaival ellentétben – magyar nyelven. A munkáját 6 szakaszra osztja, ezen belül pedig további fejezetekre tagolja a mondanivalót (2. ábra). A fő fejezetek az alábbiak szerint alakulnak:

- „A lakható Földről vagy Szárazról”,
- „A Vizről”,
- „Levegőről, vagy Gőz Környékről”,
- „A Föld Productumairól vagy Terméseiről”,
- „A Föld színén történő Változásokról”,
- „A Föld formáltatásának Historiája”.



2. ábra: Katona könyvének címlapja
Fig. 2: Katona's book

Látható, hogy teljes keresztmetszetét adja a természetföldrajznak a művében. A következő részben néhány idézzel mutatom be, *KATONA M.* (1824) hogyan ír a mészkő kialakulásáról, a barlangok kialakulásáról és általában a mészkővel kapcsolatosan. Az idézetekben az akkori helyesírást meghagytam, ez ma sokszor helytelennek tűnik, de Katona idejében természetesen így használták a szavakat és a kifejezéseket.

KATONA M. (1824) szerint a „hegyek felosztása a materiára nézve” a következőképpen olvasható.

- „Gránit hegyek”,
- „Egyféle rétegű agyag hegyek”,
- „Egyféle rétegű mész hegyek („...mellyekben legelső nyomait lehet találni ... tsak tsigás tekenős állatoknak...”)
- „Elegyes rétegű hegyek”,
- „Tüzet okádó hegyek”.

A mészkőhegységek anyagának keletkezéséről az alábbiakat olvashatjuk KATONA M. (1824).

„Az egyféle rétegű agyag Hegyeken és mellett fekszenek kétfelől az egyféle rétegű Mész Hegyek; állanak ezek kétféle Mészkövekből u.m. Halhétjas és magas Mészkövekből. Tsak igen ritkán lehet ezekben Nemes Értz Járásokat találni, 's legfellyebb is tsak Vasat, Rezet, Ónat és Kénesőt.”

„Némely Természet Vizsgálók úgy gondolkodnak, hogy ez a ' mi száraz földünk először Tengerrel volt el borítva; az eredeti Hegyek, rész szerént mint Szigetek ki állottak abból és mind ezek, mind az akkori száraz föld, a ' mely ott vólt, a ' hol most a ' Tenger vagyon, termékenyek, és lakosokkal tellyesek vóltak; a Tenger ki 's be járása, és annak más erőszakos mozgási fel dülták a ' Tenger fenekének lágy materiáját, és így lettek Mész-nemű rakásra halmozódások, vagy a ' Közép Hegyek.”

A források vizében gyakran található oldott állapotban különféle anyag. Ezek eredetéről így ír KATONA M. (1824).

A források vize „függ azon földrétegektől, a mellyen az keresztül foly mig világosságra jő.”

„A' forrás vizben rend szerént találtatik, valami fel olvasztott Gyps vagy Mészföld.”

„Némely forrásokban sok vas, réz, mész, gyps, 's több efféle részetskék vagynak.”

„A' mellyekben sok a ' Mész és Gyps, a' beléjek tett dolgokat, kő héj-jal be vonják.”

Részletes leírást ad a barlangok kialakulásáról, és a barlangokban látható cseppkőképződményekről is. A karsztosodás folyamatának bemutatását is nyomon követhetjük munkájában.

„Hogy a ' föld belső részeiben sok üregek, Barlangok vagynak; azt nem hozza kétségbe a ' ki meg gondolja, hogy a ' mi földünk folyó állapotból ment által, a ' meg keményedett állapotra, a ' mint eléggé bizonyít annak területes alkotása. A' Hegyes Tartományokban, 's különösen a ' mész Hegyekben találunk ilyen Üregeket, Barlangokat már közel a föld színéhez. Ezek részszerént vizmosás, részszerént föld indulás, föld le szállás, a' likatsosabb részeknek le süllyedése, 's rész szerént a ' föld alatt való Tűz által származtatnak. Némelleyek most formáltatnak az által, hogy az eső víz,

a' kövek aprólékain bé színli magát a' Hegyekbe, 's a' Kősziklák közt lévő földet ki sepri, ki viszi magával; leg inkább a' Mész Hegyekben találatnak, minthogy azoknak részeit legkönnyebben széllyel ódja a' Víz. Ezek vagy hosszú útsza formajárások, a' mellyek egymásba, és egymáson keresztül mennek; vagy kölömbkülömbféle, egymás után, vagy egymás alatt lévő Barlangok. Vagynak ezer, 's több lábnyi mélységűek. Némelylek meg érdemlik a' meg nézést azon Oszlopokért, és tsudálatos figurákért, mellyeket a' vízzel együtt fedeleikről le tsepegő kőmateria a' fenekeiken és falaikon formál."

Franciaország és Anglia partjai között korábbi kapcsolatot feltételezett, melynek bizonyítéka a mindkét oldalon lévő kréta mészkő.

„Angliának Dovertól és Franciaországnak Calaisnál és Boulogne-nál által ellenben levő partjai ugyanazon materiából állanak. Mind két oldalon ugyanazon kréta rétegek találatnak és a kettő közt levő tenger csekély szélessége és mélysége nem hágy bennünket kételkedni arról, hogy Anglia Franciaországgal valaha össze volt ragadva.”

Összegzés

Katona Mihály az oknyomozó geográfia legelső hazai képviselői közé tartozott. A munkásságában a természeti földrajz törvényszerűségeinek alapos vizsgálata látszik. A külső és a belső erők földfelszínre gyakorolt hatásának elemzése világosan követhető a mai természetföldrajzi ismereteink birtokában is.

Katona Mihály két könyvét olvasva megállapíthatjuk, hogy azoknak a természettudomány magyar nyelven való megjelenésében és a geográfiai szaknyelv létrejöttében döntő jelentősége van.

Igazat adhatunk *BULLA BÉLÁNAK* (1954), hogy „...ha Katona munkája valamelyik világnyelven jelenik meg, akkor ma a modern geográfia alapvetői közt tartanak számon a szerzőjét”, így viszont csak keveseknek adatik meg az, hogy a magyar földrajz tudománytörténet e jelentős alakja munkásságának állomásait megismerje.

IRODALOM

- BALÁZS D.* (1993): Magyar utazók lexikona. - Panoráma, Budapest. p. 196.
BELUSZKY P. (1964): Katona Mihály emlékezete. - Földrajzi Közlemények XII./4. p. 363-364.
BRASSAI S. (1834): Bevezetés a Világ, Föld s Státusok ismeretére. - Kolozsvár, (Tilsch és fia tulajdona). p. 232.

BULLA B. (1954): Néhány szó a magyar földrajztudomány haladó hagyományairól. - Földrajzi Közlemények II.1. p. 1-10.

HEVESI A. (1971): Katona Mihály, a magyar földrajztudomány megteremtője. - Földrajzi Közlemények XIX.2-3. p. 225-229.

HEVESI A. (1972): Varga Márton és Katona Mihály a magyar természeti földrajz tudományának előfutárai. - Földrajzi Közlemények, XX. 1. p. 100-103.

KALMÁR J. (1822): A lelki Izrael szelemei és lovagjai... Katona Mihály hideg tetemei felett mondotta. Május 12.

KATONA M. (1803): Butszúó prédikáció, mellyel a Rév-Komáromi Reformatum Gymnasiumban hetedfél esztendeig folytatott professori hivatalát letette 1803-dik esztendőben július 24-dik napján... Komáromban 1803, Nyomtat. Özvegy Weinmüllerné betüivel. p. 64.

KATONA M. (1814): A Föld Mathematica leírása a világ alkotmányával együtt. - Rév-Komárom, p. 436.

KATONA M. (1824): Közönséges természeti földleírás. - Pest, Trattner Nyomda p. 519.

SZÉKELY A. (1971): A folyóvizek munkaképességének megismerése, különös tekintettel a budapesti egyetem professzorainak munkáságára egy évszázad alatt. - Földrajzi Közlemények, XIX.4. p. 248-290.

SZINNYEI J. (1897): Magyar írók élete és munkái. - Budapest.

TAR K. (2001): A geográfia magyar Humboldtja (Katona Mihály élete és munkássága). - Berzsenyi Dániel Főiskola Szombathely, Kézirat p. 62.

MAGYAR KARSZTFÖLDRAJZI SZÓKINCْسÜNK KÖZÉPKORI ELEMEL

DÉNES GYÖRGY

1132. Budapest, Borbély u. 5. II/4.

Abstract: The Hungarian conquerors, settled down at the end of the 9th century from the East European Plain into the Carpathian Basin, and have been resided earlier in nonkarstic countries, therefore never owned proper terms for to indicate karst-phenomena. During and after the Conquest they have faced the caves, ponors and a typical karst-landscape of the karst-terrains in the Carpathian Basin. Two possibilities offered itself to specify them as follows: to name them by composite words, derived from proper existing vocabulary or to adopt phrases used by the habitants in that time. The paper based on detailed studies presents that Hungarians have taken of both possibilities. Our geographical names, sometimes fixed like proper names and formed after the Conquest were preserved in such a way in medieval certificates, in handwritten codices and in archive manuscripts, furthermore in geographical names of our karstterrains and in the vocabulary of the peoples.

1. Bevezetés

A kelet-európai síkság felől érkező honfoglaló magyarság a Kárpátok övezte új haza megismeréséig nem karsztos tájakon élt, így nem is voltak önálló szavai a karsztjelenségek megjelölésére. A honfoglalás során és nyomán azután szembe találta magát karsztvidékeink sziklaüregeivel, vízyelöivel és a karsztos felszín jellemző terepidomaival. Ezek megjelölésére két lehetősége kínálkozott: megnevezhette őket meglévő szókincséből alkotott összetett szavakkal, vagy átvehette azok megjelölésére az itt talált népelemek által használt szavakat. Mint alább látni fogjuk, a honfoglaló magyarság élt mind a két lehetőséggel, és a karsztjelenségek megjelölésére a honfoglalás után így kialakult földrajzi közneveinket megőrizték számunkra – néhol már tulajdonnévvé rögzült alakban – középkori oklevelek, kéziratok kódexek és régi iratok, de még napjainkig is őrzik karsztvidékeink földrajzi nevei és népességének nyelvkincse.

Az egyes karsztjelenségek megjelölésére használt szavainknak a magyar nyelvben való legkorábbi megjelenését nehéz meghatározni. A föl-tűnő, ráadásul a pásztorok, vadászok és általában a hegyek erdőségeiben tevékenykedő emberek számára napjainkig is menedékül szolgáló barlangok, de még inkább a birtokhatárjelnek kiválóan alkalmas barlangos sziklák kivételével — amely utóbbiaknak említése már az Árpád-kor óta előfordul okleveleinkben — az egyéb karsztjelenségekről csak véletlenszerűen törté-

nik egy-egy említés, bár e szavak a népnyelvben akár már évszázadokkal előbb is használatban lehettek.

2. Karsztos formák elnevezései

lyuk, kőlyuk, lyukas kő

Vegyük sorra a legmarkánsabb karsztjelenségeket, közülük is elsőként a sziklaüreget, amelyet mai köznyelvünkben és szaknyelvünkben is barlangnak nevezünk.

A sziklaüregek megjelölésére kezdetben korábbi szókincsünkből alkotott összetett szavakat használt a magyarság, a barlang szó csak az Árpád-kor után fordul elő nyelvünkben egyértelműen 'sziklaüreg' jelentéssel.

Az „üreg” vagy „nyílás” jelentésű, finnugor vagy talán még az uráli korból származó, ősi magyar *lyuk* szavunk (TESz. 2. 803.) jelölhetett a középkorban önmagában is barlangot, de csak akkor, ha a szöveggörnyezetből kiderült, hogy a szóban forgó lyuk hegygel vagy kősziklával kapcsolatos, hisz különben lyuk sok más összefüggésben is előfordulhat. Lyuk lehet a földben, fában, az ember fogában, zsebén, harisnyáján vagy a cipője talpán és még megszámlálhatatlan egyéb helyen. De ha középkori őseink hegyoldalon tatóngó sziklaüreget akartak megnevezni, akkor az „üreg, nyílás” jelentésű *lyuk* szót a „szikla” jelentésű és ugyancsak a finnugor korból származó, ősi magyar *kő* szóval (TESz. 2. 600–601) kapcsolták össze, és a sziklaüreget a *kőlyuk*, az üreges sziklát pedig *lyukas kő* vagy *likas kő* néven említették (DÉNES GY. 1973, 1980a).

A birtokhatárokat rögzítő latin nyelvű oklevelekben már az Árpád-korban, 1296-ban megjelenik egy *lukas kő* nevű szikla (*lapis lwkaskwy*) (BAKÁCS I. 1971. 67, 97; GYÖRFFY GY. 1987. III. 224), majd 1328-ban és 1339-ben is egy-egy *likas kő*-nek (*likasku*) nevezett határjel, 1355-ben pedig ismét egy *likas kő* (*likaskw*) nevű szikla (Oklsz. 599), mely utóbbi valószínűleg a Kis-Kevély barlangos sziklájával azonosítható (DÉNES GY. 1973). A *lyukas kő* vagy *likas kő* szavak középkori okleveleinkben nagy valószínűséggel többnyire „barlangos hegy, barlangos szikla” jelentésűek, mint ahogy a Likas-hegy, Lyukas-gerinc (Bükk), Likas-tető, Likas-havas (Gyergyó) néven ismert hegyeink is (DÉNES GY. 1973).

A „barlang” jelentésű *kőlyuk* (*kőlyok*) szóval az 1518 körül készült Peer-kódexben találkozunk (TESz. 2. 803). De ez a „barlang” jelentésű ősi magyar szavunk nemcsak középkori iratokban fordul elő, hanem a magyar nyelvterület számos vidékének, különösen Észak-Magyarországnak és a

Székelyföldnek élő tájnyelvében (DÉNES GY. 1975a; ÚMTSz. 3. 538) és mai földrajzi neveinkben a Mecsek-hegységtől a Bakonyon és Vértesen át a Bükk-fennsíkig szerte az országban.

A *kőlyuk* – *lyukas kő* szó párral, illetve ez utóbbi „*barlangos szikla*” jelentésével azért is foglalkoznom kell, mert a „*barlang*” jelentésű *kőlyuk* földrajzi köznevünk sem az értelmező, sem a történeti-etimológiai szótárunkban nem szerepel, csak a nyelvtörténeti (NySz. II. 639) és a tájszótár említi (ÚMTSz. 3. 538). A középkori oklevelekben határjelként említett *lyukas kövek*-ről pedig Szabó István akadémikus, történészprofesszor 1969-ben úgy írt, hogy e nevek alatt minden bizonnyal határhalmokban, földhányásokban elhelyezett malomkövet kell sejtenuünk (SZABÓ I. 1969. 114.). Annak lehetőségét, hogy a középkorban egyes határhalmok földhányásába netán malomkövet helyeztek el, nem zárom ki, de azt terepi kutatásaim alapján bizton állíthatom, hogy általam a helyszínen azonosított több középkori és mai Likas-kő hegy vagy kőoldal földrajzi neve üreges, barlangos sziklát jelöl (DÉNES GY. 1973).

Esetenként barlang jelentésű lehet a róka, a borz, illetve a vadmacska tanyahelyét jelentő és középkori oklevelekben előforduló számos *Ravaszlyuk* (OkI Sz. 800), *Borzlyuk* (OkI Sz. 90), illetve *Macskalyuk*, sőt *Macskakő* említések némelyike is (OkI Sz. 601), mint ahogy ma is ismerünk Ravaszlyuk nevű víznyelőbarlangot Aggtelek határában (a Baradla-barlang egyik víznyelője), Borzlyuk nevű barlangot az Alsó-hegyen, Macska-barlangot a Pilis-hegységben és Macskalyuk nevű víznyelőbarlangot Szögliget határában.

odú, kőodú, Odvas-kő, Odvas

A finnugor korból származó ősi örökség az „*üreg*” jelentésű *odú* szavunk is, (TESz. 2. 1067–1068) bár jelentése szűkebb a lyuk szavunkénál, mégsem csupán a sziklaüreget jelöli, hiszen odú lehet egy öreg fa oldalában, lehet odvas fogunk és beszélünk a kemence odváról is. Ezért a lyuk szóhoz hasonlóan, az odú esetében is, ha sziklába mélyül az üreg, azt *kőodú*-nak, az üreges sziklát pedig *Odvas-kő*-nek, vagy egyszerűen *Odvas*-nak nevezik a középkori iratok (DÉNES GY. 1973).

A kétségtelenül „*barlangos hegy, üreges szikla*” jelentésű *Odvas-kő* szavunk, illetve földrajzi nevünk első említését a bakonybéli Benedek-rendi apátság 1037. évi keltezésű alapítólevelében találjuk *Oduoskw* alakban (TESz. 2. 1067; DÉNES GY. 1973; FNESz. II. 268). Történészek megállapították ugyan, hogy az alapítólevél máig fennmaradt másolata egy 1230 körül

hamisított oklevélről készült, de föltehető, hogy az *Oduoskw* név a Szent István király által kiadott 1037. évi eredeti (de fön nem maradt) oklevélben is szerepelt. De akár az 1037. évet, akár a hamisítvány 1230 körüli keltét vesszük is figyelembe, az *Odvas-kő* mindenképp a legrégebb, írásban fennmaradt, kétségtelen barlangnevünk. Az oklevélben szereplő sziklának egyébként ma is *Odvas-kő* a neve, és oldalában valóban tágas barlang szája tátong.

Egy 1499. évi és egy 1507. évi oklevél is említi a Hunyad megyei *Odvas* (*Odwas*) falucskát (CSÁNKI D. 1913. V. 116–117)). A 20. sz. eleji magyar katonai térképeken Ogres néven szereplő és Erdőhát községhez tartozó, ma is létező, mindössze néhány házból álló kis hegyi település határában, a sűrű bozót közt sikerült föl kutatnom egy vízmosás fölött átívelő, tágas átjáró barlangot, azt az *odvas követ*, amelyről a falucska középkori nevét kaphatta.

A „barlang” jelentésű *kőodú* szavunk az 1516–1519 közt készült Jordánszky-kódexben így szerepel: „az *kewnek odwa*”, az 1525–1531 közt készült Teleki-kódexben pedig „*kew odw*” alakban (TESz. 2. 1067).

Mint említettem, mind az *odú*, mind a *lyuk*, mind pedig a *kő* szavunk magyar nyelvünk ősi öröksége a finnugor korból.

pest, kőpest, Pestes, Pest-kő, Pest-hegy, Monahpest

A honfoglaló magyarok – mint már említettem – nemcsak saját szókincsük elemeiből alkotott összetett szavakkal jelölték meg az itt talált sziklaüregeket, hanem a Kárpát-medencében talált népesség „barlang” jelentésű szavát is átvették. A Dunakanyar nyugati oldalától kelet felé az Északi-középhegység vonulatai közt, különösen a későbbi Borsod, Gömör és Torna megyék területén, valamint Erdélyben élt és bolgár jellegű déli szláv nyelvet beszélő népelemektől vette át a magyarság a honfoglalás idején a „sziklaüreg”, valamint „kemence” jelentésű *pest* köznevet, amelyet éppen kettős jelentése miatt rendszerint jelzői előtaggal használtak. Ha mérségető kemencét kívántak jelölni e szóval, akkor *mészpest*-ről írtak, ha sziklaüreget akartak megjelölni, akkor *kőpest*, ha barlangos sziklát, akkor *Pest-kő* vagy *Pest-hegy* szerepel (DÉNES GY. 1964, 1973, 1975a, 1978, 1983, 1991, 1996, 1997a stb.). Egy 1266. évi Árpád-kori oklevelünk pedig a *Monahpest* szikláját (*rupes Munuhpest*) említi, a név előtagjában a görög eredetű, de elődeink által a latinból átvett és „remete, szerzetes barát” jelentésű *monachus*-ból alakult régi *monah* (TESz. 3. 950), utótagjában pedig a „barlang” jelentésű régi *pest* szavunkat (DÉNES GY. 1975a) ismerhetjük

föl, a *Monahpest* Árpád-kori földrajzi név jelentése tehát „*Remetebarlang*” (DÉNES GY. 1975b, 1983, 1991, 1997a, 1997b), ez a barlangnév pedig mai helynévanyagunkban is gyakori.

Legrégibb *Pest-hegy*-ünk a Sziklakápolnaként ismert tágas barlangjáról nevezetes mai Gellért-hegy (DÉNES GY. 1964, 1980b, 1983, 2001), róla nevezték *Pest-rév*-nek (1148: *portus Pest*) a lábánál kialakult ősi dunai átkelőhelyet, melynek mindkét oldali kikötőhelye mellett fejlődött ki a révről *Pest*-nek nevezett település, tehát mai fővárosunk magva (PAIS D. 1954). A keleti oldalon akkor még víz folyhatott abban az ősi kis Duna-ágban, amely valaha a mai Nagykörút helyén húzódott. Így a mai Pest város őse a Duna főága és a Nagykörút helyén volt mellékág által közrefogott szigeten, a révfőnél alakult ki. Ezt a szigetet említhette egy 1061. évi oklevél *Pest szigete* néven (GYÖRFFY GY. 1973. 269). Nevét a sziget talán a településről vagy a révről, de végső soron a *Pest-hegy*ről, illetve barlangjáról kaphatta. Ez az 1061. évi adat a ‘barlang’ jelentésű *pest* szavunk első okleveles említése. De a Hegyalján, Erdőbénye és Tállya határán is emelkedik egy *Pest-hegy*, amelynek oldalában nyílik a hegynek nevet adó *Arany-barlang* szikla-üreg (DÉNES GY. 1996).

Az „*odvas-kő*” jelentésű *Pest-kő* helynevünk először egy 1391. évi latin nyelvű oklevélben szerepel. Ez az említés az oklevél szövegéből kitűnően a mai gerecsei *Pes-kő*-re vonatkozik, amelynek oldalában nyíló tágas barlang közismert (DÉNES GY. 1973; FNSz. II. 338). De nemcsak a gerecsei meg az ugyancsak közismert bükki *Pes-kő* barlangos hegy, hanem az általam megkutatott tamaleszi és beretkei *Pes-kő*, meg a körösi *Pest-kő* — tehát valamennyi eddig megismert *Pest-kő* és *Pes-kő* —, meg a hegyaljai *Pest-hegy* oldalában is megtaláljuk a névadó sziklaüreg (DÉNES GY. 1975a, 1983, 1984, 1989, 1996).

Erdélyben az „*odvas-kő, üreges szikla*” megjelölésére a középkorban inkább a *Pestes* helynevet használták. A Hunyad megyei Nándor falu határában emelkedik az a tágas barlangot magában foglaló szikla, amelynek lábánál futó vízfolyást *Pestes-patak* (*rivulus Pestus*) néven említi egy 1330. évi oklevél (GYÖRFFY GY. 1987 II. 298). A patak minden bizonnyal a *pestes*, vagyis „*barlangos*” szikláról kapta nevét. A *Pestes-patak* mentén alakult ki aztán elsőként a patakról elnevezett *Felpestes* vagy *Nagypestes* (1330), utóbb az *Alpestes* (1302)) település is (DÉNES GY. 1999a). A „*barlang*” jelentésű *pest* szavunkból vezethető le több más középkori oklevélben szereplő erdélyi *Pestes* földrajzi nevünk is.

A „*sziklaüreg*” jelentésű *kőpest* szavunk először egy 1340. évi oklevélben földrajzi névként fordul elő, de Kniezsa István akadémikus, nyelv-

vészprofesszor megállapítása szerint ez az okleveles hely ma már nem azonosítható (KNEZSA I. 1963. p. 31). Jómagam a latin nyelvű oklevél szövegének elemzése alapján folytatott terepbejárásaim során megállapítottam, hogy az oklevélben szereplő *mons Kwpesth*, azaz Köpest-hegy a bajnai Örheggel, maga a Köpest pedig a hegy Öreg-lyuk nevű tágas barlangjával azonos (DÉNES GY. 1997a, 1999b). De nemcsak ez az egy, hanem valamennyi régi és mai *Köpest* helynevünk kétségtelenül „sziklaüreg, barlang” jelentésű (DÉNES GY. 1978, 1983, 1997a, 1999b, 1999c).

Barlang

Barlang földrajzi köznevünk is szláv eredetű, jelentései: „tanya-hely, búvóhely, vadállat vacka, odúja, medve téli tanyája, sziklabarlang” (KNEZSA I. 1955. 83–84; TESz. 1. 252–253). Már egy 1012. évi oklevél említ egy *Burlog* nevű falut, de hogy ez a név a barlang szavunkból származna, nem tisztázott. Hasonlóképp tisztázatlan eredetű egy 1248. évi oklevélünkben szereplő *Borlogv* és egy 1313. évi *Borlog* helynév is. Egy 1357. évi oklevélben említett *spelunca Bohomil porloga* talán egy Bohomil nevű remete barlangja lehetett. Teljes bizonyosságú adatot az 1395 körül készült Besztercei Szójegyzékben találunk, amely a „sziklaüreg” jelentésű latin *antrum* szó magyar megfelelőjeként a *barlag* szót tünteti föl (TESz. 1. 252–253).

Omboly > zomboly

A Gömör–Tornai-karsztvidék fennsíkjain a függőlegesen a mélybe nyúló barlangokat, néhány falu határában a víznyelőket és egy-két helyen vizenyős területet jelölő *omboly > zomboly ~ zomboly* ma is élő tájszavunkat valószínűleg ugyanazoktól a bolgár jellegű déli szláv nyelvet beszélő, honfoglalás kori népelemektől vehette át a magyarság, akiktől pest szavunkat is, és pedig a honfoglalás idején, illetve azt követően. A szó őse eredetileg vizet, vizenyős helyet jelentett, utóbb mélyedést, gödröt, amelyben a víz összegyűlik, elnyelődik (DÉNES GY. 1979, 1983; Kiss L. 1987; FNSz. II. 809). Első írott előfordulását egy 1295. évi oklevélben fedeztem föl, amely a ma Varbóc községhez tartozó középkori Lázó falu Telekes-völgy felőli határában említ „két gödröt, melyeket omb-oknak neveznek” (*duas foveas vmbes vocatas*) (DÉNES GY. 1979). Egy az 1560–1580 közötti években készült régi irat Pelsőc határában említi a „Berzétei híd felé az Omboly”-t (ILA B. 1946. III. 179). Az *omboly > zomboly ~ zomboly* szavunk nemcsak a táj-

nyelvben él, hanem számos régi és újabb földrajzi nevünkben is, továbbá mára már meghonosodott a földrajzi szaknyelvben és szakirodalomban, de még a tankönyvekben is.

Töbör

Ugyancsak szláv eredetű a „*gödör, karsztos mélyedés*” jelentésű *töbör ~ teber* szavunk is. Valószínűleg ugyanazoktól a déli szláv népelemektől vehettük át ezt a földrajzi köznevet is a középkorban, akiktől *pest* és *omboly* szavunkat. Minthogy azonban a töbrök birtokhatárok megjelölésére kevésbé alkalmasak, hiszen a karsztos felszínen nagyszámban fordulnak elő, ezért középkori okleveleinkben eddig nem fedeztük föl a *töbör* szavunk előfordulását. Legkorábbi említésére egy 1599. évi iratban találtam rá, amely a Gömör megyei Jólész községben élő Keszél vagy Kesely jobbágycsalád földjeit írta össze, köztük szerepel egy föld, amely „*a hegyen valo, Kezel Toborinak hyak*” (ILA B. 1944. II. 455). Ezt a földrajzi nevet ma így mondanánk: *Keszél töbre*. A *töbör ~ teber* szavunk tájszóként ma is él a Gömör–Tornai-karszt és a Bükk-hegység vidékén, számos régi és újabb földrajzi névben, a földrajzi szaknyelvben és irodalomban, még a tankönyvekben is.

3. Összegzés

Magyar karsztföldrajzi szókincsünknek a köznyelvben, a tájnyelvben, a szaknyelvben, illetve a földrajzi nevekben ma is élő középkori elemei a *lyuk*, az *odú*, a *pest*, a *barlang*, az *omboly* és a *töbör* szavak, továbbá az összetételek révén kialakult *Kőodú* és *Odvas-kő*, *Kőlyuk* és *Likas-kő* valamint a *Kőpest* és *Pest-kő* szó párok, illetve helynévpárok, meg az előbb említett alapszavak egyéb összetételei, módosulatai, származékai és ragozott alakjai.

IRODALOM

- BAKÁCSI. (1971): Hont vármegye Mohács előtt. - Budapest
CSÁNKI D. (1913) Magyarország történelmi földrajza a Hunyadiak korában.
- V. Budapest
DÉNES GY. (1964): Budapest – Barlangváros. — Magyar Ifjúság VIII. évf.
21. sz.

- DÉNES GY.* (1973): Középkori magyar barlangnevek. — Karszt és Barlang, I-II. p. 5–6.
- DÉNES GY.* (1975a): A Peskő hegynév és a tamaleleszi Peskő barlangjai. — Karszt és Barlang, p. 25–28.
- DÉNES GY.* (1975b): A Munuhpest felfedezése. — Turista. 1975. május p. 48.
- DÉNES GY.* (1978): A csíkszentdomokosi Köpest. — Karszt és Barlang, 1978. I–II. p. 35–38.
- DÉNES GY.* (1979): Mi a zsomboly és honnan ered ez a szó? — A KPVDSZ Vörös Meteor Természetbarát Egyesület Évkönyve 1979, Kézirat, Budapest, p. 177–184.
- DÉNES GY.* (1980a): Kölyuk, pest, barlang. Kutatás barlangnevek nyomában. — A KPVDSZ Vörös Meteor Természetbarát Egyesület Évkönyve 1980, Kézirat. Budapest, p. 99–102.
- DÉNES GY.* (1980b): Pest névadója – a Gellért-hegy barlangja. — Élet és Tudomány 1980. 6. p. 171–173.
- DÉNES GY.* (1983): Wörter bulgarisch-slawischen Ursprungs für „Höhle“ in der Ungarischen Sprache. — European Regional Conference on Speleology. Sofia – Bulgaria, 0 1980. Proceedings. I. p. 204–205. — Sofia
- DÉNES GY.* (1984): A Beretkei-karszt barlangnevei és egyéb helynevei. — Karszt és Barlang 1984. II. p. 77–86.
- DÉNES GY.* (1989): Újabb Pest-kő a Gömöri-karsztban. — A KPVDSZ Vörös Meteor Természetbarát Egyesület Évkönyve 1989, Kézirat, p. 93–96.
- DÉNES GY.* (1991): Földtudományi módszerek szerepe a földrajzi nevek névtudományi kutatásában. — Névtani Értesítő 13. p. 58–60.
- DÉNES GY.* (1996): A Pest-hegyi Arany-barlang. — Tanulmányok a 6. Nemzetközi Pszeudokarszt Szimpóziumról. Galyatető, 1996. szept. 19–22. Isztimér, 1997. p. 117–135.
- DÉNES GY.* (1997a): Erwähnung von Höhlen in mittelalterlichen ungarischen Urkunden. — Acta Carsologica XXVI 2. p. 35–39. Ljubljana
- DÉNES GY.* (1997b): A *Munuhpest* sziklája és a *pest* köznév jelentése hegyek, sziklák nevében. — In: B. GERGELY P. és HAJDÚ M. (szerk.): A magyar névtani kutatások legújabb eredményei (egyetemi oktatási segédlet). Miskolc–Budapest. p. 284–288.
- DÉNES GY.* (1999a): A Hunyad megyei Pestes-patak völgye középkori történeti földrajza. — Erdély természeti és történeti földrajza. Nyírségi Földrajzi Napok 1999. okt. 20–22. Nyíregyháza

- DÉNES GY.* (1999b): Középkori Köpest-hegy és barlangja a Gerecsében. — Barlangkutatók Szakmai Találkozója 1999. nov. 5–7. Tatabánya. Összefoglalások. Tatabánya. p. 2–3.
- DÉNES GY.* (1999c): Köpes(t) helynév Borsodnádasd határában. — Névtani Értesítő 21. p. 107–112.
- DÉNES GY.* (2001): A Gellért-hegy karsztja és barlangjai. — Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 133–141.
- FNESz. = *KISS L.*: Földrajzi nevek etimológiai szótára. - Budapest, 1988⁴
- GYÖRFFY GY.* Az Árpád-kori Magyarország történeti földrajza. I. (1963), II., III. (1987).
- GYÖRFFY GY.* (1973): Budapest története az Árpád-korban. — Budapest története I. p. 217–349.
- ILA B.*: Gömör megye II. (1944), III. (1946). - Budapest
- KISS L.* (1987): Földrajzinév- és szófejtő vizsgálatok. — Magyar Nyelv LXXXIII. 3. p. 342–345.
- KNIEZSA I.* (1955): A magyar nyelv szláv jövevényszavai. - Budapest
- KNIEZSA I.* (1963): Charakteristik der slawischen Ortsnamen in Ungarn. — Studia Slavica IX. p. 27–44.
- NySz. = *SZARVAS G.* – *SIMONYI ZS.*: Magyar nyelvtörténeti szótár a legrégebb nyelvemlékektől a nyelvújításig. I–III. - Budapest, 1890–1893.
- OkISz. = *SZAMOTA I.*– *ZOLNAI GY.*: Magyar oklevél-szótár. Budapest, 1902–1906.
- PAIS D.* (1954): Budapest kialakulásának kezdetei. — Magyar Nyelv. L. p. 506–513.
- SZABÓ I.* (1969): A középkori magyar falu. - Budapest
- TESz. = A magyar nyelv történeti-etimológiai szótára. Budapest, 1967–1976.
- ÚMTsz. = Új magyar tájszótár 1–3. Budapest, 1979–1992.

A BARADLA-BARLANG 19. SZÁZADI – BARLANGOKKAL KÖ- ZELEBBI KAPCSOLATBA KERÜLT – LÁTOGATÓI A KORABELI VENDÉGKÖNYVEK ALAPJÁN

HAZSLINSZKY TAMÁS

1145 Budapest, Bácskai u. 3.

Abstract: The Baradla Cave has been visited regularly since the beginning of the 19th century. During the elaboration of the about 15 000 notes of the two visitor's book existed from this period (1835–77 and 1877–93) I was collected 430 important visitors (scientists, politicians, artists, etc.) who I was presented some of my publications. This paper will present those persons and theirs activity, who are in connection with the Baradla Cave or commonly with other caves (research, publication, developing, management, etc.) The scientific elaboration, knowledge, touristical developing and condition, actual visiting is due to them.

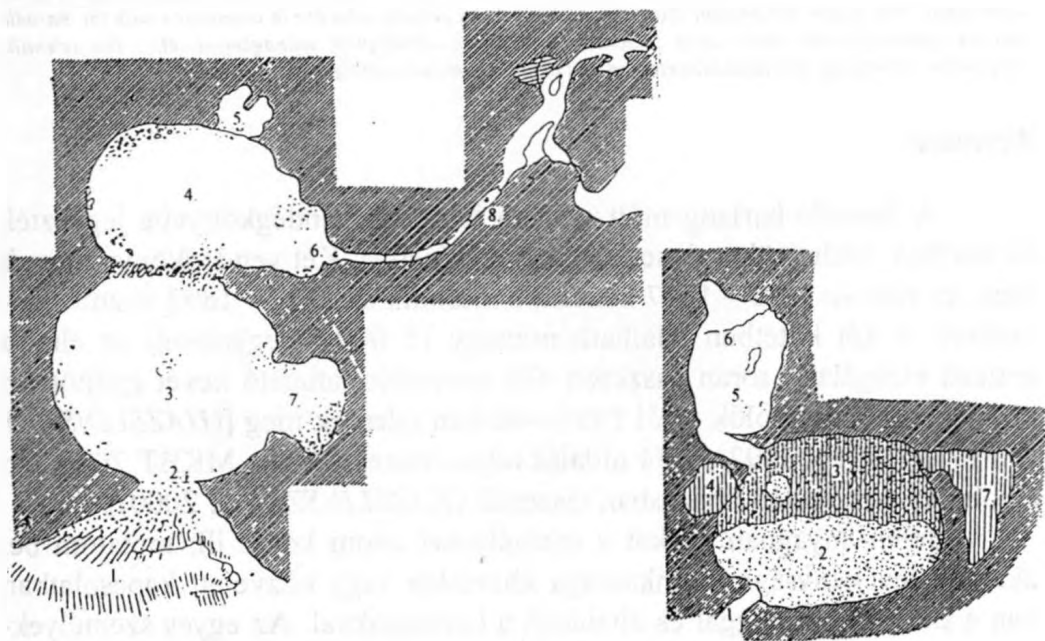
Bevezetés

A Baradla-barlang múlt századi látogatói vendégeknyvbe jegyezték be nevüket, lakhelyüket s esetleg megjegyzéseiket. Két vendégeknyv maradt fenn, az első az 1835—1877 közötti, a második az 1877—1893 közötti időszakról. A két kötetben található mintegy 15 000 bejegyzésből az elmúlt évtized vizsgálatai során összesen 430 nevezetes látogató nevét gyűjtöttem ki, előzetes beszámolók erről 1991—92-ben jelentek meg [(HAZSLINSZKY T. 1991a, 1991b, 1992), a 84 oldalas teljes összeállítás az MKBT 2000. évi Cholnoky-pályázatán díjazásban részesült (HAZSLINSZKY T. 2000)].

Jelen anyagban azokat a személyeket adom közre ill. mutatom be, akiknek tevékenysége, munkássága közvetlen vagy közvetett kapcsolatban van a Baradla-barlanggal és általában a barlangokkal. Az egyes személyeknél az általános életrajzi és életmű-adatok mellett külön kiemelem a Baradlával, vagy egyéb barlangokkal való kapcsolatukat, ezirányú tevékenységüket, publikációikat, valamint a Baradla meglátogatására vonatkozó körülményeket, továbbá – amennyiben van – saját kezű bejegyzését *dőlt szedéssel*, kézalírását pedig másolatban – külön oldalon összegyűjtve – adom közre. A bejegyzéseket az eredeti helyesírással ill. helyesírási hibákkal és elírásokkal, változtatás nélkül közlöm.

A Baradla-barlang látogatói

Abafi (Aigner) Lajos (1840 Nagyjécsa—1909 Budapest); irodalomtörténész, könyvkiadó, lepkész, folyóiratszerkesztő; számos történeti, irodalomtörténeti, könyvészeti és lepkészeti művet írt, több bibliográfiai, történeti sorozatot, folyóiratot adott ki; az Országos Könyvkereskedők Egyesületének alapítója, elnöke, a Petőfi Társaság tagja; jelentősek német nyelvű fordításai pl. Petőfi). Hogy egyébként is széleskörű érdeklődése mellett baradlai látogatásán túl is érdekelték a barlangok, bizonyítja a ponoricsi barlangok kutatásáról 1897-ben megjelent dolgozata (*ABAFI AIGNER L. 1897, 1. ábra*).



1. ábra: A ponoricsi barlangok térképe Abafi Lajos cikkében
Fig. 1. Map of the Ponorics Caves in Lajos Abafi's article

Az 1896 nyarán lepkészeti vizsgálódások céljából Puj-ban (Sztrigy völgye – Kudzsuri-havasok) tartózkodott, s ekkor hetedmagával keresett fel az itteni barlangok közül kettőt (valószínűleg azonosak a Csoklovinai-Cholnoky-barlanggal = Pestera Cioclovina cu Uscata és a Gura Ponoricsivel), elsősorban barlangi rovarok, lepkék után kutatva (különösen a barlang speciális vak lakója, az *Anopthalmus Budae* érdekelte, melyből három példányt sikerült begyűjtenie). Igen részletes leírást adott a két meglátogatott

barlangról, ecse-telve a bejárással és továbbjutással járó nehézségeket. Mellékelte vendég-látójának és útikalauzának, Bordán Istvánnak barlangi térképeit is. – A Baradla-barlangot 1881. július 9-én látogatta meg feleségével és az Írók és Művészek Társaságának 136 fős csoportjával. Az egész csoport névsorát (és foglalkozását) egy kéz írta, így A. sajátkezű aláírása nem szerepel.

Apponyi Sándor gróf (1844 Párizs—1925 Lengyel); diplomata, bibliofil és bibliográfus, az MTA tagja; gazdag könyvtárát az Országos Széchényi Könyvtárnak ajándékozta; gyűjtötte és 4 kötetben kiadta a külföldön megjelent magyar vonatkozású kiadványok (Hungarikák) annotált bibliográfiáját. Támogatta ⇨Wosinszky Mór régészeti kutatásait. – A barlangot 1870. augusztus 30-án, gróf Keglevich István társaságában látogatta meg.

Auguszt Szász Coburg Gothai herceg német uralkodó és hercegi család magyar kapcsolatú ágának tagja, Gömör vármegye legnagyobb földbirtokosa. A herceget felkérték a magyar orvosok és természetvizsgálók 1867. évi rimaszombati vándorgyűlésének elnöki tisztére, mely alkalmából saját költségén megjelentette Hunfalvy János szerkesztésében “*Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyék leírása*” c. könyvet. A vándorgyűlés résztvevői 3 napos kirándulás során felkeresték a Baradla-barlangot is, élvezve ⇨Ragályi Gyula vendéglátását. A közös ebéden ⇨Tompa Mihály pohárköszöntőt mondott (*KISS L.—OZOGÁNY E.—LACZA T.* 1996). A látogatás emlékét a barlang aggteleki bejárata mellett, a sziklafalon ma is meglévő alábbi tábla őrzi. A barlangot egyébként a herceg jóval korábban, 1847. augusztus 23-án látogatta meg. A vándorgyűlésen és annak aggteleki kirándulásán nem vett részt.

A magyar orvosok és természetvizsgálók 1867! Aug. 18^{án} a természet nagyszerű rejtélyeit az aggteleki barlangban, a tudomány fáklyájánál vizsgálták, s mohosult sziklái előtt a magyar vendégszeretetet Ragályi Gyula szivességéből élvezték. Emlékül a nagygyűlés.

Baksay Dániel (1830 ?—1917 Aggtelek) református lelkész közel 60 évig Aggteleken; 18 évesen huszárörmesteri rangig jutva vett részt a szabad-

ságharcban. Sírja az aggteleki temetőben található. 1881-től a Baradla intézője (gondnoka), 1890-ben megjelentette a barlang névjegyzékét (termek, járatok, képződmények nevei) és bejárási kalauzát „*Az aggteleki barlang*” címmel. – A barlangban természetesen számtalanszor járt, hiszen túrákat is vezetett. A vendégkönyvben neve csak egyszer szerepel, mégpedig a Vöröstorói bejárat áttörésének ünnepélyes átadása alkalmából, 1890. március 17-én, *mint barlang adminisztrátor*.

Bérczy Károly (1821 Balassagyarmat—1867 Pest) jogász, író, újságíró, műfordító, az MTA levelező tagja; Széchenyi munkatársa, majd újságíró, végül csak az irodalomnak él; elbeszélései, karcolatai mellett jelentős Anyegin-fordítása; több folyóiratot indított és szerkesztett, pl. a Vadász-és Versenylap c. sportlapot; a Kisfaludy Társaság tagja. Elbeszélésköteiben (*BÉRCZY K.* 1854) részletesen és irodalmi igénnyel írja le baradlai látogatásukat, de más barlangokat is (Szilicze) stb. (*BÉRCZY K.* 1852). Összegyűjtötte a Baradla mondáit is. Felesége Frivaldszky Anna, F. Imre leánya. A barlangot 1853. augusztus 19-én ⇨Frivaldszky Imre és János társágában látogatta meg; bejegyzésük szerint ... *az új ág "pokol" nevezetű vég-pontjáig haladtak ...*, azaz az akkor ismert egész barlangot bejárták.

Cherven Flóris dr. (1840 Chizsne—?) tanár, földrajzi író, gimnáziumi főigazgató, egyetemi magántanár; a tanárvizsgáló és az országos közoktatásügyi bizottság tagja; három kötetes egyetemes földrajzot, tankönyveket és térképeket szerkesztett. – A barlangot 1876. augusztus 26-án a magyar történelmi társulat tagjaival: ⇨Nyáry Jenő, ⇨Thallóczy Lajos stb. végzett ásatások alkalmával kereste fel. (*Bejegyzést* lásd Nyáry Jenőnél)

Chyzer Kornél dr. (1836 Bártfa—1909 Bp.) orvos, zoológus; múzeumi örseged, főorvos, min. tanácsos, az MTA tagja, a Ferenc József-rend lovagkeresztese; jelentős a szerepe az orvosok és természetvizsgálók vándor-gyűléseinek újjászervezésében, a hazai fürdők népszerűsítésében, az egészségügy fejlesztésében; megírta Zemplén vármegye természetrajzát, Magyarország pókfaunáját, megindította a „*Fürdői Lapok*” c. balneológiai folyóiratot. Jelentős munkája az 1885-ben német és francia nyelven is megjelent „*Magyarország gyógyhelyei és ásványvizei*”. Ebben több barlangos vonatkozás van: ismerteti a *Torjai Büdös-t* és annak terápiai használhatóságát, Dobsinát, megemlítve a *szép jégbarlangot*, a Szklenó(fürdő) forrását, leírva, hogy barlangból fakad, továbbá szerepel az összeállításban néhány karsztos eredetű forrás, mint a budai gellért-hegyi források, a bodajki forrás, a diósgyöri melegforrás, az egeri termálvíz, a kácsi melegvíz, a menyházai melegvíz, a (miskolc)tapolcai – akkor még a barlang ismerete nélküli – forrás (*CHYZER, C.* 1885). Az elsők között volt az Abaligeti-barlang faunájá-

nak vizsgálatában (GEBHARDT A. 1931). – A barlangot 1890. június 29-én látogatta meg, két hónappal a Vörös-tói új bejárat átadása után, így érthető vendégkönyvi bejegyzése: *Éljen Siegmeth az áttörő!*

Czárán Gyula (1847 Seprős—1906 Menyháza); földbirtokos, turisztikai szakember, a Bihar-hegység és több barlangjának feltárója; jórészt saját költségén hozzáférhetővé tette a hegység természeti szépségeit (köztük több barlangot: Mézedi-, József főherceg-, Zichy-, Citramontán-barlang stb.), melyeket több írásban (Erdély) és önálló kalauzban ismertetett. – A Baradla-barlangot 1893. szeptember 16—18-án látogatta meg. Első bejegyzése 16-i keltezésű; valószínűleg aznap érkezett és a barlangot még nem látta, mert csak – szokásos kritikai szemléletével – az olvashatatlan aláírókra tett megjegyzést. A barlangban minden bizonnyal 17-én járt, majd másnap az előző napi élmények versírásra ihlették. A vers nem költészeti remekmű, de híven tükrözi Czárán természet alkotásai iránti csodálatát és szeretetét, és elkeseredését, tapasztalva azok elhanyagolását, meg nem becsülését (HAZSLIN-SZKY T. 1986).

A Baradlához

*Építőd dús-pazar kezekkel hinté
A díszítésnél kincseit reád;-
A szivárványnak gazdag szinompája
Borítja tündértermeid falát
Hullámzik fel 's alá bennünk az érzés:
Emitt köröttünk minden - tünde báj,
Odább minden komor, - elüli lelkünk
Sötét, nyomasztó, rémes borzadály
Emitt tündöklő csarnokát a menynek
Tárod fel bámuló szemünk előtt; -
Odább magunkat lent a pokolban látjuk,
Kik fen a menyben voltunk még előbb.*

*Csodáidat kirakid drágakövel,
Hogy rátekinve káprázik a szem
Mindenfelé dísz, ragyogás, fény, pompa
- Remekbe alkotott Ő - úgy hiszem.
Csak egyet, egyet mégis elhibázott:
Hogy magyar földre, hozzánk helyezett,
Nekünk adott, - kik nem törődünk véled,
Nem tudjuk, meg nem értjük becsedet.
Nyugatnak népe, hogyha birna téged,
Csodádra járna ott a félvilág
És mi? - kormot kenünk rá, összezúzzuk,
Mit a Természet készen szépet ad!*

Deininger Imre dr. (1844 Esztergom—1918 Bp.); mezőgazdász, a debreceni felsőbb gazdasági tanintézet tanára, az első hazai vetőmagvizsgáló és növényélettani kísérleti állomás létrehozója, vezetője, majd a keszthelyi gazdasági tanintézet igazgatója; speciális szakterülete a prehisztorikus növény- és magleletek vizsgálata, ezirányú barlangi eredményeit összefoglaló tanulmánya ⇒ Nyáry Jenő: „Az aggteleki barlang mint őskori temető” c. munkájában „Az aggteleki 'Baradla' barlang kőkori temetőjének viránya” c. fejezetben szerepelnek. A feltárt sírokban talált magvak vizsgálata során 24 növényt sikerült azonosítania, ezek közül 10 kultúrnövény (különböző búza-fajok, köles, árpa, bükköny, lóbab, borsó, lencse, homoki repce), a többi a kultúrnövények közé keveredett gyomnövény). – A barlangot 1874. június 23-án tanártársaival és 20 hallgatóval látogatta meg

Divald Károly (1830 Selmecebánya—1897 Eperjes); fényképész, gyógyszerész; Eperjesen, majd Budapesten nyitott fototípiai intézetet; az első hazai barlangi képek és képeslapok készítője és kiadója. – A barlangot 1890. június 6-án látogatta meg fényképezés céljából segédfényképészei kíséretében. A barlangtól el volt ragadtatva, melyet bejegyzése is igazol: *Jöttem fényképekben megörökíteni és csodáltam a természet remekeit.* Az ekkori – és valószínűleg még ezt követő több – látogatása eredményeként 32 felvétele kartonra ragasztva, magyar, német és francia felirattal a hátoldalon „*Képek az Aggteleki barlangból*” címmel még ugyanez évben megjelent, s ugyanezen képek illusztrálták ⇨ *Siegmeth Károly: Az aggteleki cseppkőbarlang* ugyan-csak 1890-ben megjelent munkáját. E képek alapján jelentek meg 1897-ben az első képeslapok a Baradláról (*SZÉKELY K.* 1996), és a Bélai-barlangról is (2. ábra).

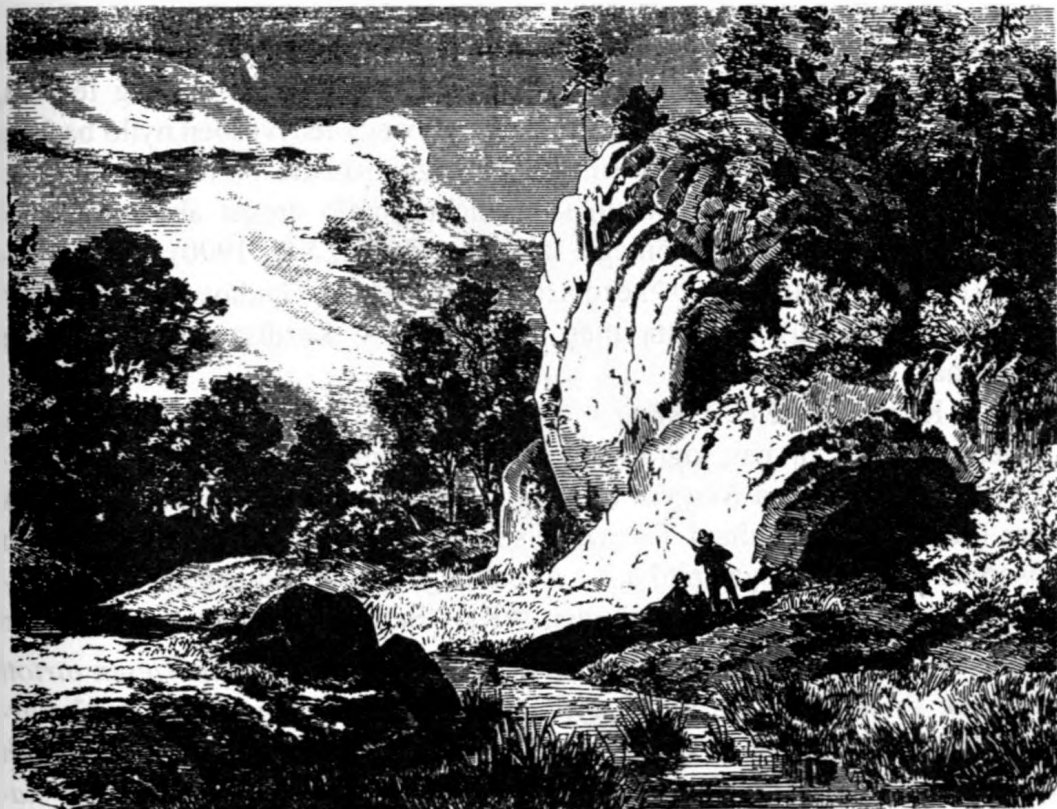


2. ábra: Dival műintézetében kiadott – 1899-ben futott – képeslap
 Fig. 2. Postcard published by Divald's Institute through 1899.

Frivaldszky Imre (1799 Bacskó—1870 Jobbágyi); orvos, zoológus, az MNM öre, az MTA tagja; több külföldi gyűjtőutat szervezett; elsősorban rovarokkal és csigákkal foglalkozott. – A barlangot háromszor is meglátogatta: 1841. augusztus 9-én Nendtvich Károllyal és Gerenday Józseffel, 1848. október 8-én családtagjaival, 1853. augusztus 19-én rokonával, ⇨ *Frivaldszky Jánossal* és vejevel, ⇨ *Bérczy Károllyal*. Az utóbbi esetben bejegyzésük szerint: *az új ág "pokol" nevezetű vég-pontjáig haladtak.*

Frivaldszky János (1822 Rajec—1895 Bp.); mérnök, entomológus, az MTA tagja; ⇨Frivaldszky Imre unokaöccse; az MNM-ban ig. ör; rovar-tannal foglalkozott, jelentős munkája az *“Adatok a magyarhoni barlangok faunájához”*. – A barlangot 1853. augusztus 19-én látogatta meg ⇨Frivaldszky Imrével és ⇨Bérczy Károllyal, s mint az előbbieket: az új ág *“pokol”* nevezetű vég-pontjáig haladtak. Minden bizsonnyal fenti munkájához ez alkalommal is gyűjtött anyagot.

Hazslinszky Rezső (1869 Eperjes—1914 Rozsnyó); tanár, történész, 9 nyelven beszélt; történelmi tanulmányai mellett kalauzt írt Rozsnyó és környékéről, részletesen ismertette benne a Baradlát és a Dobsinai-jégbarlangot. – A barlangot még egyetemi hallgató korában unokatestvéreivel 1890. augusztus 6-án látogatta meg.



3. ábra: Keleti Gusztáv rajza a Torjai-büdösbarlangról (*Magyarország képekben 1870*)
 Fig. 3. Drawing of the Torja Stinking Cave by Gusztáv Keleti (*Hungary in Pictures, 1870*)

Hering, Georg (1805—1879); angol tájképfestő, ⇨Paget, John-nal tett magyarországi és erdélyi utazása során számos képet rajzolt Paget könyvének illusztrálására. A Baradla-barlangról készített színes litográfiája 1838-

ban Londonban jelent meg (SZÉKELY K. 1990). – A barlangot 1835. szeptember 10-én látogatta meg ⇨Paget, John társaságában.

Keleti (Kelety) Gusztáv (1834 Pozsony—1902 Bp.); festő, képzőművészeti író, műkritikus, az MTA tagja; jogot végzett, utána tanult festeni; létrehozta a Rajztanárképzőt, ennek igazgatója; főként romantikus tájképeket festett; több barlangbejáratot ábrázoló rajzot készített, így két képe a torjai Büdös-barlang környékéről (3. ábra) a Székelyföld és a Magyarország képekben c. könyvekben jelentek meg. Az utóbbiban jelent meg a Gellért-hegyi-barlang bejáratáról készült rajza is (SZÉKELY K. 1990). – A barlangot 1872. augusztus 14-én látogatta meg Székely Bertalan és Weber X. Ferenc festő-művészekkel.

Kiss Bálint (1802 Szentes—1868 Pest); festő; tanárnak készült, de végül festészetet tanult Bécsben; 1847-től az MNM öre, kiállításokat rendezett; főként hazafias érzelmű történeti tárgyú képeket festett, néhány képét az MNG őrzi. A Magyar Nemzeti Galériában őrzik Bene-barlang feliratú, 1830 körül készült akvarell-ceruza rajzát, mely egy fenyvesben nyíló barlang tágas bejáratát mutatja be. A sokáig nem azonosítható barlangról kiderült, hogy a kárpátaljai Bene település közelében nyíló üreget ábrázolja, ahol 1829-ben emberi csontok tömegét találták (SZÉKELY K. 1990). – A barlangot 1846. augusztus 31. (⇨kézdiszentléleki Kováts Gyulával és ⇨Petényi Salamon Jánossal) látogatta meg. *Bejegyzés* ⇨ kézdiszentléleki Kováts Gyulánál.

Kézdiszentléleki *Kováts Gyula* (1815 Buda—1873 Budapest); paleobotanikus; orvosi, jogi és bölcsészeti tanulmányok után főként botanikával foglalkozott, a Magyar Nemzeti Múzeum növény- és ásványtárának öre (vezetője), a Földtani Társulat első titkára, egyetemi előadó; a magyar ősnövénykutatás megalapítója. – A barlangot 1846. augusztus 31—szeptember 1 közötti éjjel látogatta meg ⇨Kiss Bálinttal és ⇨Petényi Salamon Jánossal. Érdeemes idézni bejegyzésüket: *Az 1846^{ki} Kassa–Eperjesen tartott orvosok és természetvizsgálók gyűléséről hazajöttökben a Világhírű Barlangot meglátogatták, s valamint egyfelől benne a természet remek művét bámulták, úgy másfelől méltó boszankodással tapasztalták az illetők hanyagságát s az látogatók vandalizmusát.*

Láng Gusztáv (1849—?); m. kir. honvédhadnagy, majd Dobsina rendőrfőkapitánya; a Dobsinai-jégbarlang egyik felfedezője (1870). – A Baradla-barlangot két ízben, 1869. május 30-án (egy évvel a Dobsinai-jégbarlang felfedezése előtt), majd 20 évvel később, 1889. május 7-én látogatta meg.

Madarász Rezső (dr.) (1823 Rozsnyó—1889 Rozsnyó); orvos, Gömör vármegye főorvosa; egészségügyi, orvosi dolgozatok mellett közreadta a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Munkálatai XII. kötetében (1868) “*Rövid leírása az aggteleki barlangnak*” c. cikkét. – A barlangot – a közelben élén – többször is meglátogatta: 1862. augusztus 24-én feleségével és társasággal, 1869. augusztus 13-én lányával, 1875. július 30-én családtagokkal, végül 1880. szeptember 4-én.

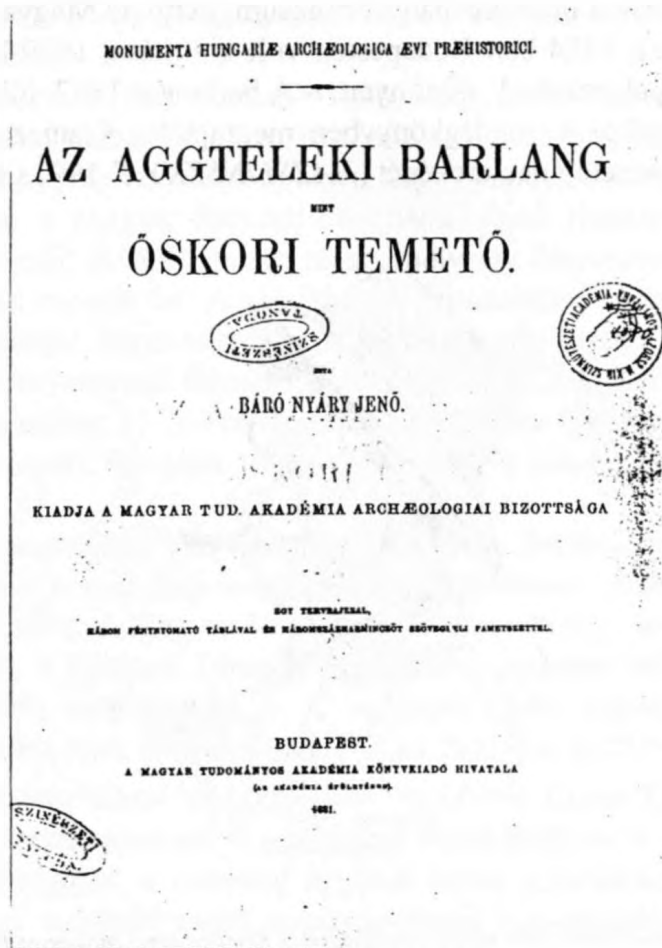
Markó Ernő (1868 Kassa—?); festő; Münchenben és Párizsban tanult, főként tájképeket, budai havas utcaképeket festett, melyek több díjat kaptak (egy képe a besztecebányai múzeum, kettő az Magyar Nemzeti Galéria tulajdona); 1884-ben Budapesten volt kiállítása, 1909-ben a Nemzeti Szalon plakátpályázatán 1. díjat nyert. – A barlangot 1887. július 27-én látogatta meg, amikor a vendégeknyvben megrajzolta Klanicza János, a kor neves barlangvezetőjének arcképét (*HAZSLINSZKY T. 1991a, 4. ábra*).



4. ábra: Markó Ernő rajza a vendégeknyvben Klanicza János barlangvezetőről
Fig. 4. Drawing in the visitor's book of the guide János Klanicza by Ernő Markó

Münnich Kálmán (1854 Igló—1934 Igló); bányamérnök, bányavezető, udvari tanácsos, országgyűlési képviselő; 1880-ban felmérte a Baradla-barlangot, és ő irányította a Vörös-tói bejárat áttörését (1890) és nevéhez fűződik a Nehéz-út kikerülését lehetővé tevő – nevével viselő – áttörés a Libanon-hegyéhez (1890). – A barlangban nyilvánvalóan jóval több-

ször járt, mint azt a vendégkönyv rögzíti. 1886. augusztus 6-án családjával tett látogatást, majd 1890. március 17-én a Vörös-tói új bejárat elkészültekor ⇒ Siegmeth Károllyal és ⇒ Baksay Dániellel (bejegyzés: *A Baradla második-új- bejárata 1890^{ik} évi Március hó 15^{én} lett áttörve. (:1889. Május 7 - 1890. Márt. 15ig:) A hivatalos megnyitásnál jelen voltak:*), majd 1890. május 7-én ⇒ Siegmeth Károllyal az áttörés felülvizsgálás alkalmából.



5. ábra: Nyári Jenőnek a baradlai ásatások eredményeiről megjelent könyve
Fig. 5: Jenő Nyári's book on the results of the Baradla-excavation

Nyári Jenő báró (1836 Bagonya—1914 Piliny); ősrégész, cs. és kir. kamarás, a főrendiház tagja, majd jegyzője, min. osztálytanácsos, az MTA

tagja; a Baradla első ősrégészeti kutatója; a Csontházban, majd a Nagy Pitvarban 1876. augusztus 24—26-án, majd szeptemberben szintén 3 napon át (Péchy Jenővel, a pesterei és kalotai barlangok kutatójával), végül 1877. augusztus 16—18-án (Péchy Jenővel és ⇨ dr. Thallóczy Lajossal) végzett ásatási eredményeit (5. ábra) *“Az Aggteleki-barlang mint őskori temető”* címen nagyalakú, 180 oldalas, az összes leletet kitűnő rajzokkal bemutató könyvben jelentette meg 1881-ben (lásd még ⇨ Deininger Imre). – Vendégkönyvi bejegyzése 1876. augusztus 26-i keltezésű, amikor a Baradla első ásatása alkalmával ⇨ Cherven Flóris, ⇨ Thallóczy Lajos, stb. társaságában volt jelen. A bejegyzés: *A történelmi társulat naggyűlése megbízásából f. é. aug. 24. 25. és 26-án a csontházban régi ásatásokat rendeztek. A lelt tárgyak az ősrégészeti congresszus alkalmával állíttatnak ki.*



6. ábra. Paget János (John)
Fig. 6. John Paget

Paget, John (János) (1808 Torpe Satchville—1892 Gyéres); angol származású, Erdélyben letelepedett és magyarrá lett gazda és író; orvos, de hivatását nem gyakorolta; a szabadságharcban Bem egyik szárnysegéde (6. ábra). 1835—37 között bejárta Magyarországot és Erdélyt. Tapasztalatait két kötetben, 1100 oldalon tette közzé (*„Hungary and Transsylvania”*, London 1839), melyben részletesen ismertette a Baradla-barlang mellett a Deményfalvi-jég-barlangot, a Tordai-hasadék barlangjait, a Homoródalmási-barlangot, a torjai Büdös-barlangot, a Golumbácsi-, a Veteráni- és a Jalomica-barlangot is. Ot-tani vendégkönyvi bejegyzés alapján tudjuk, hogy

1832-ben járt az Adels-bergi-(Postojnai-)barlangban is (SZÉKELY K. 1992). – A Baradla-barlangot 1835. szeptember 10-én ⇨Hering, Georg társaságában kereste fel.

Petényi Salamon János (1799 Ábel-Lehota—1855 Pest); lelkész, ornitológus, az Magyar Nemzeti Múzeum állattárának öre, az MTA levelező tagja, számos külföldi tudós társaság választotta soraiba; a magyar tudományos madártan megalapítója; jelentősek halkutatásai is; ő kezdte meg hazánkban a gerinces ősmaradványok, s ezzel kapcsolatban a barlangok kutatását. Az erdélyi csontbarlangokat elsősorban őslénytani szempontból kutatta, de jelentősek a denevérekkel kapcsolatos megfigyelései, feljegyzései is. Számkra legérdekesebb, de befejezetlen műve, a “*Magyarország barlangjai*” elkallódott, s csak a korabeli bírálatokból ismert (SZABLYÁR P. 1984). – A barlangot 1846. augusztus 31-én ⇨Kiss Bálinttal és ⇨kézdiszentléleki Kováts Gyulával (*bejegyzést lásd ott*) látogatta meg.

... mind a' Baradlának, ezen Termézet
remek művének a' lehetőségig a' maga
épségben és pompájában való meg tartása;
mind pedig a' Bémenő Vendégek (:különösen
a' külföldiek:) hogy ... ezen világ ritkaság
meg szemlélésétől el ne idegenedjenek; köz
akaratlan elhatározottatott: ... a' T. látogatók
minden 'sebbelinnél nagyobb darab köveknek
ki hozásától magokat kimélték meg,
annyival inkább a' kihozhatatlan nagyobb
és apróbb darabok bent való haszontalan le
tördelésétől. Az erre való fel vizsgálás a'
Vezetőknek igen szoros kötelességül tétetődik.

7. ábra: Részlet a vendégeknyvből található első magyar barlangvédelmi előirásból
Fig. 7. Selection of the first hungarian regulations of cave protection

Ragályi Gyula (?—?) ifj.?: népes Gömör vármegyei földbirtokos család tagja; a barlang gyakori látogatója; 1876-ban vendégül látta a magyar orvosok és természetvizsgálók vándorgyűlésének résztvevőit (lásd még

⇒ Auguszt Szász Coburg Gothai herceg). – Többszöri barlanglátogatása ellenére csak az 1850. augusztus 5-i szerepel a vendékönyvben az alábbi bejegyzéssel: ... *az új ágat 2 évtől fogva először járta meg rémitő iszap és sárban nyaktörő és nyomnélküli utakon vizen...*

Ragályi Lajos (kis-csoltói) (?—?); népes Gömör vármegyei birtokos család tagja; Gömör vármegye szolgabírája, a múlt században a barlang tulajdonosának, az aggteleki közbirtokosságnak igazgatója; 1839-ben aláírásával szerepel a vendékönyvben az első barlangvédelmi előírás (7. ábra), és a belépődíjak rögzítése (*HAZSLINSZKY T.* 1988). – A barlangban természetesen sokszor járt, valószínűleg a bejegyzéseknél is többször: 1839. április 24-én, 1841. július 12-én és 1843. május 23-án rokonokkal.

Reményi Ede (1828 Miskolc—1898 San Francisco); világhírű hegedűművész, zeneszerző; a szabadságharc után külföldön élt, 1860-ban amnesztiát kapott és hazatért; hangversenyeivel bejárta a világot; jelentős összeggel támogatta a Petőfi és Széchenyi szobrok felállítását. – A barlangot 1862. szeptember 25-én a tiszteletére elnevezett Reményi-terem ünnepélyes felavatása alkalmából látogatta meg, ahol rögtönzött hangversenyt adott, a vendékönyv tanúsága szerint 21 résztvevővel.

Rodiczky Jenő dr. (1844 Mácsa—1915 Alag); gazdasági szakíró; tanár a magyaróvári gazdasági akadémián, a kassai gazdasági tanintézet igazgatója; a tervei szerint létrehozott Országos Gyapjúminősítő Intézet igazgatója; a Magyarországi Kárpátgyógyászati Társaság *Keleti Kárpát Osztály alelnöke*, s mint ilyen a Baradla-barlang felügyelője. – A barlangban 1890. május 7-én a Vörös-tói áttörés felülvizsgálása és 1891. június 27-én a barlangbizottság szemléje alkalmával volt jelen, funkciója alapján valószínűleg ennél többször is.

Rómer Flóris (1815 Pozsony—1889 Nagyvárad); régész, a magyar művelődéstörténet úttörője, egyetemi tanár, az MTA tagja, a Magyar Történelmi Társaság alapító tagja, a Benedek-rend tagja; a szabadságharcban való részvételéért 8 évi börtönre ítélték; szerkesztette az „*Archeológiai Értesítő és Közleményeket*”; alapvető önálló műveket írt. Barlangokkal kapcsolatos közleménye: Barlanglakókról, nevezetesen a magyarhoni lakott barlangokról – „*Archeol. Közl.*” VII. köt. II. füzet. – A barlangot 1846. szeptember 10-én látogatta meg.

Róth Márton (1841 Késmárk—1917 Igló); tanár, turista feltáró; a Magas-Tátra, de főként a Szlovák Paradicsom turista feltárásában (menedékház- és útépítés, útjelzés) úttörő munkát végzett; 14 évig szerkesztette a sok barlangi tárgyú közleményt, híranyagot is közlő „*Magyarországi Kár-*

pát-egyesület évkönyvét”. – A barlangot 1871. július 20-án látogatta meg Szepes-Iglóról.

Siegmeth Károly (1845 Znaim—1912 Munkács); gépészmérnök, MÁV főtisztviselő, földrajzi író; a Magyarországi Kárpát Egyesület Keleti Kárpátok osztályának megalapítója, titkára, alelnöke; a Magyarhoni Földtani Társulat 1910-ben megalakított Barlangkutató Bizottságának első elnöke; hatalmas és eredményes munkát végzett a Baradla fejlesztése és népszerűsítése (előadások tartása és széleskörű publikációs tevékenység) terén (*SIEGMETH K.* 1886, 1890, 1891, 1910); az első magyar barlangbibliográfia társszerzője. – A barlangban nyilvánvalóan nagyon sokszor járt, de csak három vendégkönyvi bejegyzése született: 1879. július 29-én (bejegyzés: *Kárpáth egylet beszkid fiók. titkár, S.A.Újhely*), 1890. március 17-én ⇨ Münnich Kálmánnal és ⇨ Baksay Dániellel (bejegyzést lásd ⇨ Münnich Kálmánnal), mint ügyvivő alelnök, majd 1890. május 7-én ⇨ Münnich Kálmánnal az áttörés felülvizsgálás céljából.



8. ábra: Pisai ferdetorony a Baradlában – Spöttl Ignác rajza (Liptószentmiklósi Természetvédelmi és Barlangtani Múzeum)

Fig. 8. The Leaning Tower of Pisa in the Baradla Cave by Ignác Spöttl (Museum of Nature Protection and Speleology in Liptószentmiklós)

Spöttl, Ignatz (1836—1892); bécsi festő, amatőr régész, Tatra-járó, a Magyarországi Kárpátgyesület és a Tatra Múzeum alapító tagja; útjairól turista lapokban számolt be. Barlangi tárgyú (Baradla, Dobsinai-jégbarlang, a régészeti leleteiről nevezetes Liskovai-/Barát-hegyi-/barlang) rajzai ill. festményei (8. ábra) a lipótszentmiklósi Természetvédelmi Múzeum tulajdonában vannak (SZÉKELY K. 1990). – Vendégkönyvi bejegyzése csak 1879. június 14-éről maradt fenn. Ez útjáról írt beszámolójából azonban tudjuk, hogy már 1860-ban is felkereste a barlangot. Szövegéből: ... mint a barlangnak és a víz áradásainak jó ismerője ..., arra lehet következtetni, hogy vagy több alkalommal is felkereste a barlangot, vagy 1860-ban hosszabb időt töltött itt. Ez utóbbit alátámasztja az, hogy a barlang belsejének általa készített rajzai is csak akkor készülhettek (valószínűleg nem egy napos látogatás alatt), mivel 1879-es látogatásakor az árvíz miatt nem jutott messzire: Alig 200 lépés után sebes, három láb mély folyam zárta el előlünk a járatot véglegesen, ... tudtam, hogy csak a visszavonulás kínálkozik. (SPÖTTL I. 1879, HAZSLINSZKY T. 1997).



9. ábra: Szigligeti Ede színművének kéziratja (O. Széchenyi Könyvtár)
 Fig. 9. Manuscript of the play by Ede Szigligeti (Széchenyi National Library)

Szigligeti Ede (1814 Váradolaszi—1878 Bp.); drámaíró, a magyar népszínmű megteremtője, a magyar színpadművészet kiemelkedő személyisége, a Nemzeti Színház igazgatója, az MTA levelező tagja; 1851-ben “*Az aggteleki barlang*” c. színdarabot írt, amit Pesten, Kolozsvárott és Budán adtak elő (*SCHÖNVISZKY L.* 1963, 9. ábra). A színdarabhoz Doppler Ferenc írt nyitányt és kísérezését. – A barlangot színésztársaival 1870. augusztus 2-án látogatta meg ...*Vas Lajos vezérlete alatt*. Valószínű azonban, hogy ez nem az első látogatása volt, színdarabját minden bizonnyal egy korábbi látogatás ihlette.

Szücs Miklós (1820 Miskolc—1886 Miskolc); ügyvéd, Miskolcon tisztviselő, ügyész, takarékpénztári titkár; a Pesti Hírlap miskolci tudósítója, a helyi lapok munkatársa; ⇨Szücs Sámuel testvére, akivel együtt tett barlangi kirándulásokat, s ezeket mindketten naplóban örökítették meg. Hat kötetes kéziratos naplója a miskolci Herman Ottó Múzeum tulajdonában van (*KORDOS L.* 1971). A barlangot 1839. július 16-án és 1841. július 22-én, mindkét alkalommal testvérével látogatta meg.

Szücs Sámuel (1819 Miskolc—1889); ügyvéd Miskolcon, ⇨Szücs Miklós testvére, akivel együtt tett barlangi kirándulásokat mindketten naplóban örökítették meg (a kéziratos naplók a miskolci Herman Ottó Múzeum tulajdonában vannak); felesége Herrmann Henriette, Herman Ottó nővére (*KORDOS L.* 1971). – A barlangot 1839. július 16-án és 1841. július 22-én testvérével, majd 1852. július 2-án feleségével látogatta meg.

Thallóczy Lajos dr. (1856 Buda [1857 Kassa ?]—1916 Herceghalom); történész, az Országos Levéltár igazgatója, Szerbia polgári kormányzója, az MTA tagja, a Magyar Történelmi Társaság elnöke; “*Aggteleki barlang*” c. cikkben ismertette a barlangot (1878). – A barlangot 1876. augusztus 26-án ⇨Cherven Flóris, ⇨Nyáry Jenő stb. társaságában a Baradla ásatása alkalmával. *Bejegyzés* ⇨Nyáry Jenőnél. Mint Nyáry Jenőnél olvasható, T. 1877. augusztusában is részt vett az ásatásokban. Fent említett cikkéhez nyilvánvalóan e látogatások során gyűjtötte az anyagot.

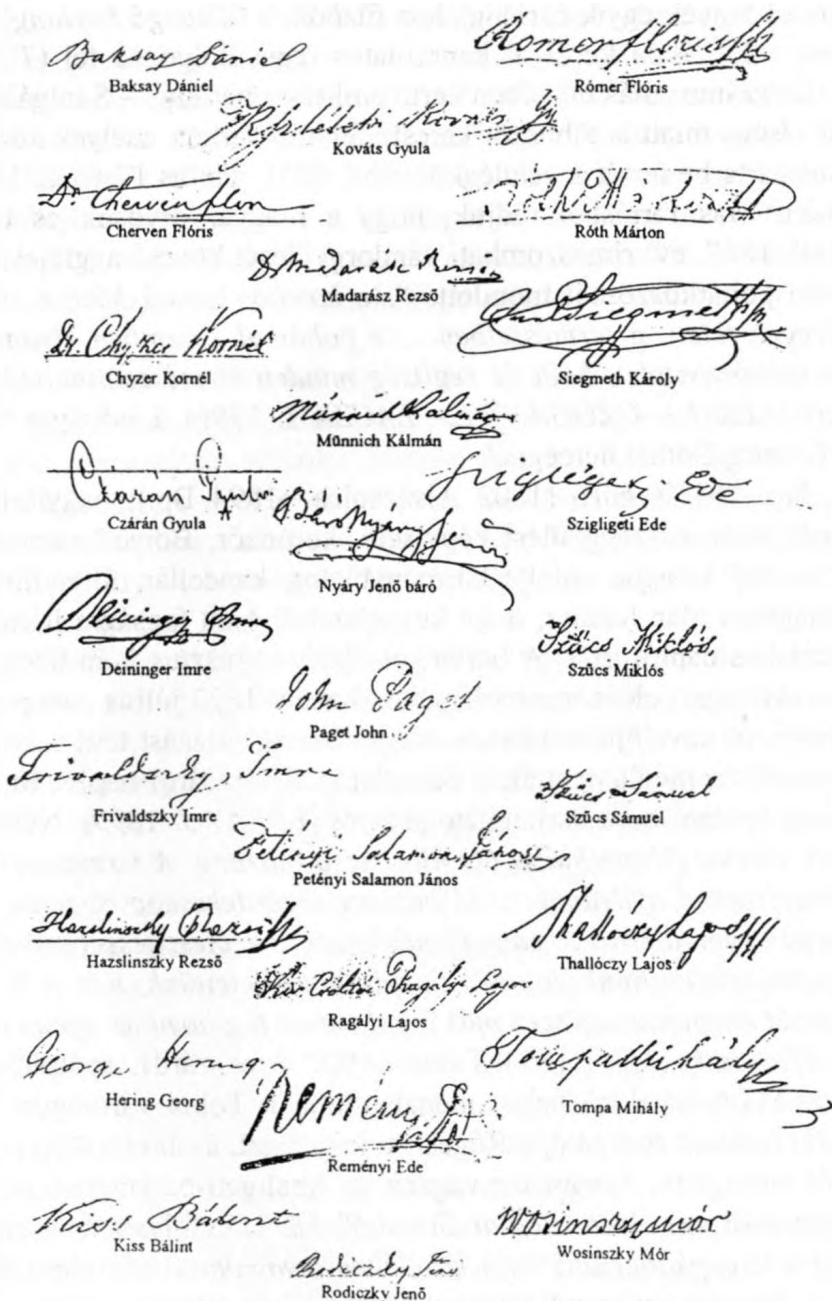
Tompa Mihály (1817 Rimaszombat—1868 Hanva); református lelkész, költő, az MTA levelező tagja, a Kisfaludy Társaság tagja; 1847-től Bején, 1849—52. között Keleméren, majd haláláig Hanván lelkész; Keleméren írta a „*Lófő*” c. költeményt a Jósvalfő határában fakadó időszakos forrás mondjáról, melynek bevezető verssorából érdemes idéznünk:

*Derek nyárban itt vastag jégcsapot
Fagyaszt mély barlangjában Szilicze,
És benne a lég téiben lágymeleg.
Ott Aggtelek csudái vonzanak,
Melynek barlangja lenn a föld alatt
A szomszéd Torna határába fut.*

Szintén a környék egyik barlangjához fűződik a “*Csengő barlang*” c. verse, melyben a IV. Béla királlyal kapcsolatos regét dolgozza fel (TOMPA M. 1870). De számos más művében kerül említésre barlang. – Szolgálati helyeinek közelsége miatt is többször kereste fel a barlangot, melyek közül két alkalommal írta be nevét a vendégkönyvbe: 1851. június 17-én és 1854. április 20-án. Más forrásból tudjuk, hogy a magyar orvosok és természetvizsgálók 1867. évi rimaszombati vándorgyűlését követő aggteleki kirándulás során pohárköszöntőt mondott: “...*e komoly bércek közt, a titkos barlang-üregek felett, a természetben ... e pohárral kezemben kívánom: hogy kísérje méltó tisztelet, hála és segítség minden természettanulmányozó törekvést*” (KISS L.—OZOGÁNY E.—LACZA T. 1996). Lásd még ⇨ Auguszt Szász Coburg Gothai hercegnél.

Vay Miklós báró (1802 Alsószolca—1894 Bp.); nagybirtokos, jogász, politikus, országgyűlési képviselő, koronaőr, Borsod vármegye főispánja, az MTA tagja, erdélyi kormánybiztos, kancellár, főrendiházi tag; a szabadságharc után halálra, majd kegyelemből 4 év fogságra ítélték; fogságáról érdekes naplót írt. – A barlangot 1877. augusztus 5-én látogatta meg, de nem ekkor járt először a barlangban, hanem 1823 július—augusztusában testvérével és nevelőjükkal észak-magyarországi utazást tett, s ennek során augusztus 7-én meglátogatták a Baradlát is. Utazásáról naplót írt, melyben érdekesen számol be a barlanglátogatásról (LÉVAY J. 1899). Néhány rövid részletet idézve: “*Nem hiába oly híres ez a barlang. A természet itt csudálatos hatalommal nyilvánult. ... A barlang legérdekesebb része az úgynevezett paradicsom, a hová ... nagy fáradsággal és erőfeszítéssel juthatni. ... De ha egyszer odajutottunk, minden fáradságot elfelejtünk, s ki a barlangnak ezt a részét megnézte, egészen más fogalommal fog birni az egészről.*”

Wosinszky Mór (1854 Tolna—1907 Szekszárd); apátplébános, régész, az MTA levelező tagja; megalapította a Tolna vármegyei régészeti múzeumot, ennek igazgatója. Régészeti kutatásait, ásatásait ⇨ Apponyi Sándor gróf támogatta. Ásatásokat végzett az Abaligeti-barlangban is, melynek eredményeiről az „*Archeológiai Értesítő*” 1892. évfolyamában számolt be “*Abaligeti cseppkőbarlang és a közelében levő római kori sírhantok*” címmel. – A Baradla-barlangot 1891. augusztus 17-én látogatta meg.



10. ábra: Az ismertetett személyek vendégeknyvi aláírásai (a vendégeknyv állapota, valamint a beírások minősége miatt valamennyi aláírás nem alkalmas a sokszorosításra, így csak a jól másolható, olvasható – és egyértelműen saját kezű aláírásokat adjuk közre, az eredeti méreteket kb. 60 %-ra kicsinyítve)

Fig. 10. Signatures of the presented personalities from the visitor's book (due to the bad condition of the visitor's book and the quality of writings, we only publish those which are easy to read or copy or undoubtedly original, minimized to 60 % of the original size).

Összegzés

Összesen 39 olyan személyt találtam a 430 nevezetes személyiség között, akik szorosabb vagy tágabb értelemben – a barlanglátogatáson túlmenően – kapcsolatba kerültek magával a Baradla-barlanggal vagy más barlanggal. Ezek közül 16-an foglalkoztak tudományokkal (természettudomány, régészet), s ezen keresztül kerültek kapcsolatba kisebb-nagyobb mélységig barlangi témákkal is. Többen vannak (25), akik publikációjukkal (írás vagy kép) kapcsolódnak a barlangokhoz, s ez abban az időben hézagpótló tevékenység volt, még akkor is, ha nem szakember és nem tudományos igényvel írta. Hat olyan személy szerepel az összeállításban, akik a barlang fejlesztése, kiépítése, üzemeltetése során szereztek hervadhatatlan érdemeket. Természetesen több személyt nem csak egy témakörnél vettünk figyelembe, hiszen pl. a tudományokkal foglalkozó, vagy a barlangüzemeltető egyben publikált is.

Az ötvennyolc évet felölelő időszakot – és az adott kort is – figyelembe véve, nem kevés ez a szám. Nekik is köszönhető, hogy a Baradla tudományos ismeretanyaga, állapota, nemzetközi ismertsége, továbbá jelenlegi látogatottsága a mai szinten áll.

Az összeállításból az is kitűnik, hogy a barlangok – a szorosan vett természettudományok művelőinek figyelme mellett – milyen széles körű érdeklődést váltottak ki (irodalom, művészetek stb.) már a 19. században is (10. ábra).

IRODALOM:

ABAFI AIGNER L. (1897): A ponoriczi barlangok Hunyadmegyében – Turisták Lapja p. 221-228.

BÉRCZY K. (1852): Élet és ábránd – Pest

BÉRCZY K. (1854): Világ folyása – Pest

CHYZER C. (1885): Les eaux minérales de la Hongrie – S.-A.-Újhely 111 p.

GEBHARDT A. (1931): Az Abaliget-i-barlang életvilága – A Természet 15-16. sz.

HAZSLINSZKY T. (1986): Czárán Gyula – Karszt és Barlang II. p. 119-122.

HAZSLINSZKY T. (1988): Az első hazai barlangvédelmi előírás – Karszt és Barlang I. p. 118.

HAZSLINSZKY T. (1991a): A Baradla-barlang múlt századi látogatói –

Hegyi Sport május-június p. 68-70.

HAZSLINSZKY T. (1991b): A Baradla-barlang múlt századi vendégkönyvei – Karszt és Barlang I-II. p. 57-64.

HAZSLINSZKY T. (1992): Visitor's books of the Baradla Cave from the last century – Karszt és Barlang Special Issue p. 41-46.

HAZSLINSZKY T. (1997): Néhány új adat Ignatz Spöttl tevékenységével kapcsolatban – Karszt és Barlang I-II. p. 64-65.

HAZSLINSZKY T. (2000): A Baradla-barlang múlt századi nevezetes látogatói – Kézirat 85 p. (készült az MKBT Cholnoky-pályázatára)

KISS L.—OZOGÁNY E.—LACZA T. (1996): A magyar tudomány évszázadai II.– Méry ratio, Somorja p. 57-58.

KORDOS L. (1971): Barlangi kirándulások a XIX. század első felében – Karszt és Barlang I. p. 33-35.

LÉVAY J. (1899): Emléklapok vajai báró Vay Miklós életéből – Franklin Társulat. Reprint: Felsőmagyarországi Kiadó 1999. p. 104-105.

SCHÖNVISZKY L. (1963): Szigligeti Ede és “Az aggteleki-barlang” – Karszt és Barlang I. p. 1-6.

SIEGMETH K. (1886): Kurzgefasster Führer für Kaschau. Das Abauj-Torna-Gömörer Höhlengebiet und die ungarischen Ostkarpathen – Kaschau p. 48.

SIEGMETH K. (1890): Az Aggteleki cseppkőbarlang – Eperjes 1890. 32 p.

SIEGMETH K. (1891): Az Abauj-torna-gömöri barlangvidék, különös tekintettel Torna vidékére és az Aggteleki-barlangra – Különnyomat a Kárpát-egyesületi Évkönyv XVIII. évf.-ből, 69 p.

SIEGMETH K. (1910): Az Aggteleki barlang – Mo. Kárpát Egy. 22 p.

SPÖTTL, I. (1879): Reiseberichte – Österreichische Alpen Zeitung p. 164-166.

SZABLYÁR P. (1984): A hazai tudományos barlangkutatás két úttörője: Petényi Salamon János és Kovács János – Karszt és Barlang I. p. 31-36.

SZÉKELY K. (1990): Művészi barlangábrázolások a XIX. századból – Karszt és Barlang I. p. 33-38.

SZÉKELY K. (1992): John Paget. Egy magyarrá vált angol nemes barlangleírásai – Karszt és Barlang I-II. p. 53-60.

TOMPA MIHÁLY (1870) összes költeményei. Negyedik kötet. Népregék – Franklin Társulat

A KARSZTOS LEPUZTULÁS SEBESSÉGÉNEK KISZÁMÍTÁSA EGY TÖRMELEKES OLDÓDÁSI ZÓNA ADATAINAK FELHASZNÁLÁSÁVAL

PÉNTEK KÁLMÁN¹ – VERESS MÁRTON²

¹Berzsenyi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék pentek@fs2.bdtf.hu,

²Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék vmarton@fs2.bdtf.hu
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: By using the mathematical model of the horizontal karstification we determine the velocity of the denudation the karst area. We could get at the value of the denudation velocity as $5.6 \cdot 10^{-1}$ mm/year, if we took into account 1000 hours/year solutional period.

1. Bevezetés

A karsztosodó mészkő térszínnek karsztos lepusztulásának morfológiai modelljét VERESS M., míg matematikai modelljét PÉNTEK K. hozta létre (VERESS M.–PÉNTEK K. 1990, 1994, 1996 és PÉNTEK K. 1998). A modell finomítását PÉNTEK K. (2001) végezte el, aki a korábbi leírás lényeges elemeit megtartotta, viszont a továbbfejlesztett matematikai megfogalmazás pontosabban illeszkedik a jelenség morfológiai modelljéhez. A finomított modell alkalmas viszonylag kis számú, terepi munkával meghatározható paraméter ismeretében az adott karsztos térszín lepusztulási sebességének meghatározására.

A karsztos felszín lepusztulási sebességét több kutató is vizsgálta. Így például BÖGLI, A. (1961) a karrasztalok mérésével, CUCCHI, F.–FORT, F.–MARINETTI, E. (1996) a kőzetbe épített fémcsapok magasságának újramérésével, TRUDGILL, S. T. (1975, 1985), KASHIMA, N. et. al (1996) a vizsgált területre kihelyezett mészkő tabletták súlyának újramérésével határozták meg az adott terület denudációs sebességét. ZÁMBÓ L. (1986) és ZÁMBÓ L.–FELVIN L. (2000) a talaj-hatás mérésével közvetett módszert adott a karsztos pusztulás sebességének becslésére.

Az alábbiakban bemutatjuk azt a módszert, amelynek segítségével PÉNTEK K. (2001) dolgozatában nyert összefüggésekből kiindulva ténylegesen elvégezhető a karsztos denudáció sebességének kiszámítása. Így tehát jelen dolgozat PÉNTEK K. (2001) munkája szerves folytatásának tekinthető,

s az ott bevezetett jelöléseket használjuk az egyes fizikai mennyiségek megnevezésére. E dolgozat önálló érthetősége érdekében azonban tömören összefoglaljuk jelen mondandónk megértéséhez szükséges legfontosabb előzményeket.

2. A geomorfológiai és a matematikai modell

A geomorfológiai modell kezdeti feltétele egy talajréteggel fedett, repedezett mészkő összlet. A talajon átszivárgó csapadékvíz széndioxiddal feldúsulva hatol be a mészkő repedezett felső tartományába, ahol tovább haladva lefelé oldással szélesíti a repedéseket, miközben telítődik. E folyamat eredményeként a kőzet felső tartományából kifejlődik az adott térszínre jellemző vastagságú törmelékdarabokból álló zóna. Ezen törmelékes zóna folyamatosan eltolódik lefelé, s ez a térszín alacsonyodását eredményezi, ugyanis a zóna felső részén az agresszív oldószer hatására a törmelékdarabok feloldódnak. Ezáltal a kőzetbe szivárgó víz telítődési határa a szálaban álló kőzetbe lefelé tolódik el, ezért a zóna alulról a szálkőzetből pótlódik.

E vázlatosan ismertetett geomorfológiai modell matematikai leírása során a karsztos oldás *NERNST, W.* (1904) által felállított

$$(1) \quad \frac{dm}{dt} = \frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot S(C_e - C)$$

differenciálegyenletet alkalmaztuk. Itt m = a mészkő oldásnak kitett felületről eltávozott tömeg, t = a mészkő oldásának időtartama, k_K = kémiai oldás sebességi állandója, k_T = határretegben végbemenő anyagtranszport sebességi állandója, S = az oldódó mészkő felülete, C_e a feloldott kalciumkarbonát egyensúlyi koncentrációja és végül C az oldat aktuális kalciumkarbonát koncentrációja.

A matematikai modellben a törmelékes oldódási zónát szabályos kockarácsban elhelyezkedő gömb alakú mészkő törmelékdarabokból építettük fel, amelyek a kőzet tényleges töredezettségére jellemző a átmérővel rendelkeznek, s n számú horizontális rétegben helyezkednek el. Feltételezzük, hogy ha d vastagságú a törmelékes oldódási zóna, akkor a lefelé haladó oldószer a

$$(2) \quad C(x) = \frac{x}{d} \cdot C_e \quad (0 \leq x \leq d)$$

lineáris függvény szerint telítődik, ahol x jelenti a zóna felső határától mért mélységet. Pontosabban szólva a (2) alakú függvényt az egyes horizontális gömbrétegek határán ugró

$$(3) \quad C(x) = \frac{2k-1}{2n} \cdot C_e \quad ((k-1) \cdot a \leq x < k \cdot a, 1 \leq k \leq n)$$

alakú lépcsős függvénnyel közelítjük.

Alulról felfelé haladva az egyes rétegekben levő R_n, R_{n-1}, \dots, R_1 sugarú törmelék gömbök oldódási folyamatát a következő alakú egyenletekkel írhatjuk le:

$$(4) \quad \begin{aligned} \frac{1}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}}, \\ \frac{3}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_{n-1} - R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-1}^2 - R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}}, \\ &\vdots \\ \frac{2n-1}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_1 - R_0}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_1^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}}. \end{aligned}$$

A fenti n számú összefüggésekben ρ = a mészkő sűrűsége, Δt = tiszta oldódási szakasz időtartama, D = diffúziós állandó és ν = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője. A matematikai modell részletei, a (4) alatti összefüggések részletes levezetése PÉNTEK K. (2001) dolgozatában megtalálható.

3. A törmelékgömbök sugarainak meghatározása

A továbbiakban a (4) összefüggésekből kiindulva meghatározzuk az ideális törmelékes oldódási zóna egyes rétegeiben található törmelékgömbök $R_n, R_{n-1}, R_{n-2}, \dots, R_1, R_0$ sugarát. Ehhez első lépésként képezzük rendre a (4) alatti egyenletekből az első, majd az első kettő, ezután az első három, ..., végül az első n számú, vagyis az összes egyenlet összegét. Ekkor a következő formulákat nyerjük:

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\
 \frac{1+3}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\
 &\vdots \\
 \frac{1+3+\dots+(2n-1)}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_0}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}.
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

Most használjuk fel, hogy az első k darab páratlan szám összege k^2 , ezzel az (5) összefüggések alakja:

$$\begin{aligned}
 \frac{1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\
 \frac{2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\
 &\vdots \\
 \frac{n^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_n - R_0}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}.
 \end{aligned}
 \tag{6}$$

Válasszuk szét ezután a (6) egyenletekben a jobb oldalon a megegyező indexek szerint a törmeléggömbök sugarait tartalmazó tagokat. Ekkor nyerjük a

$$\begin{aligned}
 \frac{1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \left[\frac{R_n}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right] - \left[\frac{R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right], \\
 \frac{2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \left[\frac{R_n}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right] - \left[\frac{R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right], \\
 &\vdots \\
 \frac{n^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \left[\frac{R_n}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right] - \left[\frac{R_0}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_0^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right]
 \end{aligned}
 \tag{7}$$

összefüggéseket. Mivel $R_0 = 0$ a teljesen feloldódott törmelékgömb sugara, így a (7) utolsó formulája jobb oldalán a második zárójelben szereplő mennyiség 0. Vonjuk ki ezután rendre a (7) utolsó összefüggéséből az elsőt, az utolsó összefüggésből a másodikat, ..., végül az utolsóból az utolsó előtti. Ekkor az

$$(8) \quad \begin{aligned} \frac{n^2 - 1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\ \frac{n^2 - 2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}, \\ &\vdots \\ \frac{n^2 - (n-1)^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= \frac{R_1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_1^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \end{aligned}$$

összesen $n-1$ számú összefüggést nyerjük. Láthatjuk, hogy a (8) alatti egyenletek mindegyike az egyes törmelékgömbök sugarait határozza meg egy-egy másodfokú algebrai egyenlet által. Ezen egyenleteket az ismeretlen törmelékgömbök sugarának csökkenő hatványai szerint elrendezve kaphatjuk rendre a következő összefüggéseket:

$$(9) \quad \begin{aligned} \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_{n-1}^2 + \frac{1}{k_K} \cdot R_{n-1} - \frac{n^2 - 1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= 0, \\ \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_{n-2}^2 + \frac{1}{k_K} \cdot R_{n-2} - \frac{n^2 - 2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= 0, \\ &\vdots \\ \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_1^2 + \frac{1}{k_K} \cdot R_1 - \frac{n^2 - (n-1)^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t &= 0. \end{aligned}$$

Bár ezen $n-1$ számú másodfokú algebrai egyenlet algebrailag megoldható, s ebből $R_{n-1}, R_{n-2}, \dots, R_1$ sugarak meghatározhatók, azonban az együtthatókat megvizsgálva megállapíthatjuk, hogy

$$(10) \quad \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \gg \frac{1}{k_K},$$

így jó közelítéssel eltekinthetünk az ismeretlenek lineáris tagjaitól a (9) összefüggésekben. Ekkor tehát a

$$(11) \quad \begin{aligned} & \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_{n-1}^2 - \frac{n^2 - 1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = 0, \\ & \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_{n-2}^2 - \frac{n^2 - 2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = 0, \\ & \quad \vdots \\ & \frac{8}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}} \cdot R_1^2 - \frac{n^2 - (n-1)^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = 0 \end{aligned}$$

egyenleteket nyerhetjük, amelyekből rendre a tömelékgömbök sugárnégyzetei a (7) utolsó formuláját is felhasználva a fentivel analóg elhanyagolással:

$$(12) \quad \begin{aligned} R_n^2 &= \frac{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}}{8} \cdot \frac{n^2 - 0^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t, \\ R_{n-1}^2 &= \frac{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}}{8} \cdot \frac{n^2 - 1^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t, \\ R_{n-2}^2 &= \frac{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}}{8} \cdot \frac{n^2 - 2^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t, \\ & \quad \vdots \\ R_1^2 &= \frac{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 v}}{8} \cdot \frac{n^2 - (n-1)^2}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t. \end{aligned}$$

Most pedig az utolsó összefüggésnek az elsővel, az utolsó előttinek az elsővel, ..., végül a másodiknak az elsővel való elosztásakor az egyes sugárnégyzeteknek a legelső gömbréteg sugárnégyzetéhez való viszonyát nyerhetjük:

$$\begin{aligned}
 \frac{R_1^2}{R_n^2} &= \frac{n^2 - (n-1)^2}{n^2 - 0^2}, \\
 \frac{R_2^2}{R_n^2} &= \frac{n^2 - (n-2)^2}{n^2 - 0^2}, \\
 &\vdots \\
 \frac{R_{n-1}^2}{R_n^2} &= \frac{n^2 - 1^2}{n^2 - 0^2},
 \end{aligned}
 \tag{13}$$

Ezen (13) alatti összefüggésekből pedig négyzetgyök vonása, majd az $R_n = \frac{a}{2}$ értékkel történő megszorzással megkaphatjuk az ideális törmelékes oldási zóna egyes rétegeiben található törmelékgömbök sugarait felülről lefelé haladva:

$$\begin{aligned}
 R_1 &= \frac{\sqrt{n^2 - (n-1)^2}}{n} \cdot R_n = \frac{\sqrt{n^2 - (n-1)^2}}{n} \cdot \frac{a}{2}, \\
 R_2 &= \frac{\sqrt{n^2 - (n-2)^2}}{n} \cdot R_n = \frac{\sqrt{n^2 - (n-2)^2}}{n} \cdot \frac{a}{2}, \\
 &\vdots \\
 R_{n-1} &= \frac{\sqrt{n^2 - 1^2}}{n} \cdot R_n = \frac{\sqrt{n^2 - 1^2}}{n} \cdot \frac{a}{2}, \text{ továbbá} \\
 R_n &= \frac{\sqrt{n^2 - 0^2}}{n} \cdot R_n = R_n = \frac{a}{2} \quad \text{és} \quad R_0 = 0.
 \end{aligned}
 \tag{14}$$

Példaként tekintsünk egy olyan ideális törmelékes oldási zónát, amelynek vastagsága $d = 1$ m, a legalsó rétegben található gömbök átmérője $a = 0,1$ m, s így a rétegek száma $d = n \cdot a$ alapján $n = 10$. Ekkor a (14) összefüggések alapján az egyes rétegekben levő törmelékgömbök sugarai az *I. táblázatban* található. A táblázat adataiból pedig már megszerkeszthetjük az $R = R(x)$ függvény grafikonját, amelyet az *1. ábrán* láthatunk.

A karsztos térszínek morfometriai vizsgálatánál alapvető jelentőséggel bír a lepusztulás becslése, illetve sebességének meghatározása. A denudációs sebesség kiszámításának fő problémáját a törmelékzónát képező karsztosodás esetén az jelenti, hogy nem ismerjük a törmelékes zónába be-

lépő és felül még agresszív, majd lefelé szivároghva az oldás folytán folyamatosan telítődő $C = C(x)$ függvényt, amelynek egyik lehetséges lineáris megközelítését a (2) formulában találhatjuk.

I. táblázat.

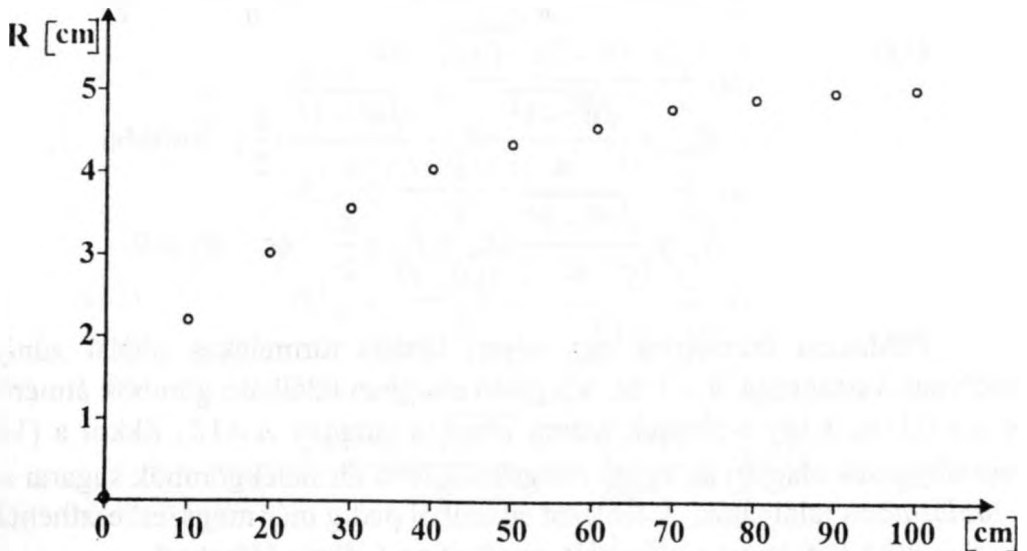
Table I.

Ideális törmeléken oldási zóna törmelék gömbjeinek sugara a zóna felső határától való mélység függvényében
In this case (theoretically) the radius of spherical shape pieces of the solution zone depend on from the depth

$x[m]$	$R(x) [m]$
0	0
0,1	$2,15 \cdot 10^{-2}$
0,2	$2,98 \cdot 10^{-2}$
0,3	$3,56 \cdot 10^{-2}$
0,4	$3,99 \cdot 10^{-2}$
0,5	$4,32 \cdot 10^{-2}$
0,6	$4,58 \cdot 10^{-2}$
0,7	$4,77 \cdot 10^{-2}$
0,8	$4,89 \cdot 10^{-2}$
0,9	$4,97 \cdot 10^{-2}$
1,0	$5,00 \cdot 10^{-2}$

Megjegyzés: Itt $d=1$ m, $a=0,1$ m, $n=10$

Noticed: Here is $d=1$ m, $a=0,1$ m, $h=10$



1. ábra: Az I. táblázat adataiból szerkesztett elméleti $R=R(x)$ függvény grafikonja

Fig. 1. The diagram of the function $R=R(x)$ which was created from the data of the Table I.

A 3. fejezetben bemutatott számításainkat felhasználva azonban a $C = C(x)$ függvény explicit alakjának ismerete nélkül is kiszámíthatjuk a denudációs sebességet. Ehhez csupán a törmelékes oldódási zóna geometriai jellemzőit kell meghatározni a vizsgált karsztos terület természetes, vagy mesterséges vertikális feltárulásánál.

A karsztos térszín denudációs sebessége modellünk alapján a

$$(15) \quad C = \frac{\pi \cdot C_e \cdot d}{6 \cdot 2\rho} \cdot \left(\frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right)^{-1}$$

összefüggéssel határozható meg (PÉNTEK K. 2001). A (15) formulában szereplő paramétereket az alábbi típusokba sorolhatjuk:

a) A törmelékes oldási zóna geometriai jellemzői:

d = a törmelékes zóna vastagsága,

a = a törmelékdarabok átlagos átmérője a törmelékes zóna alján.

b) A mészkő kémiai oldásának jellemzői:

C_e = a feloldott mészkő egyensúlyi koncentrációja az oldószerben,

k_K = a mészkő kémiai oldásának sebességi állandója.

c) A szivárgó-áramló oldószer hidrodinamikai jellemzői:

D = az áramló oldószer diffúziós állandója,

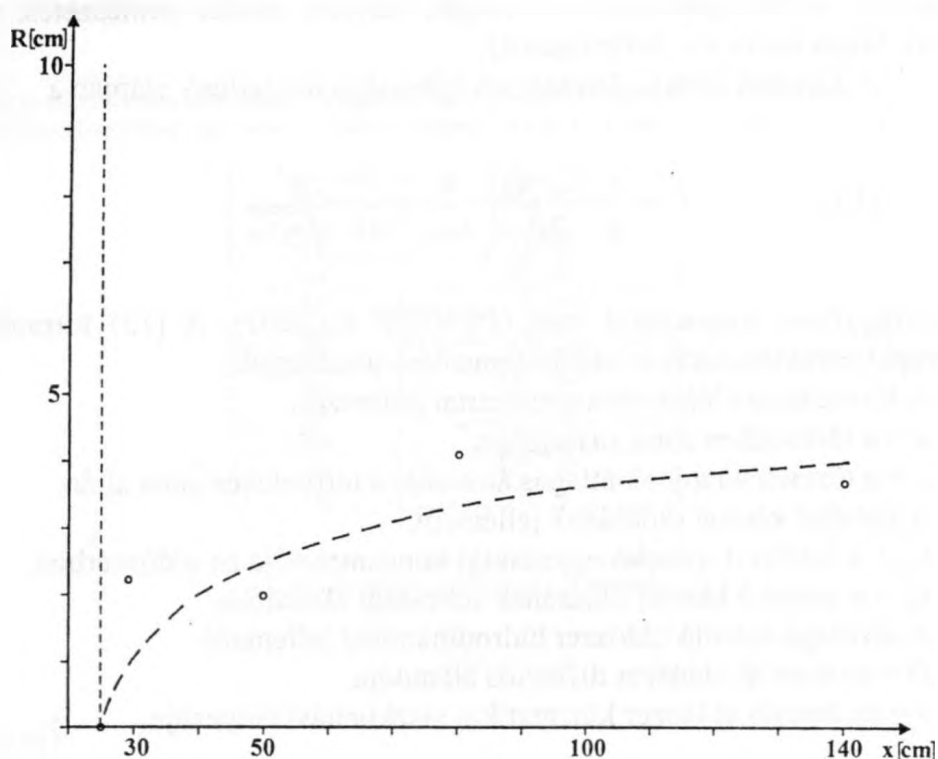
v = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője.

4. Mintavétel és az adatfeldolgozás módszere

Vizsgáljuk most meg sorjában a (15) formulában szereplő paramétertípusokat, hogy milyen módszerrel tudjuk értéküket meghatározni, illetve kielégítő pontossággal becsülni.

A törmelékes zóna több feltárulását is tanulmányozhatjuk az E 71 országút útbevágásainál (Horvátország, Plitvicei-tavaktól északra). Az útbevágás által feltárt egyik törmelékes zónát – amely geomorfológiai helyzete miatt környezetéből törmelék anyagot nem kaphat – mintáztuk meg. (Földrajzi koordinátái $\varphi = 44^\circ 59' 55,4''$; $\lambda = 15^\circ 45' 42,8''$; magassága $h = 308 \text{ m}$.) Az összletek a következők fentről lefelé haladva: 1. talaj, 2. mállási maradék, 3. mállási maradék törmelékkal, 4. tömbökre különült kőzet mállási maradék nélkül, 5. szálkőzet. Ezen összletek közül a törmelékes zóna d vastagságával a 3. alatt szereplő réteg vastagsága azonosítható. Az ezen zónából vett mintasorozat feldolgozásával ábrázolhatjuk a zóna felső határától mért x mélység függvényében az ott található törmelékdarabok átlagos átmérőjének felét, vagyis a gömbnek tekintett törmelékdarabok kiátlagolt sugarát. E suga-

rakat összevetve a (14) összefüggésekben mért sugarakkal az a paraméter megadható.



2. ábra: A horvátországi felmérés adataiból szerkesztett $R=R(x)$ függvény grafikonja
 Fig. 2. The diagram of the function $R=R(x)$ which was constructed from the data of the creation measurements

A mintavétel módszere az alábbi volt: felülről lefelé haladva 20 centiméterenként véletlenszerűen kb. 30-40 db törmelékdarabot emeltünk ki. A minták anyagát a következő módon dolgoztuk fel: megmértük az egyes törmelékdarabok átmérőjét három, páronként egymásra merőleges, a törmelék alakjára jellemző irányban. Ezen átmérők átlagát képezve meghatároztuk a törmelékzóna adott mélységében a képzeletben gömb alakúra transzformált törmelékdarab átmérőjét, majd ezt felezve nyertük a megfelelő törmelék-gömb sugarát. E sugár értékét ábráztuk a zóna felső határától mért mélység függvényében. Így nyertük a 2. ábrán szereplő függvényt, amelyből látható, hogy elméleti modellünk alkalmazható és keresett paramétereink értéke: $d = 1,25$ m, $a = 0,08$ m.

A mészkő oldása kémiai folyamatát vizsgálva DUBLJANSZKIJ J. V. (1987) szerint a kőzet felületéről leoldott mészkő oldatban levő egyensúlyi koncentrációja meghatározható a

$$(16) \quad C_e = A_c \cdot T + B_c$$

képlet alapján, ha $A_c = -7,58 \cdot 10^{-3} \frac{\text{kg}}{\text{m}^3 \cdot \text{K}}$, $B_c = 3,92 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ és T jelenti az oldat abszolút hőmérsékletét. A $T = 283^\circ \text{K} = 10^\circ \text{C}$ értékkel számolva az oldat egyensúlyi koncentrációjára a

$$(17) \quad C_e = 1,77486 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

érték adódik. A mészkő karsztos oldása (1) alatti differenciálegyenletében fellépő kémiai oldás sebességi állandóját *DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987), RICKARD, D. – SJÖBERG, E. L. (1983, 1984)* alapján a

$$(18) \quad k_k = A_k \cdot e^{-\frac{E_k}{R' \cdot T}}$$

formulával határozhatjuk meg, ahol

$$A_k = 5,36 \cdot 10^5 \frac{\text{m}}{\text{s}}, \quad E_k = 5,41 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}} \quad \text{és} \quad R' = 8,314 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{K}}.$$

A fenti $T = 283^\circ \text{K} = 10^\circ \text{C}$ értéknél a kémiai oldás sebességére nézve a

$$(19) \quad k_k = 5,53749 \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

értéket nyerjük.

A karsztos oldás hidrodinamikai jellemzőit vizsgálva szintén *DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987)* és *RICKARD, D. – SJÖBERG, E. L. (1983, 1984)* nyomán a diffúziós állandót kiszámíthatjuk a

$$(20) \quad D = A_D \cdot e^{-\frac{E_D}{R' \cdot T}}$$

képlettel, ha $A_D = 2,37 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$, $E_D = 3,72 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}}$. A szokásos $T = 283^\circ \text{K} = 10^\circ \text{C}$ hőmérsékleten dolgozva a diffúziós állandóra a

$$(21) \quad D = 3,22346 \cdot 10^{-10} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$$

értéket kaphatjuk. Az áramló oldat kinematikai viszkozitásához DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987), valamint RICKARD, D. – SJÖBERG, E. L. (1983, 1984) eredményeit felhasználva

$$(22) \quad v = A_v \cdot e^{\frac{E_v}{R' \cdot T}}$$

formulát használhatjuk, ahol $A_v = 2,59 \cdot 10^{-9} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$, $E_v = 1,46 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}}$, s válasszuk a rendszerre jellemző $T = 283^\circ \text{K} = 10^\circ \text{C}$ hőmérsékletet. Ekkor

$$(23) \quad v = 1,28288 \cdot 10^{-6} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$$

adja meg a karsztos oldást megvalósító oldat kinematikai viszkozitási tényezőjét.

Megemlítjük, hogy a (18), (20) és (22) összefüggések az Arrhenius egyenletek, továbbá R' az egyetemes gázállandó és $\rho = 2700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ a mészkő sűrűsége. A fentiekben kiszámított értékeket a (15) formulába helyettesítve már könnyen kiszámíthatjuk vizsgált helyszínen a denudáció sebességének számértékét, amelyre

$$(24) \quad c = 1,36 \cdot 10^{-8} \frac{\text{m}}{\text{s}} = 4,897 \cdot 10^{-2} \frac{\text{mm}}{\text{h}}$$

adódik. E sebesség azonban folyamatos karsztos oldással (oldódási időtartam) számol, noha a folyamat az oldószer hiányában leáll. Ha azonban korábbi módszerünknek megfelelően éves viszonylatban megállapítunk a csapadékadatok tanulmányozása alapján egy, az adott területen reális

$$(25) \quad \eta = 1000 \frac{\text{h}}{\text{év}},$$

az oldási időtartamnak a teljes év hosszához viszonyított arányossági tényezőjét, akkor megkaphatjuk annak a karsztos térszínnek a lepusztulási sebes-

ségét, ahonnan a törmelékes zónát mintáztuk és a törmelékdarabok méreteit meghatároztuk. A denudációs sebesség értéke a fentiek alapján:

$$(26) \quad c_{\eta} = \eta \cdot c = 5,6 \cdot 10^{-3} \frac{\text{mm}}{\text{év}},$$

ami más szavakkal azt jelenti, hogy nagyjából 180 év alatt süllyed a vizsgált terület 1 mm értéket.

Megjegyezzük, hogy a fentiekben bemutatott számpéldánk eredményében továbbra is jelentős méretű bizonytalanság rejtőzik. Figyeljük meg ugyanis, hogy kis területen belül is komoly inhomogenitások tapasztalhatók a törmelékdarabok mélység szerinti eloszlásában, illetve a törmelékes oldási zóna vastagsága is helyről helyre változhat. Szeszélyesebb csapadékeloszlás, nagyobb, vagy kisebb mennyiségű hó olvadása is jelentős befolyásoló tényező a karsztosodó aktív és inaktív időszakok meghatározásakor.

5. Eredmények

Dolgozatunkat egy olyan modellre alapoztuk, amely lényegében megragadja és matematikailag is kiszámíthatóvá teszi a karsztos térszínek denudációs sebességét (PÉNTEK K. 2001). A jelen dolgozatban bemutatott részletes numerikus példa tanúsága szerint jó megközelítése a valóságnak egy olyan telítődési függvény elfogadása, amely (2) formulában található. Természetesen nem kizárt, hogy egy nem lineáris függvénnyel jellemezhető telítődési függvénnyel egy adott másik karsztos térszín lepusztulási folyamata pontosabban leírható.

Számításaink eredményeként azt találtuk, hogy a vizsgált területen a karsztos denudáció sebessége 1000 óra/év oldódási időtartamot feltételezve $5,6 \cdot 10^{-3}$ mm/év, ami azt jelenti, hogy e sebesség nagyságrendjét tekintve jó egyezést mutat a bevezetésben említett szerzők más módszerrel nyert sebességi adataival.

Matematikai modellünk kidolgozása során mindvégig igyekeztünk lehetőség szerint egyszerűsége törekedni, éppen a felhasználói oldal számára elősegítendő a könnyebb alkalmazhatóságot. Kívánatos törekvésünk a jövőben, hogy dolgozatunkban ismertetett matematikai modellünket minél több karsztos területen kipróbáljuk, s így lehetőségünk legyen megbizonyosodni annak eredményes használhatóságáról.

IRODALOM

- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeitschrift für Geomorphologie. 5. p. 185-193.
- CUCCHI, F.–FORT, F.–MARINETTI, E. (1996): Surface degradation of carbonate rocks in the karst of Trieste (Classical Karst, Italy). – In: FORNÓS, I. J.–GINÉS, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 41-51, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologiceszkih javlenij, Novoszibirszk p. 97-111.
- KASHIMA, N.–URUSHIBARA–YOSHINO, K. (1996): Karren development. Solutional erosion measurements by the limestone-tablet method in Shikoku Island, Southwest Japan – In: FORNÓS, I. J. – GINÉS, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 65-73, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- NERNST, W. (1904): Theorie der Reaktionsgeschwindigkeit in heterogenen Systemen II. – Zeitschrift für Physikalische Chemie. 47. p. 52-55.
- PÉNTEK, K. (1988): Néhány karsztos folyamat matematikai leírása – Ph.D. disszertáció. JATE, TTK
- PÉNTEK K. (2001): Karsztosodó mészkő térszínek lepusztulásának matematikai modellje – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 13-25.
- RICKARD, D.–SJÖBERG, E. L. (1983): Mixed kinetic control of calcite dissolution rates – American Journal of Science, Vol. 283. p. 815-830.
- RICKARD, D.–SJÖBERG, E. L. (1984): Temperature dependence of calcite dissolution kinetics between 1 and 62°C at pH 2,7 to 8,4 in aqueous solutions – Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 48. p. 485-493.
- TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone geomorphology – Logman, New York
- VERESS M.–PÉNTEK K. (1990): Kísérlet a karsztos felszínek denudációjának kvantitatív leírására – Karszt és Barlang I. p. 19-27.
- VERESS M.–PÉNTEK K. (1994): Néhány karsztos folyamat leírása a fizikai-kémiai hidrodinamika alapján – BDTF Tudományos Közleményei IX. Természetudományok IV. Szombathely, p. 19-42.
- VERESS M.–PÉNTEK K. (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.
- ZÁMBÓ L. (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében – Kandidátusi disszertáció, MTA Könyvtár, Kézirat
- ZÁMBÓ L.–FELVIN L. (2000): Relationship of soil effect in karst corrosion and karren development – Annales Szegediensis (megjelenés alatt)

A KARSZTOS BESZIVÁRGÁS MORFOLÓGIAI KÖVETKEZMÉNYEINEK FELTÁRÁSA KÖRNYEZETI IZOTÓP VIZSGÁLATTAL

ZÁMBÓ LÁSZLÓ¹ – FÓRIZS ISTVÁN²

¹ ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c.

² MTA FKK Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

Abstract: Details of the karstic infiltration processes are revealed by stable isotope study of water samples taken continuously from the karst-corrosion monitoring system installed in the catchment area of the Béke Cave in the Aggtelek Karst, Hungary. The schematic arrangements of the sampling sites in the epikarst are indicated on the Figure 1. We can draw conclusions about the infiltration processes of the vadose water movement of the karstic zone from the $\delta^{18}O$ values of water samples taken from the monitoring system installed into different zones of the sedimentary fillings of dolines, and into the zone of descending water. Altogether the monitoring system provided water samples and data from the total vertical profile of the karstic infiltration zone, from the surface through the corrosion and gravitation zones down to the karstic water table.

1. Bevezetés

A karsztos beszivárgás folyamatának részletes feltárása, az ezen folyamat tényezői közötti kölcsönhatásokban érvényesülő szabályok megfogalmazása a karsztkorrózióval kapcsolatos kutatások, a karsztos formálódás egyik legfontosabb kérdésköre, mivel a karsztosodás egyik alapfeltétele; az oldószerként szolgáló víz nagyrészt ezen az úton kerül a karsztosodásra alkalmas kőzet belsejébe. Az ezzel kapcsolatos kérdések megválaszolására már évszázada folyó kutatása ellenére számos összefüggés még feltárásra vár, ahogy mások mellett JAKUCS L. (1971, 1977) is több munkájában hangsúlyozta.

Az Aggteleki-karszt Béke-barlangi vízgyűjtőjében működő karsztkorróziós monitoring rendszerben folyamatosan gyűlő vízminták és a beszivárgást befolyásoló tényezők adatainak mérése lehetővé tették, hogy a beszivárgási folyamat részleteit a karsztkőzet számunkra nehezen hozzáférhető „háromdimenziós tömegében” (JAKUCS L. 1971), a leszálló karsztvíz övben (beszivárgási zóna) stabilizotópos mérések vizsgálati módszerét alkalmazva vizsgáljuk.

2. A mintagyűjtés helyei és módszere

A karsztos beszivárgás soktényezős folyamatának talán legösszetettebb térszíne a dolinás karsztok „epikarszt” öve (JAKUCS L.: korróziós b-zóna, 1971) valamint az „alászivárgási gravitációs a-zóna” (JAKUCS L. 1971) természetes körülmények között alig hozzáférhető közet- és réstere, amely az epifreatikus zónában közel a karsztvízszintig terjed.

A megfigyelő és mintagyűjtő rendszer néhány állomása a fenti terekben, illetve annak határán helyezkedik el, míg más állomások a karszt feletti „atmoszférikus” mikroklíma-térben és a karsztot borító talajzónában települve, annak a beszivárgást befolyásoló hatását (ZÁMBÓ L. (1986): „Karsztkorróziós talaj-hatás”) regisztrálják.

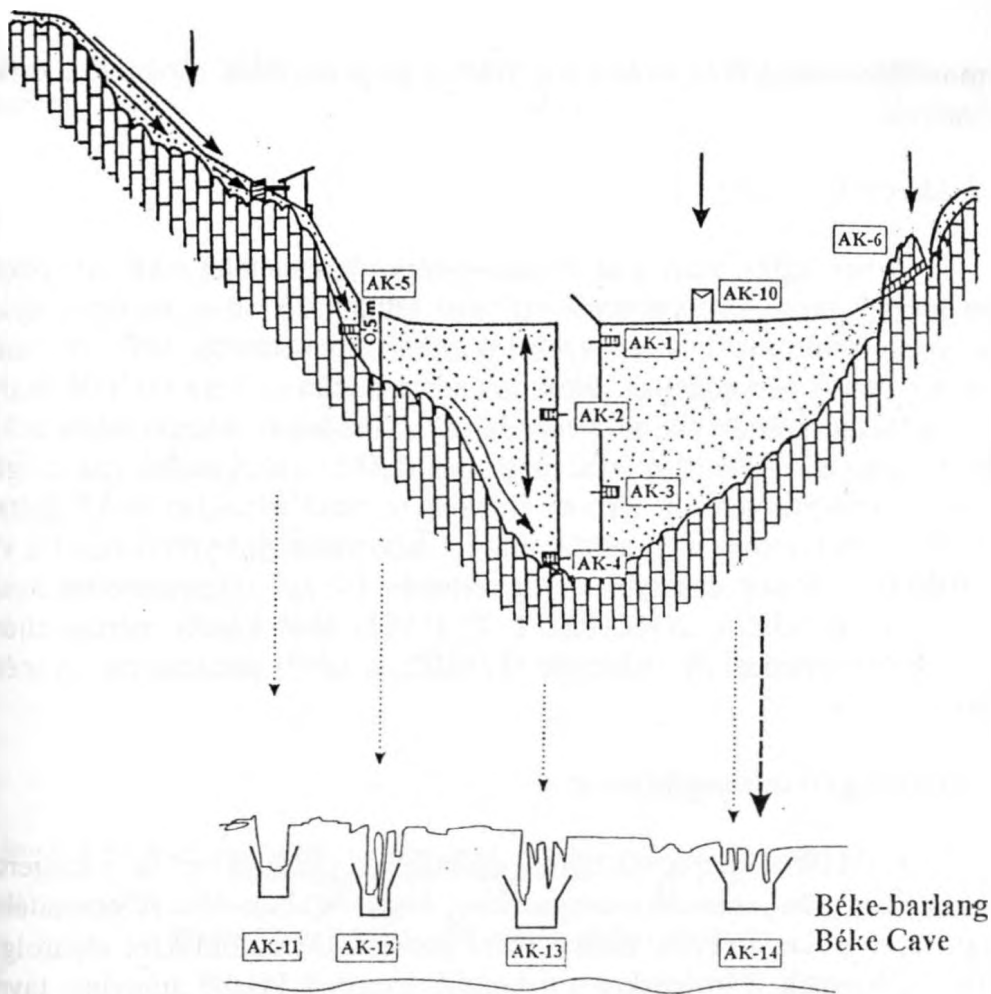
A mintagyűjtő állomások sematikus rendszerét az 1. ábra mutatja az epikarsztban.

A felszín felett 1 m magasságba telepített mikroklíma állomás (AK-10) vizsgálatunk vonatkozásában főként a csapadékvíz és a hőmérséklet folyamatos regisztrációjával működött közre, a talajtakaró alól kibukkanó karros sziklafelszínre telepített AK-6 számú mérőállomás a helyenként növényzettel, főleg mohával borított szabad mészkő felszín lefolyó vízmintáit szolgáltatta.

Az oldásos genetikájú töbör (Béke-töbör) beszivárgási viszonyaira vonatkozó adatokat és a szivárgó vízből vett mintákat a dolinakitöltés (felül aktív vörösöld talaj, mélyebben fosszilis talajlehordódásból felhalmozódott mállott közetanyag), különböző mélységű zónáiba telepített AK-1, -2, -3, -4, -5 számú mérőállomás szolgáltatta. Az AK-1 jelű minták a töbör legmélyebb részén fölhalmozódott, mintegy 9,5 m vastag kitöltés 0,5 m mélységében, a ma is aktív talajszint alól kerültek összegyűjtésre. Az AK-2 jelű minták 2,5 m mélyről, barnászvörös málladékból, az AK-3 jelű minták 6,5 m mélyről, sötétbarna dolinató-üledékréteg alól, az AK-4 jelű minták 9 m mélyről, a töbör mészkőaljzata felett, vörösayag-vörösöld felhalmozódásból, a töbörkitöltés és a karsztosodó közet határzónájából kerültek összegyűjtésre.

A töbörkitöltés peremi, elvékonyodó részén, a töbörlejtőt borító ~1 m vastagságú vörösöldbe telepített AK-5 számú mérőállomás mintái a planálódott töbörlejtő és a meredek lejtő találkozásánál kialakult szivárgásból gyűjtötte a mintákat úgy, hogy azokban keveredett a függőleges és lejtőmenti szivárgás vize.

A szubkután (epikarsztos) mészkőzóna alól, egyetlen hozzáférhető üregbe telepített AK-15-ös állomás által, a ritkán működő, vörösayaggal kitöltött hasadékban szivárgó vízből szolgáltatott vízmintát.



1. ábra Az Aggteleki-karszt korróziós monitoring rendszerének sematikus rajza a vizsgált minták gyűjtőszelvényeinek bejelölésével.

Fig. 1: Sketch of the karst corrosion monitoring system of the Aggtelek Karst. The symbols mark the sites of the collected samples.

A beszivárgási öv és az epifreatikus öv egymást átfedő zónájában kialakult Béke-barlang mintegy 200 m hosszú, a Béke-töbör beszivárgási területével feltehetően hidrológiai kapcsolatban álló szakaszán települt az AK-11,-12,-13,-14 számú állomás. A karsztvízszint felett, a barlangmennyezet cseppkőképződményeiről, a barlang légterétől izolált, zárt gyűjtőrendszerben, a leszálló vízöv hasadékaiból a cseppköveken keresztül kibukkanó szivárgásból származnak a fenti jelű minták.

Összességében a mintagyűjtő-rendszer tehát adatokat és vízmintákat szolgáltatott a karszt beszivárgási zónája teljes vertikális szelvényéből az

atmoszféra mikroklíma terétől a korróziós és gravitációs zónán át a karszt-vízszintig.

2.1. Mérési módszer

A begyűjtött vízminták oxigénizotópos összetételét a következőképpen mértük meg. Mintánként 5 ml vizet tettünk 25 ml-es menetes nyakú üvegedényekbe, majd az edényeket kapillárison keresztül vákuumvonalra csatlakoztattuk. Az edények vákuumra szívása után az 5 ml víz fölé analitikai tisztaságú széndioxid gázt engedtünk. A rendszert állandó hőmérsékleten tartva az edényeket 5 órán át rázattuk a H₂O és a CO₂ molekulák oxigénjei közti izotópegyensúly elérése érdekében, majd Finnigan MAT delta S tömegspektrométeren megmértük mind a laborszterd-vízzel mind a vízmintákkal izotópegyensúlyba került széndioxid stabil oxigénizotópos összetételét. Az *EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953)* által közölt mérési eljárás többszörösen módosított változatát (*FÓRIZS, I. 1995*) alkalmaztuk. A mérés hibája $\pm 0,1\%$.

2.2 Hidrológiai izotópeffektusok

A földfelszínen a víz döntő többsége az óceánokban és a tengerekben található, és jellemző a tengervízre, hogy ¹⁸O-ban dús. A csapadékok nagy része a tengerekből, kisebb része pedig a szárazföldekről elpárolgott vízből származik. Párolgáskor a nehezebb izotópok kisebb arányban távoznak a vízből, mint amilyen arányban a vízben vannak, ebből következően a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értéke mindig negatív (a tengervízé definíció szerint nulla). A csapadékok oxigénizotópos összetételében szabályszerűségek figyelhetők meg, amelyeket globális szinten az alábbi hatások határoznak meg.

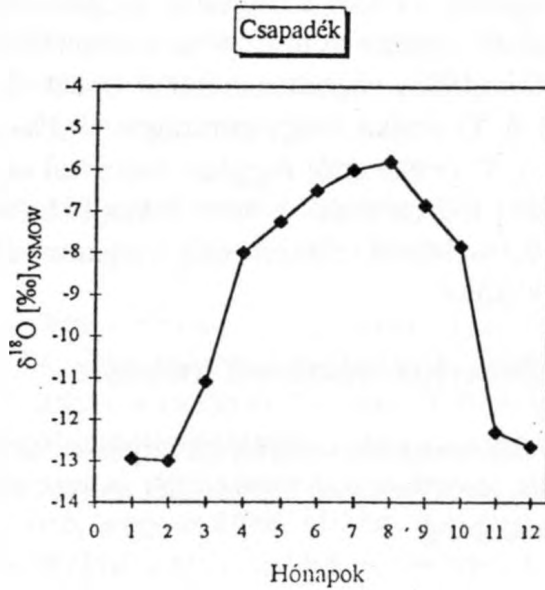
Szélességi hatás: az egyenlítőtől a sarkok felé haladva a csapadék izotóposan egyre „könnyebb”, pl. az észak-amerikai kontinensen a $\delta^{18}\text{O}$ érték változása 0,5‰/szélességi fok (*YURTSEVER, Y. 1975*).

Magassági hatás: adott helyen (pl. hegységekben) egyre magasabban mérve, a csapadék izotóposan egyre "könnyebb", átlagban 0,28‰/100 m a $\delta^{18}\text{O}$ érték csökkenése (*GAT, J. R. 1980; BOWEN, R. 1986*).

Kontinentális hatás: a kontinensek peremétől azok belseje felé haladva a $\delta^{18}\text{O}$ érték változása -2,4‰/1000 km (*BOWEN, R. 1986*).

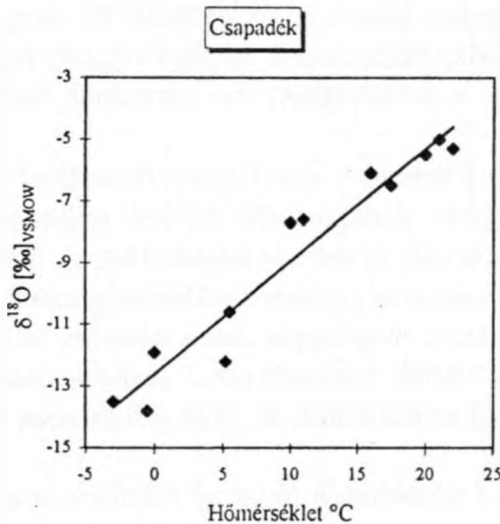
Hőmérsékleti hatás: adott földrajzi helyen a hőmérséklet változásával változik a csapadék izotópos összetétele. Így megfigyelhető az évszakonkénti változás (2. ábra), valamint nagyobb léptékben a klímaváltozás ha-

tása is. Adott földrajzi helyen a hőmérséklet és a csapadék oxigénizotópos összetétele között lineáris összefüggés adódik (3. ábra)



2. ábra Magyarországon (Abádszalók, Fertőrákos) az 1977-1989 időszakban gyűjtött csapadékok különböző évek azonos hónapjaiban mért átlag $\delta^{18}\text{O}$ értékei (Deák J. 1995)

Fig. 2: Mean $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of precipitation water samples collected in the same months of different years from 1977-1989 in Hungary (Abádszalók, Fertőrákos). After Deák J., 1995.



3. ábra A csapadékok havi átlag $\delta^{18}\text{O}$ értéke és a levegő havi átlag hőmérséklete közötti összefüggés Abádszalók átlomáson az 1977-1989 időszakban (Deák J. 1995)

Fig. 3: Relationship of mean monthly $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of precipitation and mean monthly air temperature from 1977-1989 in Abádszalók (after Deák, J. 1995).

2.3. A felszíni és felszín alatti vizek jellemző $\delta^{18}\text{O}$ értékei a Kárpát-medencében

Az előzőekből következően a Kárpát-medence alacsonyabban és magasabban fekvő régióiban eltérő a csapadék oxigénizotópos összetétele. A magyarországi, alföldi térségre vonatkozóan a csapadék többéves átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékére DEÁK J. (1995) végzett méréseket és azt $-9,1\text{‰}$ -nek találta. A talajvizek átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értéke Magyarországon $-9,3\text{‰}$ (DEÁK J. et al. 1996). A rétegvizek $\delta^{18}\text{O}$ értéke attól függően, hogy hol és mikor szivárgott be, a következő módon jellemezhető: a holocénban beszivárgott rétegvizek $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-8,9$ és $-9,7\text{‰}$ között változik, míg a jégkorszakban beszivárgott vizeké -11 és -14‰ közötti.

3. A vízminták oxigénizotópos adatainak értékelése

Az 1994 óta folyamatosan vizsgált szivárgásból az 1998-2000 években gyűjtött vízminták stabilizotópos összetételét mérve, első értékelésben a következők állapíthatók meg.

3.1. A vízgyűjtő felszínére hullott csapadék (AK-10)

A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ -idősorát a 4. ábra mutatja. Az 1998-2000 között gyűjtött csapadékminták átlagolt $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-9,29\text{‰}$ (a csapadék mennyiségével súlyozott közelítő átlag). A $\delta^{18}\text{O}$ érték két éves görbéjének trendje általában megfelel a Magyarországon máshol végzett vizsgálatok görbéinek futásával, jól mutatja a hőmérséklet évi járásának hatását a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékére.

Az idősoron jól látható a stabilizotóp összetétel évszakos változásának hőmérsékleti függése. A negatívabb értékek jellemzően télen mutatkoznak, és követik az adott téli hőmérsékletalakulást. A három téli szezon legnegatívabb adataiban tapasztalt jelentős különbség azonban abból is adódik, hogy a téli mintagyűjtés a megfagyás miatt némileg különböző hosszúságú időszakos csapadékainak keveredéséből tevődik össze. A szélsőértékek csak súlyozott átlagból számíthatók és ezek jellemzően a január elei csapadékokban mérhetők.

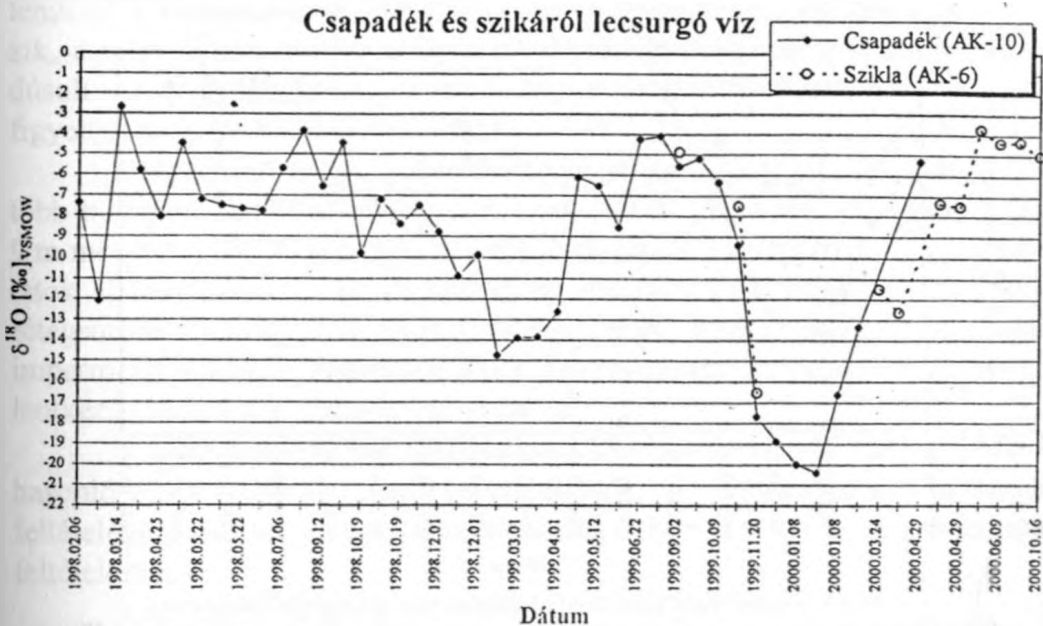
Feltűnő, hogy a szélsőérték jóval az Alföldre és a Kisalföldre jellemző átlag (2. ábra) alatt van, a tszf. 300 m körüli fekvés ezt csak részben magyarázza. A $-20,4\text{‰}$ -es érték minden valószínűség szerint a többör mikroklima téli sajátosságaiból is adódik.

A csapadék stabilizotóp-összetétele esetünkben alapot ad a beszivárgó vizek megfelelő értékeinek viszonyításához, a vadózus vízmozgás nyomon követésére.

A mohával mintegy 50%-ban benőtt sziklafelszín (AK-6) csurgó vizének $\delta^{18}\text{O}$ értéke csak egy rövid téli-tavaszi időszakra áll rendelkezésre. Jó egyezés mutatkozik a csapadék és a szikla felszínéről lefolyó víz $\delta^{18}\text{O}$ értékei között, a 2000. év tavaszán mutatkozó kis különbség feltehetően a megnövekedett párolgás hatása.

3.2. Az aktív talajzóna alatti szivárgás mintái (AK-1 töbörközép, AK-5 töbörszél)

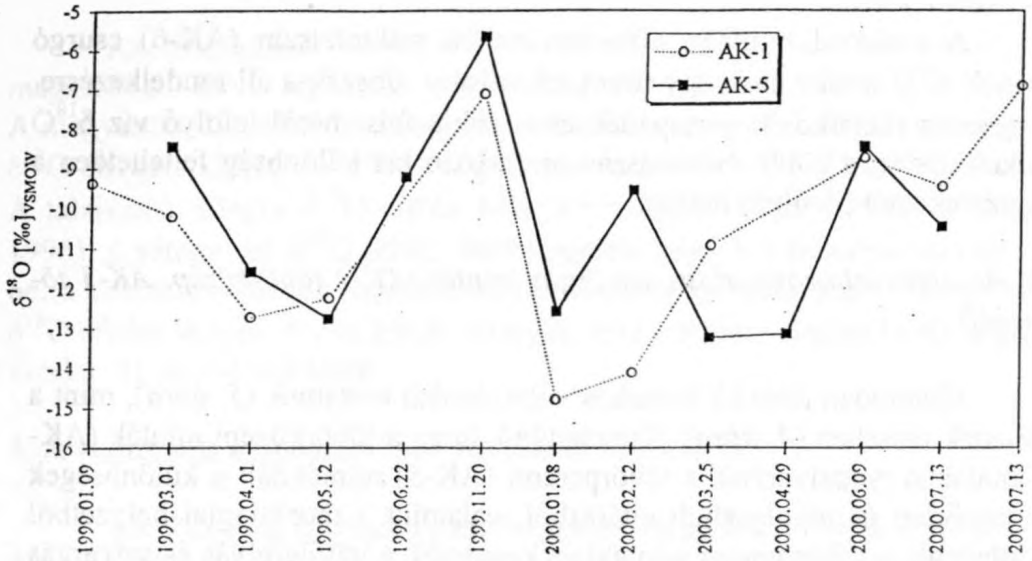
Hasonlóan alakuló évszakos változásokat mutatnak (5. ábra), mint a csapadék esetében (4. ábra). Szembetűnő, hogy a töbörközépi minták (AK-1) általában negatívabbak a töbörperemi (AK-5) mintáknál: a különbségek hőmérsékleti és párolgásbeli eltérésekből, valamint a morfológiai helyzetből adódhatnak, a töbörperemi mintákban keveredik a lejtőlefolys és szivárgás vize. További jellemző, hogy az üledékkitöltés szélének szivárgása élenkebben reagál a csapadékokra, a kis csapadék is jelentkezik a $\delta^{18}\text{O}$ érték változásában.



4. ábra A csapadék és a sziklalefolyás mintáinak közel két éves $\delta^{18}\text{O}$ időszora

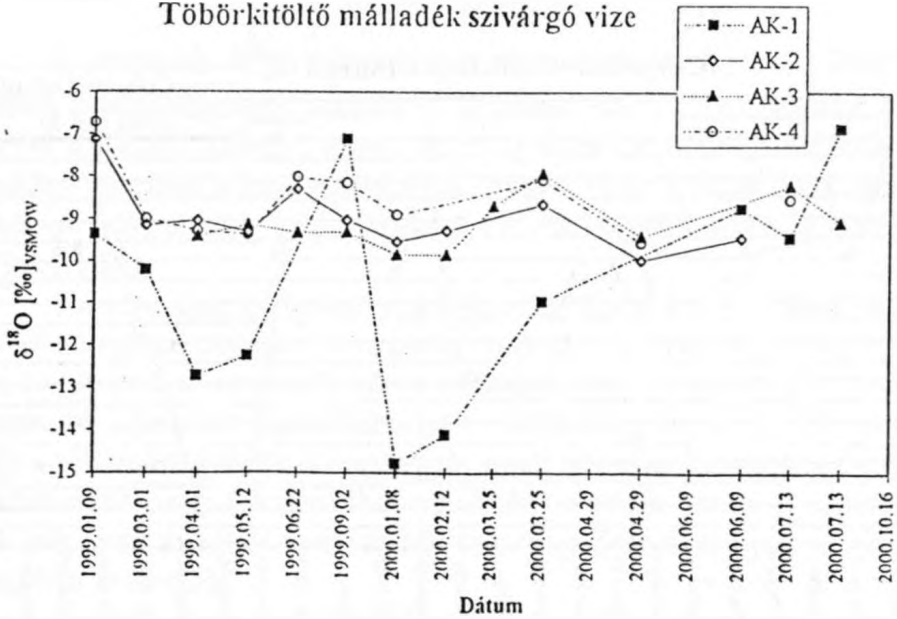
Fig. 4: Two year-long time series of $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of precipitation and runoff at the rock in Aggtelek.

Töbörkitöltő málladék szivárgó vize (AK-1 és AK-5)



5. ábra A töbörkitöltő málladék aktív talajzónája szivárgó vizének $\delta^{18}\text{O}$ időszora
 Fig. 5: Time serie of $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of the infiltrating water in the soil zone of the doline fill.

Töbörkitöltő málladék szivárgó vize



6. ábra A töbörkitöltő málladék üledékzónáiból származó vízminták $\delta^{18}\text{O}$ időszora
 Fig. 6: Time serie of $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of the infiltrating water in the sediment zone of the doline fill.

3.3. A töbrkitöltés vastag felhalmozódásában végbemenő szivárgás mintái (AK-1, -2, -3, -4)

Az egyre mélyebben fekvő zónák szivárgó vizének $\delta^{18}\text{O}$ értékeit összehasonlítva mélység szerinti jellemző különbségeket mutatkoznak (6. ábra). A beszivárgás a száraz periódus után hosszabb időn keresztül hatol át a töbrkitöltésen, mint annak nedves állapotában. A hőmérsékletváltozáshoz kötődő $\delta^{18}\text{O}$ érték-változások jelentős időbeli késéssel jelennek meg a mélység felé. A késés megfelel a beszivárgási front lefelé haladásának. Ennek átlagos sebessége nem számítható, mert főleg a megelőző időszak talajnedvességi állapotától, de más tényezőktől is függ. Az előzők ismeretében és figyelembevételével azonban közelítőleg évszakosan jellemezhető a beszivárgási front lefelé mozgása:

tavasszal átlagosan: 15 nap/m

nyáron átlagosan: 15-30 nap/m (a nyáreleji csapadék mennyiségétől függően)

ősszel átlagosan: a csapadékvíz a töbr közepén szivároghva általában nem jut el a töbrfenékig.

télen átlagosan: 30-40 nap/m

A töbrkitöltés mélyebb zónáiban (AK-2, -3, -4) az évi átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékek (-8,98, -9,11, -8,56‰) pozitívabbak, mint a csapadékvízben (-9,23‰), és az aktív talajzóna szivárgó vizeiben (AK-1: -10,60, AK-5: -10,47‰). Ennek oka, hogy az aktív talajban szivárgó vízmintákban megjelenik az a komponens is, amelyik a száraz időszakban párolgás útján távozik, a mélyebb rétegekbe pedig csak a párolgásból visszamaradt, ^{18}O -ban dúsult víz jut le. Barlangokba beszivárgó vizek esetében hasonló jelenséget figyeltek meg HARMON, R. S. et al. (1983).

A töbrkitöltés 6-7 méteres mélységében (AK-3) a $\delta^{18}\text{O}$ értékek akár több hónapon keresztül is alig változnak (1999. IV. hótól VIII. hóig), míg 9 m mélyben (AK-4) eközben jelentős változások jelentkeznek. Más vizsgálatok alátámasztják az ebből következő megállapítást, hogy a töbrkitöltő rétegsorban a szivárgás intenzitása nagyon eltérő lehet egészen az időszakos impermeabilitásig. Ugyanakkor okkal feltételezhető az egyes zónákban jelentkező (közel) horizontális szivárgás is.

A töbrfenék-közeli kitöltésben (AK-4) a felszín-közelihez (AK-2) hasonló $\delta^{18}\text{O}$ értékváltozások tapasztalhatók. A töbrlejtőmenti szivárgás feltételezése mellett vizsgálatunk alapot ad a horizontális irányú vízbejutás feltételezésére.

A horizontális szivárgás kétféle úton valósulhat meg:

a. A sziklaaljzat és a töbrkitöltés határfelülete környezetében, ahol az oldás nyomán keletkezett térnövekedés a borító üledék fellazulását, porozitás nö-

vekedését eredményezné, így a kapilláris vezetőképesség növekedne. Ezt azonban a feltárások makroszkópos megfigyelése nem támasztotta alá.

b. A töbrperemek kopár, vagy csak vékony (0,05-0,1 m) talajborítású mészkövében kifejlődött vízvezető rendszer gyorsan a töbrfenékre, vagy a rendszer kialakulásának mélységében települt agyagos szediment-zónákba vezeti a csapadékvizet, amely keveredik a függőleges szivárgás vízzel és a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket a keveredés aránya szerint alakítja. Ez utóbbi feltevélezt jól igazolják a töbrkitöltés más zónáiban mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek is. A töbrkitöltés olyan zónáiban, ahol a horizontális keveredés csak esetenként figyelhető meg, vagy teljesen hiányzik, a stabilizotópos értékek csak a függőleges szivárgás nagyon lassú folyamata szerint alakulnak (AK-3, 6. ábra).

A fentiek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek változása alapján a következő keveredési sorrend állapítható meg a töbrkitöltés zónái között:

0,5 m (AK-1, AK-5) mélységben a szivárgás gyenge keveredéssel, ősszel szinte késés nélkül, tavasszal némi időeltolódással és kissé moderált $\delta^{18}\text{O}$ értékekkel követi a csapadék járását és $\delta^{18}\text{O}$ értéke változását.

2,5 m (AK-2) mélységben a szivárgó víz közepes méretű keveredéssel és közepesen moderált $\delta^{18}\text{O}$ érték-változással megy végbe.

6 m (AK-3) mélységben a gyenge beszivárgás szakaszaiban keveredő víz szinte állandó $\delta^{18}\text{O}$ értékkel bír, az erős beszivárgás szakaszaiban (főleg hóolvadás után) közepes keveredést mutat.

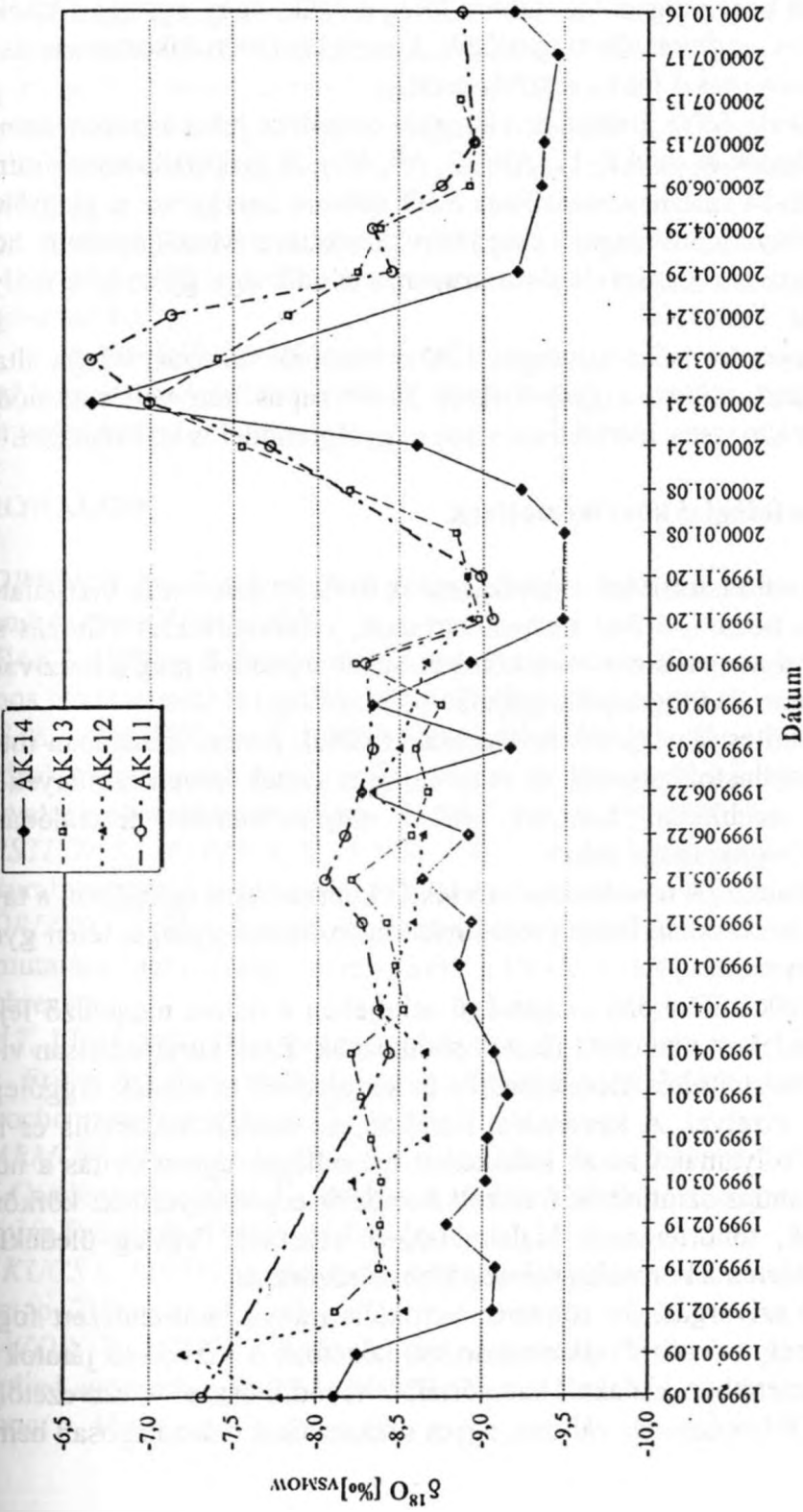
9 m (AK-4) mélységben, a málladék-sziklaközet határán tavasszalnyáron-ősszel erősen keveredve, télen szinte keveredés nélkül szivárog a víz.

3.4. A szubkután karsztosodó kőzetzónában szivárgó víz (AK-11, -12, -13, -14)

A karsztvízszintig mozgó víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke a barlangi minták idősorában néhány jellegzetességet mutat (7. ábra):

- A $\delta^{18}\text{O}$ érték változásának mértéke a barlangi vizekben <3%-nyi, hasonlóan a töbrmálladék mélyebb zónáiban szivárgó víz $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek ~3%-nyi változásához és szemben a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek 17%-es változásával. A jelentős, esetenként nagyságrendnyi különbség azt igazolja, hogy a szivárgó víz a karsztvízszintig általában a résekben tárolt vízzel keveredve jut le és a szivárgásban a karsztvízszinten az ún. „dugattyú-hatás” érvényesül, vagyis az éppen beszivárgó víz maga előtt tolja a pórusokban pangó, korábban beszivárgott vizet.

Béke-barlang: csepegő vizek (AK-11, 12, 13, 14)



7. ábra A karstvizszint feletti részvíz-csepegés mintáinak $\delta^{18}\text{O}$ időszora (Béke-barlang)
 Fig. 7: Time series of $\delta^{18}\text{O}$ isotop values of the dripping water from the stalactites (Béke Cave).

- A karsztvízszint feletti járatokban mozgó víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke – a téli hónapok kivételével – átlagosan negatívabb a csapadékvizénél. Feltételezhető, hogy a hóolvadékból beszivárgott víz, amely főleg a szűk, vagy agyaggal kitöltött résekben az év nagy részében tárolódik, keveredés révén fokozatosan és elhúzódo beszivárgással jut a karsztvízszintig.

- A csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékének változása tompítva jut a karsztvízszintig. Különösen látszik ez az AK-11, AK-12, AK-13 jelű gyűjtőállomások mintáiban. Az AK-14 állomás mintáinak $\delta^{18}\text{O}$ időszora szerint ez a gyűjtőhely gyorsan és közvetlenül reagál a csapadékváltozásokra. Megállapítható, hogy egy kis intenzitású alapszivárgásra szuperponálódik egy gyorsan a mélybe jutó szivárgási összetevő.

- A karsztvízszintre leérő szivárgás $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek változási iránya általában megegyező, időben a gyűjtőhelyek 20-40 napos irányváltás-eltolódást mutatnak, a változások mértéke azonban nagyságrenddel is különbözhet.

4. Karsztmorfológiai következtetések

A leszálló karsztvízöv szivárgásának $\delta^{18}\text{O}$ értékei – más vizsgálatok, pl. szivárgási hozam, oldott karbonáttartalom, vízhőmérséklet változás stb. eredményeivel megerősítve – következtetéseket engednek meg a beszivárgó karsztzóna járat- és üregmorfológiájára vonatkozólag.

a. A töbörfeltöltések talaj- és málladéktakarójának peremi zónájában intenzívebbek a mállásfolyamatok, és a vízmozgás: ennek következményeképp gyorsabb a szubkután korrózió. Ez a töbör laterális formálódását, „*tálasodását*” vonja maga után.

b. A töbrök korróziós növekedése mérsékelt kontinentális éghajlaton a tavaszi-nyáreleji szakaszban intenzívebb, nyárvégén-ősszel gyenge, télen gyakran leáll a folyamat.

c. A töbrlejtők különböző magasságú szintjében a dolina megelőző fejlődése során kialakult vízvezető járatok sorakoznak. Ezek horizontálisan vizet vezetnek a töbörfeltöltés üledékszónáiba és keverednek az üledék függőlegesen szivárgó vizeivel. A keveredési korrózió, az üledék bakteriális és humuszlebontó folyamatai során keletkezett másodlagos agresszivitás a horizontális beáramlás szintjeiben fokozott korróziót eredményeznek: körkörös oldási szintek, töbrteraszok kialakulásához vezetnek. Vastag üledékfelhalmozódás esetén a korróziós szintek többszöröződnek.

d. A leszálló szivárgási öv zömében vertikális irányú járatrendszer foglalt magában, amely „*éretten*” clkarsztosodott kőzetben a vízvezető járatok és üregek több méretben kialakult kategóriáiból tevődik össze. A vízvezető járatok mérete folyamatosan változó, egyes szakaszaikat másodlagosan bemo-

sott agyagos szedimentumok szűkítik. Üreges tágulataik keveredési korrózióból vagy másodlagos forrásból eredő agresszív-anyagok hatására kioldott formák, szükületeik elsősorban a közettömegben belüli közetszöveti, tektonikai, rétegfelépítésbeli változások következményei a közettömegben belül. A tág és nyitott járatok a beszivárgó vizet 1-2 napon belül a karsztvízszintig vezetik. Az eltömődött, vagy szük járatok a lassú szivárgás csatornái, amelyek hálózatában a beszivárgott csapadékvíz jelentős része hónapokig tározódik. A szük járatok „*elmaradt*” korróziós tágulása a keveredési korrózió lokális hiányára utalnak. Ezek a tulajdonképpeni „*gravitációs*” (JAKUCS L. 1971) zóna vízvezető járatai, amelyek egyes szakaszai üregeket foghatnak közre.

A morfológiai következtetéek megalapozásán túl, az O-izotop tartalom vizsgálatok lehetővé teszik a töbrök hidrológiai működésének részletes feltárását is.

IRODALOM

- BOWEN, R. (1986): Groundwater. - Elsevier Applied Science Publishers, London, New York, p. 254
- DEÁK J. (1995): A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. - VITUKI zárójelentés, Budapest
- DEÁK, J.-DESEŐ, É.-BÖHLKE, J.K.-RÉVÉSZ, K. (1996): Isotope hydrology studies in the Szigetköz region, northwest Hungary. - In: Isotopes in water resources management. IAEA, Vienna, 1996, Vol I. p. 419-432
- EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 4 p. 89-103
- FÓRIZS I. (1995): Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. - Doktori dolgozat, Kézirat, KLTE, Debrecen
- GAT, J.R. (1980): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. - In: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1A, p. 21-47
- HARMON, R.S.-ATKINSON, T.C.-ATKINSON, J.L.(1983): The mineralogy of Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. - Arctic and Alpine Research, 15(4) p.503-516
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 310
- MAZOR, E. (1997): Chemical and isotopic groundwater hydrology: The applied approach. - 2nd ed., Marcel Dekker Inc., New York – Basel – Hong Kong, p. 413

SANZ, E.-López, J.J. (2000): Infiltration Measured by the Drip Stalactites. - Ground Water 38(2) p. 247-253

YURTSEVER, Y. (1975): Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. - Rep. Sect. Isotope Hydrol., IAEA, November 1975, p. 40

ZÁMBÓ L. (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében - (The importance of soil effect in corrosional development of the karsts. PhD theses, Budapest, p. 170

ZÁMBÓ, L.-FORD, D.C. (1997): Limestone dissolution processes in Béke doline, Aggtelek National Park, Hungary. - Earth Surface Processes and Landforms, 22 p. 531-543

ZÁMBÓ L. (2000): A mikrobiális befolyásoltágú karszt korrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon. - Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 21-39

SZÁRAZIDŐSZAKI KARSZTVÍZSZINT-SÜLLYEDÉS GEOHIDRAULIKAI MODELLEZÉSE*

CSIGE ISTVÁN¹ – LÉNÁRT LÁSZLÓ²

¹MTA Atommagkutató Intézete, 4026 Debrecen, Bem tér18/c
csige@moon.atomki.hu

²Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Méternökgeológiai Tanszék,
3515 Miskolc-Egyetemváros

Abstract: A simple hydrogeological model was developed and applied to describe the temporal variation of karst water level in a hill for a long dry period. The model predicted curve was compared to observed karst water level data by fitting the parameters of the theoretical curve to the observed data.

Bevezetés

A 20. század utolsó éve kezdetben kiadós csapadékot, majd ezt követően rekord hosszúságú csapadékmentes időszakot hozott Magyarországon. A téli-tavaszi csapadékok hatására feltöltődtek a karsztvíz-tárolók, amelyek vízszintje aztán a száraz időszakban folyamatosan süllyedt. A csapadék utánpótlás hiánya ideális alkalmat adott arra, hogy a Bükk hegységbeli karsztvízszint-változási megfigyeléseinket a lényegre törő, minél egyszerűbb geohidraulikai modellszámítások eredményeivel vessük össze.

Modellszámítás

A modellszámításnak egy olyan meredek, köröskörül vízzáró közegekkel határolt, szabadtükrű nyíltkarsztos hegységgrögge vonatkozik, amelynek teljes dinamikus készlete túlfolyó típusú peremi karsztforrásokon keresztül csapolódik le.

Jelölje $w(t)$ a karsztvízszintet egy adott t időpillanatban valamely referenciaszinttől mérve. A referenciaszint választása önkényes, ezért válasszuk meg úgy, hogy az essen egybe azzal a karsztvízszinttel, amihez a hosszú idejű száraz időszakban a süllyedő karsztvízszint aszimptotikusan közelít. Ennek a referenciaszintnek a tengerszinttől mért magasságát jelöljük w_0 -val. Feltesszük, hogy a hegységgrög oldalán lévő források vízhozama

*A munka részben a T-029306 sz. OTKA pályázat támogatásával készült.

arányos a hegységöröben lévő karsztvízszint és a források referenciaszinttől mért magassága közötti különbséggel. Ekkor az egységnyi területre eső átlagos kifolyás a hegyből, vagyis a kifolyó víz térfogatáram-sűrűsége a z magasságban a következő alakban írható:

$$q(z, t) = a(w(t) - z), \quad (1)$$

ahol a egy állandó. A hegységöröben a referenciaszint fölött lévő karsztvíz térfogatát a t időpillanatban a következő kifejezés adja:

$$V(t) = \varepsilon \int_0^{w(t)} A(z) dz,$$

ahol ε a víztároló közet porozitása, $A(z)$ pedig a hegységörög keresztmetszete a z magasságban. Ennek a víztérfogatnak az időbeli megváltozását a következő egyenlettel adhatjuk meg:

$$\frac{dV(t)}{dt} = - \int_0^{w(t)} K(z) q(z, t) dz, \quad (2)$$

ahol $K(z)$ a hegységörög kerülete a z magasságban. Ha a karsztvízszint-változás tartományában a hegységörög kerülete nem változik jelentősen, akkor a hegységöröben lévő karsztvíz térfogata közelítőleg:

$$V(t) = A\varepsilon w(t).$$

Behelyettesítve ezt a (2) egyenletbe a karsztvízszint-változás leírására a következő integrál-differenciál-egyenletet kapjuk:

$$\frac{dw(t)}{dt} = - \frac{K}{A\varepsilon} \int_0^{w(t)} q(z, t) dz.$$

Behelyettesítve a kifolyó víz (1) térfogatáram-sűrűségét és a jobboldalon elvégezve az integrálást a következő differenciálegyenletet kapjuk:

$$\frac{dw(t)}{dt} = - \frac{Ka}{2A\varepsilon} w^2(t).$$

Ennek az egyenletnek a megoldását a következő alakban keressük:

$$w(t) = \frac{1}{\kappa} \frac{1}{(t - t_0)},$$

ahol

$$\kappa = \frac{Ka}{2A\varepsilon} > 0,$$

és t_0 -t a kezdeti feltételből határozhatjuk meg. A kísérleti-megfigyelési adatokkal való összehasonlítás céljából κ -t és t_0 -t illesztési paraméternek tekinthetjük, és a modell jóságát a megfigyelési pontoknak az illesztett görbétől való eltéréseivel mérhetjük. Szintén illesztési paraméternek tekinthetjük a referenciaszint tengerszint feletti magasságát is. Az illesztendő egyenlet a tengerszint feletti magasságkoordinátákban kifejezve:

$$w(t) = w_0 + \frac{1}{\kappa} \frac{1}{(t - t_0)}.$$

Eredmények

Modellszámítási eredményeinket összevetettük a Bükk-hegység Nagyvisnyó-17. (Nv-17., sok esetben helytelenül Nv-8. jelű) fúrásában végzett folyamatos karsztvízszint megfigyelések eredményeivel. Az összevetéshez választott időszak 2000. április 13-tól 2000. december 22-ig tartott. Az illesztés eredményét a Balti-tenger-szint feletti magasságkoordinátákban kifejezve az 1. ábra mutatja. Az illesztési paraméterek értékei a következők voltak:

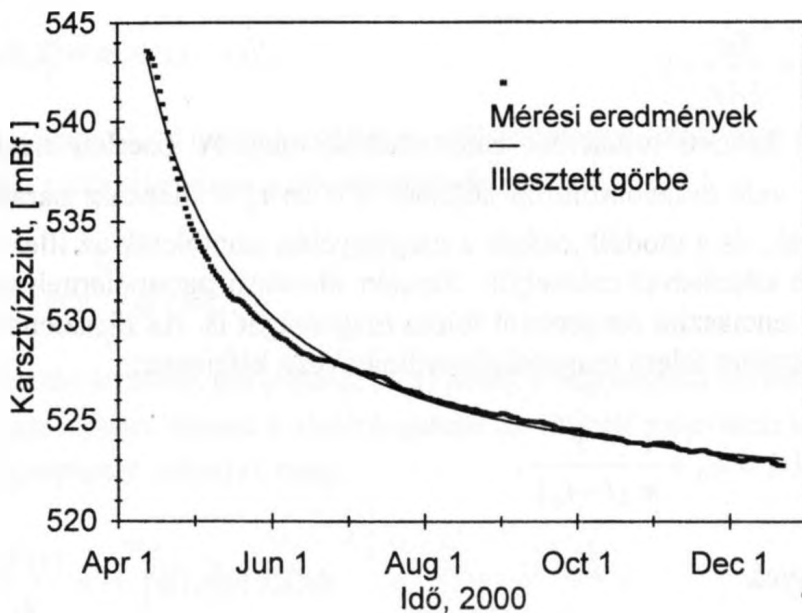
$$w_0 = 520 \text{ méter}$$

$$\kappa = 0,00111 \text{ nap}^{-1}$$

$$t_0 = 2000. \text{ március } 5.$$

A választott modell egyszerűsége ellenére meglepően jól leírja a megfigyelt vízszintváltozást. A számított görbe legnagyobb eltérése a megfigyelt vízszint adatoktól -1,25 és +1,44 méter. Általánosságban azt tapasztaltuk, hogy az illesztési paraméterek változtatásával vagy a mérési adatsor első fele, vagy a második fele írható le jól. Ez összefüggésben lehet azzal, hogy a modell feltevéseivel ellentétben a térség sem oldalról, sem pedig

alulról nem tekinthető zártnak. A távolabbi, hegységperemi, felszálló típusú források és egyéb karsztvíz-kivételek szintén befolyásolják az Nv-17. környezetének vízszint-alakulását.



1. ábra. A karsztvízszint változása a Bükk-hegységbeli Nagyvisnyó-17. fúrásban és a modellszámításokkal meghatározott görbe hozzáillesztve a megfigyelési adatokhoz.

Figure 1. Variation of karst water level in the Nagyvisnyó-17. bore hole in the Bükk-mountain and the theoretical curve fitted to the observed data.

Ezeknek a tényszerű geohidraulikai hatásoknak a figyelmen kívül hagyása azt jelenti, hogy az itt bemutatott modell természetesen nem helyettesítheti mások részletes hidrogeológiai modellezéseit, és tulajdonképpen össze sem vehető azokkal. Célunk annak az ötletnek a bemutatása volt, hogy a vizsgált időszakra jellemző szélsőséges időjárási körülmények között még egy ilyen nagyon leegyszerűsített modell is viszonylag jól le tudja írni a megfigyelési eredményeket.

AZ AGGTELEKI – KARSZTVIDÉK NAGYOBB FORRÁSAINAK KIÜRÜLÉSI VISZONYAI

MAUCHA LÁSZLÓ

VITUKI RT. Hidrológiai Intézete

1095. Budapest, Kvassay Jenő-út 1. maucha@vituki.hu

Abstract: It was a surprise even among professionals when five successive exponential sections representing the emptying phases of aquifer were detected by F. Cser (1978) in the 1970 year's decreasing discharge series of Nagytöhonya spring situated in Aggtelek karst, Hungary. The subsequent perception of causes provided a deeper insight into the structural setting up of the Triassic limestone karst and into the mechanism of its hydrological functioning. To explain this strange phenomenon a new theoretical karst model was created. According to the new model the five reservoirs – in the sequence of emptying – are the following: the main cave corridor, the side branches of the cave, the principal fault-line system dividing the aquifer into rock-blocks, the secondary faults inside the blocks, and finally the porosity of blocks. When a flood occurs in the main cave-corridor it dams back the outflow of side-corridors similarly to a flood in case of a surface river system. The multiple porosity of the aquifer (i.e. the exponential sections during the emptying process) could be demonstrated in the observation series of all the greater karst springs. It is very probable that the phenomenon exist in case of other Triassic karst areas having similar climatic conditions and altitude.

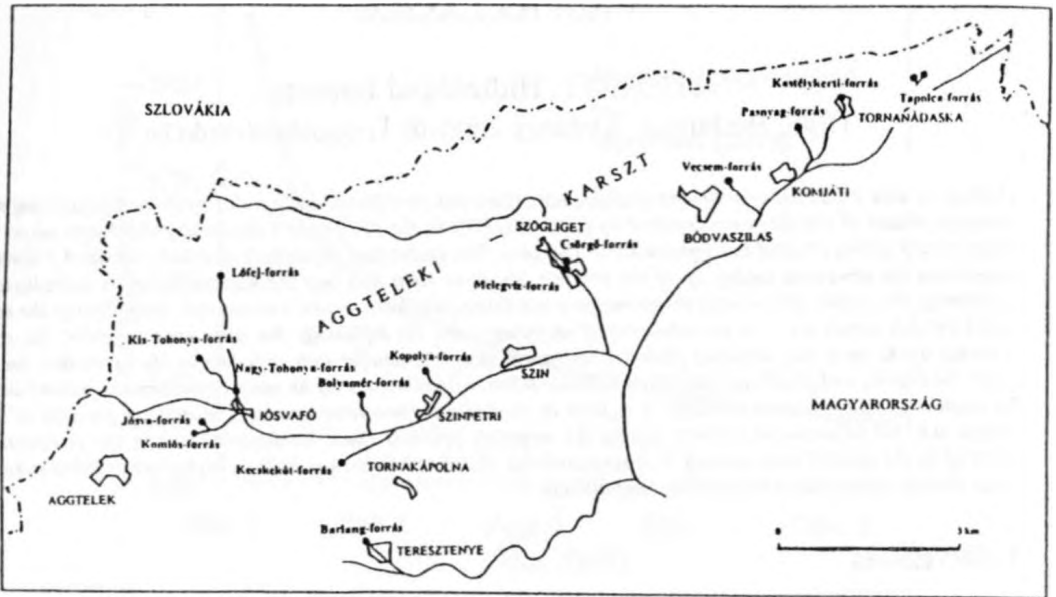
1. Bevezetés

Az Aggteleki-karsztvidéken fakadó karsztforrások mintegy 30 évre terjedő folyamatos vízhozam regisztrálása tette lehetővé a hegység nagyobb forrásainak kiürülési vizsgálatát (1. ábra). E tanulmányban arra a kérdésre keressük a választ, hogy a vizsgált területen általános jelenség-e a források több szakaszban történő egyre lassúbb kiürülése, amelyet korábban csak két jösvafői forrásnál tanulmányoztunk? Amennyiben a jelenség minden forrásnál kimutatható, úgy az a kérdés is felmerül, hogy a kiürülési viszonyok különbségei tükrözik-e az egyes források jelenlegi hidrogeológiai állapotát?

A hidrológiában ZUNINI, MAILET és DE MARCHI állapították meg először, hogy a felszíni medencék kiürülése e^x -függvény szerint változik. Karsztos területeken a források kiürülése is hasonló függvénnyel írható le. E témakörben BOULLIN, O. et. al (1973) mutatta be érdemi eredményeit. Az ún. „Vaucluse-modell” alapján KOVÁCS GY. (1979) arra a következtetésre jutott, hogy a karbonátos kőzetekben kettős porozitás van. A karsztforrásoknál megfigyelt jelentős áradások, valamint a kisvízi tartós alaphozam jelenségét ugyanis nem lehetett másképpen megmagyarázni. Az említett szerzők kimutatták, hogy az áradások apadási időszakában a fenti folyamat a

$$Q = Q_1 * e^{-k_1 t} + Q_2 * e^{-k_2 t}$$

exponenciális függvények összegével írható le, ahol a kitevőben lévő k_1 és k_2 jelölések a kiürülés különböző meredekségét jelölő időállandók értékei.

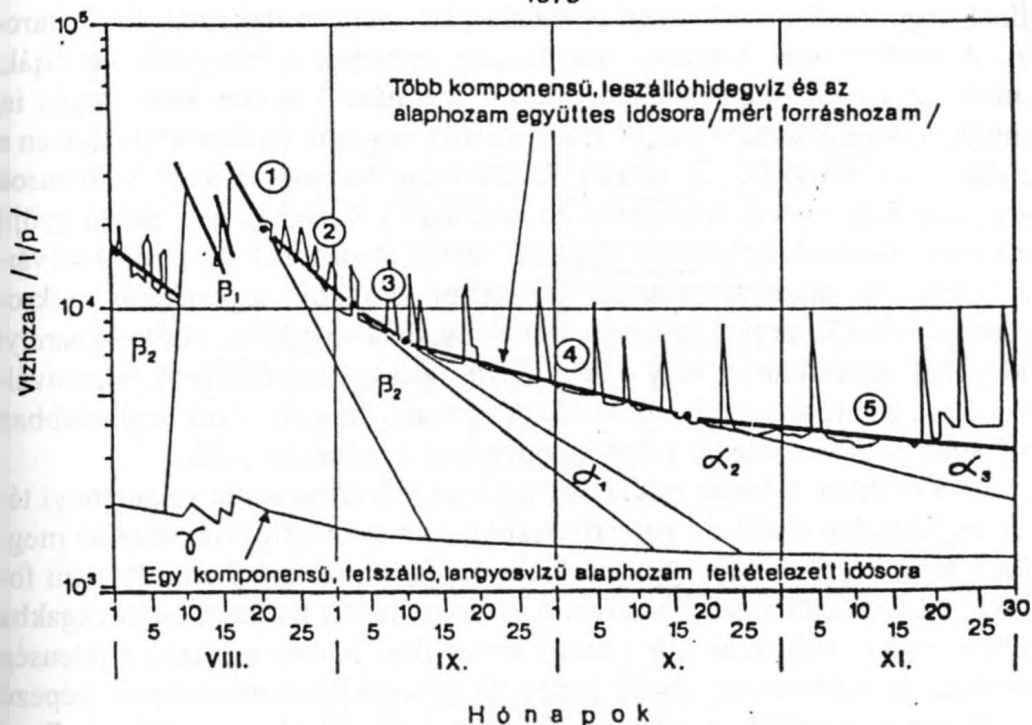


1. ábra. Az Aggteleki-karsztvidék vizsgált forrásainak helyszínrajza
Fig. 1. Location of studied springs in Aggtelek karst

2. A korábbi megfigyelések eredménye és értékelése

A jósvafői Nagy-Tohonya-forrás 1970 évi vízhozam idősorának kiürülési vizsgálata alapján CSER F. (1978) figyelte meg először, hogy a vízhozam változások logaritmikus léptékű ábrázolása esetén öt oldalú poligon alakjában jelennek meg a forráshozam exponenciális kiürülési egyenesei (2. ábra), vagyis a korábban feltételezett kettős porozitás nem ad számot a karszt valóságos hidraulikai viszonyairól. Az új megfigyelés alapján CSER F. feltételezte, hogy az egyenes szakaszok öt különböző porozitású karsztos tároló egymás után történő kiürülésének felelnek meg. Matematikai modellt dolgozott ki a jelenség leírására, de nem adott egyértelmű választ arra vonatkozóan, hogy miért létezik öt független tároló a karsztban, milyen a tárolók relatív helyzete, és miért alakulnak ki töréspontok a folyamatot leíró poligon oldalak között. Később kitűnt (MAUCHA L. 1998), hogy nagyon száraz években a forrás mélységi eredetű langyosvízű összetevőjének hatodik kiürülési egyenese is láthatóvá válik a kiürülési sorozat végén.

1970



2. ábra: Az öt lépcsős és szakaszosan lassuló kiürülés megfigyelése a Nagy-Tohonya-forrás 1970 évi vízhozam idősorában

Fig. 2. Five step emptying of the aquifer, slower and slower by sections. Nagytohonya spring, 1970.

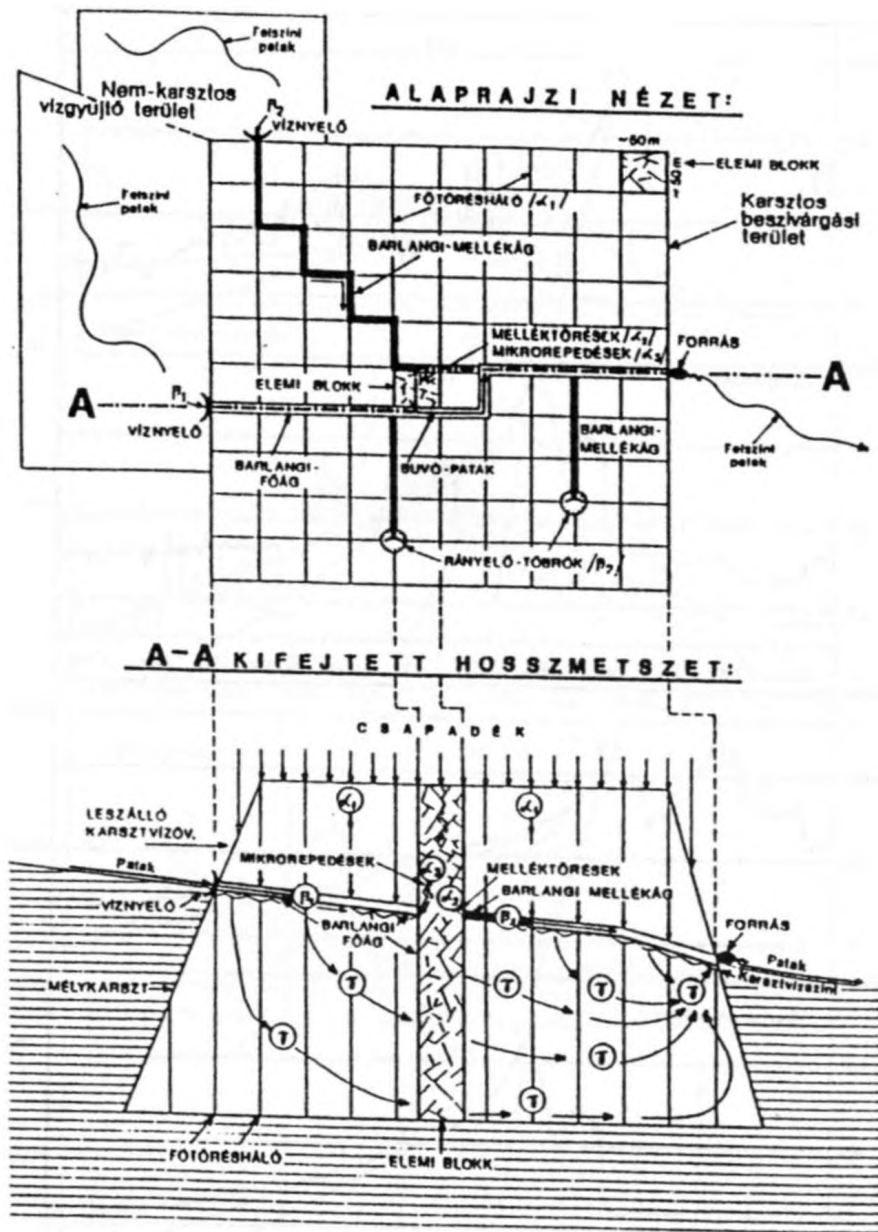
A felvetett kérdésekre később adtunk választ. (IZÁPY G. - MAUCHA L. 1993, 1994). E tanulmányban bemutatjuk a fenti jelenség értelmezésére kialakított új fizikai karsztmodellt (3. ábra). E modell értelmében a hat eltérő meredekségű exponenciális kiürülési egyenes kialakulása a karszt alábbi szerkezeti felépítésével és hidrológiai működésével magyarázható.

A barlangtérképek tanúsága szerint az Aggteleki-hegység középső triász korú karsztos kőzete közel függőleges törések mentén mintegy 50x50 m-es elemi blokkokra tagolódik (3. ábra). A valóságban a blokkok alakja nem ennyire szabályos, mint amit az ábra bemutat és a törések helyenként átlós irányúak is lehetnek, de a középső triász mészkő mechanikai tulajdonságai következtében töredezik szét közel ilyen méretű elemi-blokkokra. E blokkok közötti törések összességét főtörés-hálónak nevezzük. E hálózatnak kitüntetett hidrológiai szerepe van, mert e törések mentén történik a karsztos beszivárgás és ténylegesen a karsztvízszint is ebben a törés hálóban létezik és ingadozik. Triász mészkőben ez a litoklázis háló képezi a barlangok kialakulását elősegítő tektonikus preformációt is. Ennek következtében patakos-barlangok főágának kialakulása során a főtörés-rendszer egyik litoklázis-sora a legnagyobb nyelők vízszállítása következtében kitágul és a

forráshoz vezet a nem karsztos felszíni lefolyás vizeit (1. tároló). A barlangi mellékágak (a legfejlettebbtől az éppen most születőig) kisebb víznyelőkkel állnak kapcsolatban és szintén a főtörés-háló mentén alakulnak ki (2. tároló). A barlang-ágak vizeinek utánpótlását nemcsak a víznyelők táplálják, hanem az azokat átmetező főtörésekből származó karsztos beszivárgás is, amelynek vize a karsztvízszint minimálisnál nagyobb értékei időszakában e rendszerben tárolódik (3. tároló). E tárolóban történő vízszint változások piezometrikus eredetű áradásokat hoznak létre a forrásnál, és e tároló gyűjti az elemi - blokkok belsejében kialakult mellék-hasadékok (4. tároló) szivárgó vizét is, amelyek viszont az elemi blokkok legszűkebb mikrorepedéseinek (5. tároló) szivárgó vizeit fogadják magukba. Ha valamennyi hidegvizű tároló kiürült, úgy a hegylábánál fakadó karsztforrások hozamváltozásában a mélykarsztból (6. tároló) származó langyos vizek leglassabban csökkenő hozamot jelentő kiürülési egyenese is láthatóvá válik.

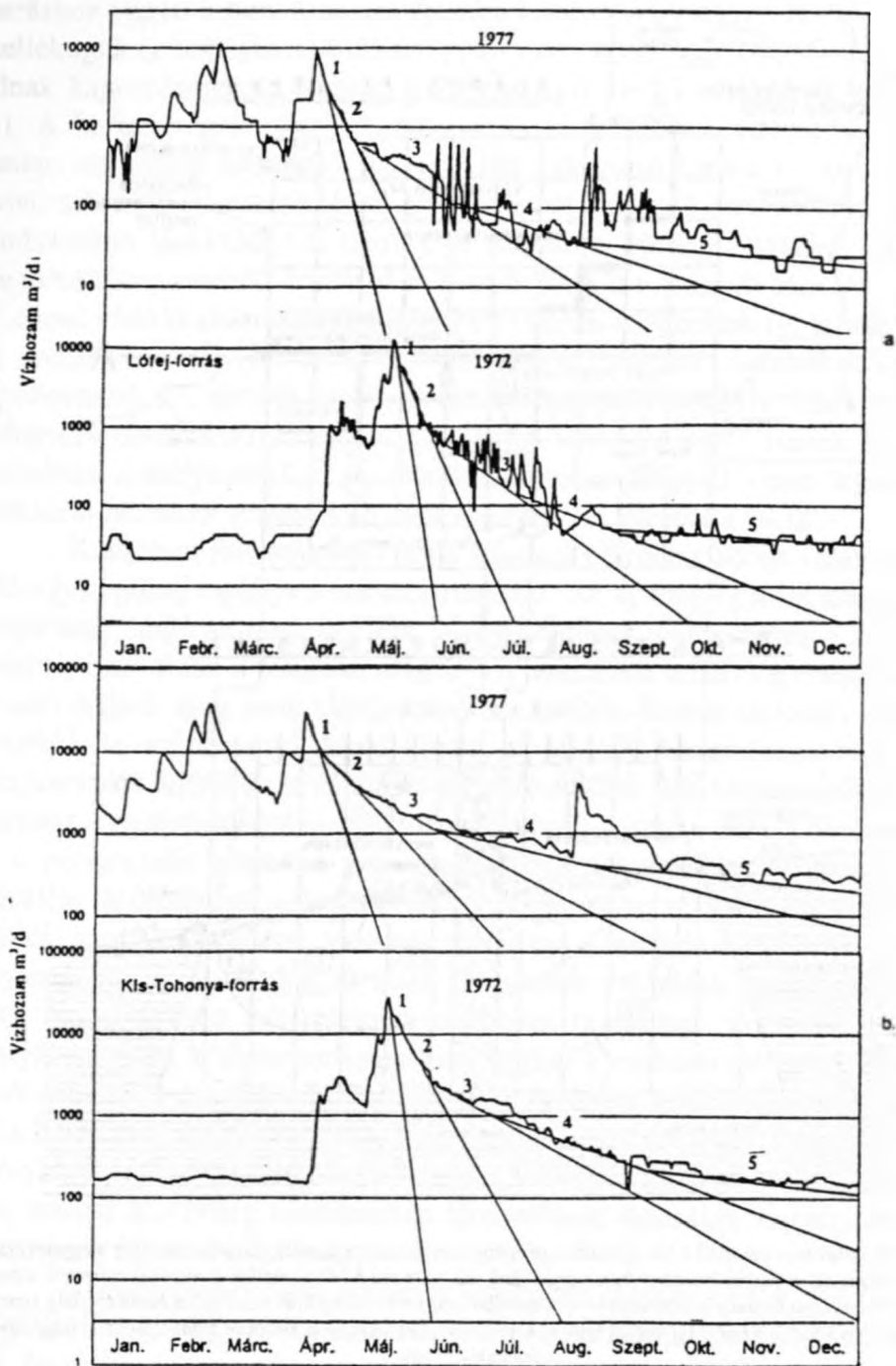
Korábban feltételeztük, hogy a karszt kiürülése során valamennyi tároló egyidejűleg táplálja a karsztforrásokat. Az új megfigyelés alapján megállapítható, hogy ez nem így van. Nagy áradások időszakában a felszíni folyókhoz hasonlóan a főágban áramló víz visszatölt a barlangi mellékágakba és nem engedi meg azok kifolyását a forrás felé. Sorban ugyanez a jelenség játszódik le valamennyi tároló között az állandó hozamösszetevőt képező mélykarsztos kiürülés kivételével (2. ábra, alsó víz hozam-idősor). Ez a jelenség - melyet kizárási-effektusnak hívunk - hozza létre a töréspontokat az exponenciális kiürülési egyenesek között (lásd a Nagy-Tohonya-forrás kiürülési töréspontjait a 2, 5. ábrán), mert az egyre szűkebb keresztmetszetű tárolók visszaduzzasztott vizeinek belépése a megelőző kiürülési szakasz folyamatába ugrásszerűen történik. A tárolók kiürülése tehát csak egymás után, lépcsőzetesen jöhet létre a csökkenő tágasságú járatrendszerek sorrendjében, mert a törésrendszerekben sokkal élesebben játszódik le a visszaduzzasztás jelensége, mint a felszíni folyókban, ahol oldalirányú kiöntésre is lehetőség van. Fentiekből következik, hogy nemcsak klimatikus-, szivornya és geofizikai-hatás vesz részt a forráshozam ingadozás kialakításában, hanem az elvileg mozdulatlan töréshálózat tágassági viszonyainak hierarchiája is tükröződik a hozam változásban.

E problémakör igen részletes vizsgálata alapján MAUCHA G (1993) megállapította, hogy a lépcsőzetes kiürülési folyamat matematikai leírásához legalább három-négy exponenciális függvény összegzése szükséges. Ennél több függvény alkalmazása esetén a paraméterek meghatározhatósága romlik, de ez a körülmény nem zárja ki, hogy ennél több felszínalatti tároló vegyen részt a forráshozam csökkenés alakításában.

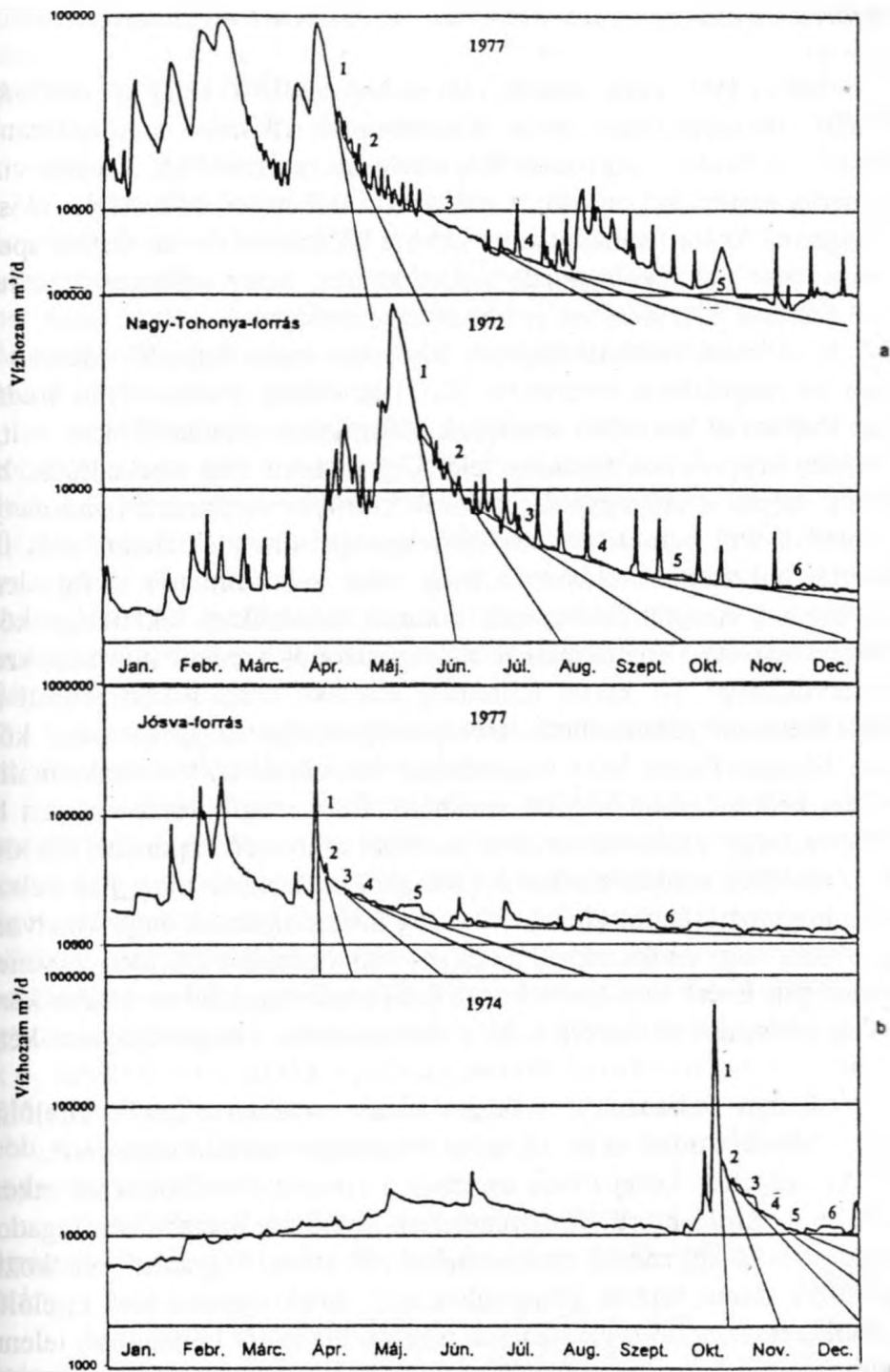


3. ábra: Új fizikai karsztmodell a hat lépcsőben történő és szakaszosan lassuló kiürülési jelenség magyarázatára. Jelmagyarázat: α1. a főtörés-rendszer beszivárgó vizei, α2. az elemi blokkok mellék-töréseiből származó utánpótlás vizei, α3. az elemi blokkok mikrorepedés-rendszeréből származó utánpótlás vizei, β1. a barlangi főág víznyelőjén befolyó vizek, β2. a barlangi mellékágak víznyelőin befolyó vizek, γ. a mélykarsztból feláramló langyosvíz utánpótlás vizei

Fig. 3. New theoretical model to explain the six-step emptying process of karst aquifer
 Legend: α1. infiltrated water from the principal fault-line system, α2. water from the secondary faults, inside the rock-blocks, α3. water from the porosity of blocks, β1. surface water arriving through the swallow-hole of the main cave-corridor, β2. water coming through the swallow-hole of a side branch of the cave, γ. upstreaming lepid water from the deep karst



4. ábra: A Lófej- és Kis-Tohonya-forrás exponenciális kiürülési egyeseinek kijelölése
 Fig. 4. Emptying lines in the discharge graphs of Lófej and Kis-Tohonya springs



5. ábra: A Nagy-Tohonya- és a Jósva-forrás exponenciális kiürülési egyenesének kijelölése
 Fig. 5. Emptying lines in the discharge graphs of Nagy-Tohonya- and Jósva springs

2.1. A források exponenciális kiürülési egyeneseinek meghatározása

1964 és 1993 évek közötti időszakban a *MŰEGYETEM - VITUKI* és az *ÉVIZIG* Jósvafői Papp Ferenc Karsztkutató Állomása mérőhálózatának keretében 12 forrás vízhozamát folyamatosan regisztráltuk, 3 forrás vízhozamát pedig naponként mértük (*I. táblázat*). A fenti időszak mérési idősorából válogattuk ki forrásonként azt a két-két különböző évben történt apadási időszakot, amelyet alkalmasnak találtunk arra, hogy jellemezni tudjuk a vizsgált források kiürülésének jellemző tulajdonságait.

A kiürülés meredekségének kimérése csak csapadék-mentes időszakban ad megbízható eredményt. Ezért lehetőség szerint olyan áradások apadási szakaszait kerestük, amelynek időszakában csapadék nem volt, ill. csak kisebb csapadékok fordultak elő. Ugyanakkor arra törekedtünk, hogy lehetőség szerint a legnagyobb áradások kiürülési szakaszait tanulmányozzuk, mivel a fent bemutatott modell jelenségei maradéktalanul csak ilyen hidrológiai helyzetben valósulnak meg. Azt a körülményt is figyelembe vettük, hogy a vizsgált forrásoknál a karszt mindenkor telítettsége következtében évről évre kismértékben eltér az azonos eredetű kiürülési szakaszok meredeksége. (A karszt telítettség mértéke azzal a közvetlenül nem mérhető számmal jellemezhető, amely megmutatja, hogy az elemi kőzetblokkok hézagterfoga hány százalékban van vízzel telítve a maximális és minimális karsztvízszint közötti zónában). Ez a megfontolás vezetett bennünket arra, hogy a források azonos tárolóból származó exponenciális kiürülési egyeneseinek adatait két-két évi átlagból határozzuk meg. Feltételeztük ugyanis, hogy az átlagtól eltérő telítettség hozzáfolyással, vagy vízelvonással növelheti, vagy csökkentheti az egyes exponenciális kiürülési egyenesek meredekségét. Ezért ahol lehetett - az átlagosnál nagyobb és kisebb karszt-telítettség időszakából kerestük ki a forrásonként vizsgálandó két-két év áradásait.

Csaknem valamennyi vizsgált forrás esetében sikerült kijelölni a vízhozam kiürülés mind az öt, ill. mind a hat exponenciális egyenesét:

Az aggteleki Lófej-forrás esetében a szivornya-működés következtében a 3. és 4. tároló kiürülési egyenesének kijelölése a vízhozam ingadozásokat kiegyenlítő egyenesek mentén halad (*4/a ábra*) Ugyanez vonatkozik a $100 \text{ m}^3/\text{d}$ -nál kisebb hozam időszakában az 5. tároló egyenesének kijelölésére is, ahol a regisztráló szalag-cserék nagyon kis hibái felnagyítva jelennek meg a diagramon a logaritmikus hozamlépték következtében. A kiegyenlítő egyenes itt is a gyengén csökkenő valóságos vízhozam idősort közelíti.

A jósvafői Kis-Tohonya-forrás esetében (*4/b ábra*) a 2. 3. 4. és az 5. tároló kiürülésének időszakában kisebb csapadékok beszivárgása csekély

vízhozam ingadozásokat okozott a forráshozam változásban. Ezeken a szakaszokon a kiürülési-idősört a minimumokat alulról érintő exponenciális egyenesekkel közelítettük meg. 1972 év során található egy ugrásszerű minimum-csúcs, amely mérési, vagy adatfeldolgozási hibának tekinthető, ezért azt a 4. tároló kiürülési egyenese átmetszi.

A jósmafői Nagy-Tohonya-forrás kiürülési szakaszait is (5/a ábra) a szivornyás forrásokra elmondott szempontok szerint határoztuk meg. A több szakaszos kiürülés jelenségét és töréspontjait legélesebben ennél a forrásnál lehet megfigyelni. Az 1972 évi november-decemberi vízhozam változások időszakában kijelöltük a mélykarsztos eredetű langyos-vízű 6. tároló exponenciális kiürülési egyenesét is.

A Jósfa-forrás esetében (5/b ábra) az 1-5 tároló kiürülése sokkal gyorsabb, mint a többi forrásnál. Az 1977 évi idősor második felében kijelöltük a 6. tároló egyenesét is $10.000 \text{ m}^3/\text{d}$ -nál tartósan nagyobb vízhozam időszakában. A szokatlanul nagy alaphozam oka az a körülmény, hogy a karszt-területek legnagyobb hegylábi forrásai nemcsak a saját vízgyűjtő területük vizeiből táplálkoznak, hanem összegyűjtik más, magasabban fakadó források vízgyűjtője alól a mélykarsztba beszivárgott és ott felmelegedett, feláramló vizeket is.

A jósmafői Komlós-forrás kiürülési szakaszait a fent közölt szerkesztési elvek alapján jelöltük ki (6/a ábra).

A teresztenyei Barlang-forrásnak (6/b ábra) több kimutatott forrásközeli víznyelője van, ezért a forráshozam idősorában élesebben jelennek meg a víznyelős áradások, mint a többi forrásnál. 1989. év november végén, december elején a forráshozam az 5. tároló kiürülési egyenese alá csökkent, mert ebben az évben - az igen száraz nyolcvanas évek végén - a forrás valószínűleg kiapadás előtti állapotba került (a Kis-Tohonya-forrásnál ugyanis korábban már megfigyeltük, hogy 1990-ben a teljes kiapadás előtt az 5. tároló exponenciális egyenese mentén haladó vízhozam idősor legörbülő alakot vett fel). Az 5. tároló kiürülési egyenesének kijelölésénél a kisebb csapadékok beszivárgása által megnövelt hozam-idősor csökkenési tendenciáját követtük.

A tornakápolnai Kecsekút-forrás (7/b ábra) esetében is az előbbi forrásnál közölt elvet követtük a 4. és az 5. tároló egyenesének kijelölése során.

A szinpetri Bolyamér-forrás (7/a ábra) kiürülési poligonjának kijelölésénél csak az 1-4 tároló kiürülési egyeneseit lehetett meghatározni, mivel kis hozam időszakában az 5. tároló egyenese nem húzható meg. Ennek oka a vízhozam regisztráló műszer nagyfokú érzéketlensége a kis hozam válto-

zások követésére, ugyanis ezen a szakaszon esés nélküli vízhozam-idősort találtunk.

A szinpetri Kopolya-forrás (8/a ábra) kiürülési viszonyainak meghatározását csak az 1979. évi diagramon található szalag-csere hatás kisebb pontatlansága zavarta meg az 5. tároló egyenesének kijelölésekor.

A szögligeti Csörgő-forrás (8/b ábra) kiürülési egyenseinek kijelölése során megállapítottuk, hogy a teresztenyei Barlang-forráshoz hasonlóan itt is kis víznyelős áradások sokasága jelenik meg a vízhozam idősorban, mert ennek a forrásnak is vannak nemkarsztos vízgyűjtőről táplálkozó víznyelői. A naponkénti hozammérés észlelői hibája valószínűleg itt is ingadozóbbá tette a hozam-változásokat, mint a regisztrált forrásoknál. Ezért a kijelölt 3, 4. és az 5. tároló exponenciális egyenseivel több helyen átmetsztük a forráshozamban található változásokat.

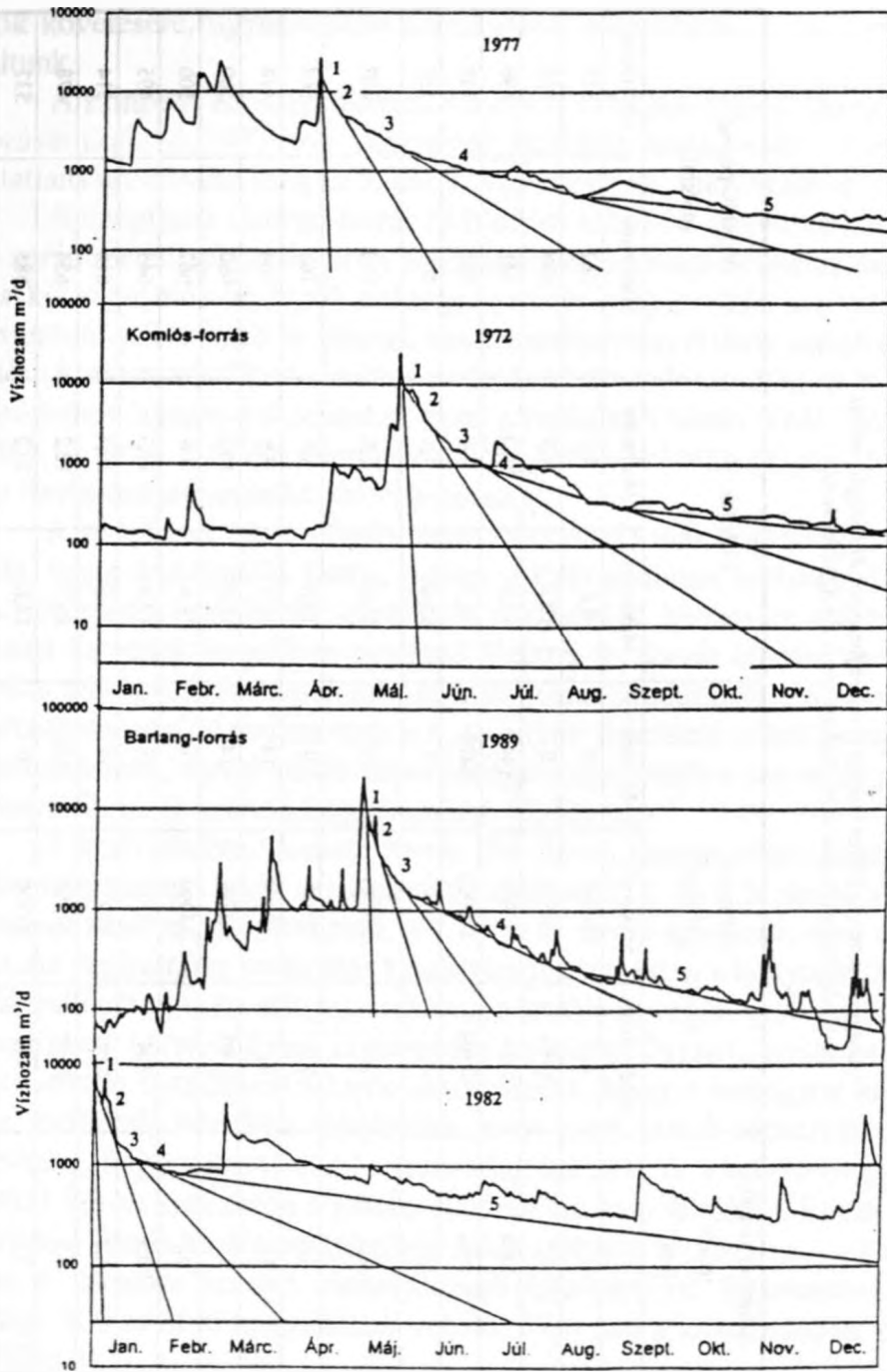
A szögligeti Melegvíz-forrásról (9/a ábra) már korábban is feltételeztük, hogy nem önálló forrás, hanem a Csörgő-forrás mélységi langyosvízü hozam összetevőjének elkülönült forrásszája, hiszen az előbbi forrás fakadási helyének közelében található. Ezért a forrásnak áradása nincs, vízhozama igen gyengén ingadozik, de a fő forrás áradásának tetőzésekor kis növekedést mutat. Apadása csak a 6. tárolóból származó kiürülési egyenessel jellemezhető, mivel annak meredeksége megegyezik a Jósva- és a Nagy-Tohonya-forrás 6. kiürülési egyenesének lejtésével.

A bódvaszilasi Vecsem-forrás (9/b ábra) hozam-változásának vizsgálata megmutatta, hogy apadása során csak az 1, 2. és a 3. tároló kiürülési egyenesét lehet megszerkeszteni, a 4. és az 5. tároló egyenesét nem találtuk. A hozam regisztrálás során már kezdetben feltűnt, hogy a hegylábánál fakadó forrás bukógáton mért átlagos vízhozama áradások végén igen gyorsan nullára csökken. Ugyanakkor a szomszédos alsóhegyi források esetében ez nem fordult elő. A megfigyelt állapot abból adódik, hogy a bukógátat közvetlenül a forrásszáj közelébe telepítették, mert csak kisvíz időszakában lehet észrevenni, hogy a forrás alaphozama a kijelölt hely és a bódva-völgyi műút közötti 1 km-es szakaszon a patakmederben lép ki a felszínre. Ennek következtében a forrás korábban számított sokévi átlagos vízhozama – a Pasnyag-forrás 4. tárolója kezdeti vízhozamának középértékét figyelembe véve – mintegy $500 \text{ m}^3/\text{d}$ -al nagyobbak vehető, mint ami a kimutatásban szerepel (I. táblázat).

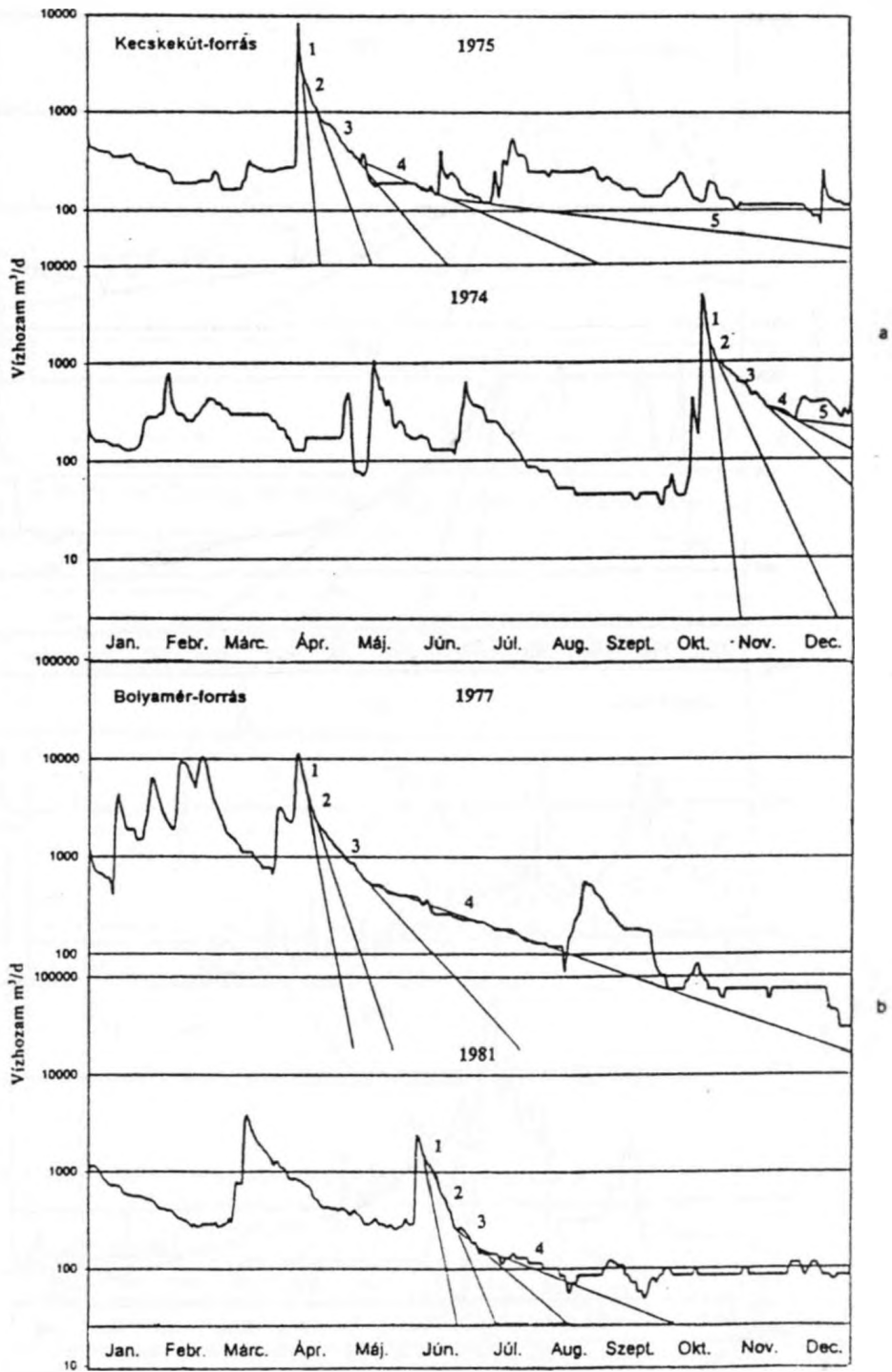
A komjáti Pasnyag-forrás (10/a ábra), valamint a tormanádaskai Kastélykerti-forrás (10/b ábra) kiürülési poligonját a korábban bemutatott elvek alapján jelöltük ki.

Az Aggteleki karszvidéken vizsgált források fontosabb hidrológiai adatai
Hydrological data of studied springs in the Aggtelek karst

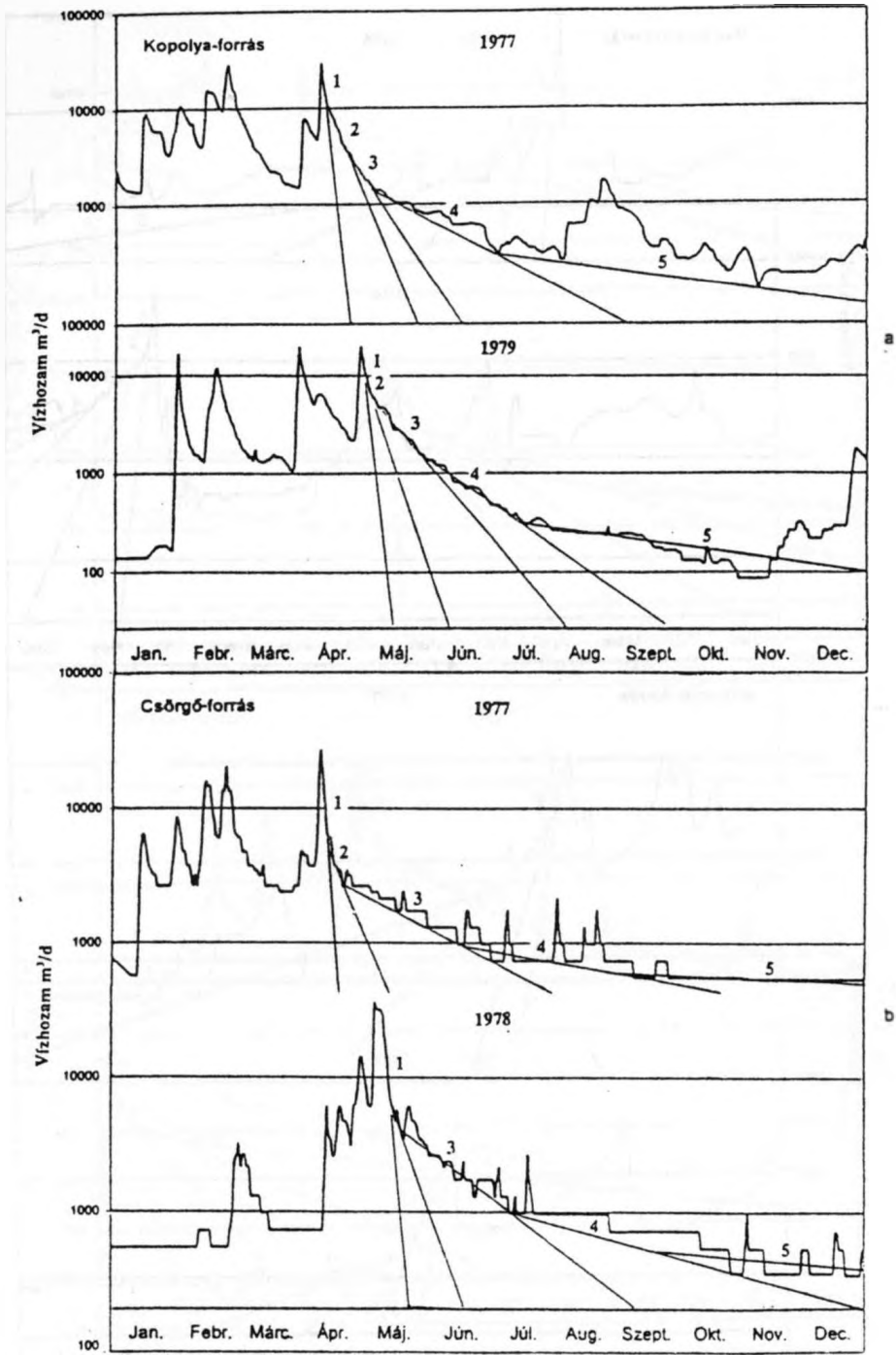
Forrás neve	Számított vízgyűjtő terület [km ²]	Vizhozam [m ³ /nap]			Vizhőfok [°C]		Vezetőképesség [μS/cm]	
		Sokévi átlag	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum
Lófej-f.	1,2	487	16992	0	9,8	8,5	682	527
Kis-Tohonya-f.	3,7	1486	38390	0	10,2	8,9	688	455
Nagy-Tohonya-f.	24,4	9154	98500	1440	15,9	10,4	641	496
Jósva-f.	34,4	14364	576000	5472	14,3	9,4	648	348
Komlós-f.	2,5	914	27319	4	12,8	9,3	709	159
Teresztenyei Barlang-f.	2,2	734	20226	16	11,5	6,5	610	457
Kecskekút-f.	0,8	272	7603	0	10,6	8,4	768	364
Bolyanér-f.	1,6	515	19008	14	11,1	9,8	704	474
Kopolya-f.	3,4	1180	32292	14	11,2	10,0	680	500
Csörgő-f.	2,7	1129	34990	138	11,8	8,6	667	500
Melegvíz-f.	0,5	254	757	85	19,4	11,3	643	495
Vecsem-f.	4,8	2056	97997	11	12,2	10,4	616	514
Pasnyag-f.	5,3	2760	70560	130	15,1	12,2	654	478
Kastélykerti-f.	3,5	1447	47300	0	11,6	10,2	583	537
Tapolca-f.	1,2	601	7200	0	16,9	12,2	574	457



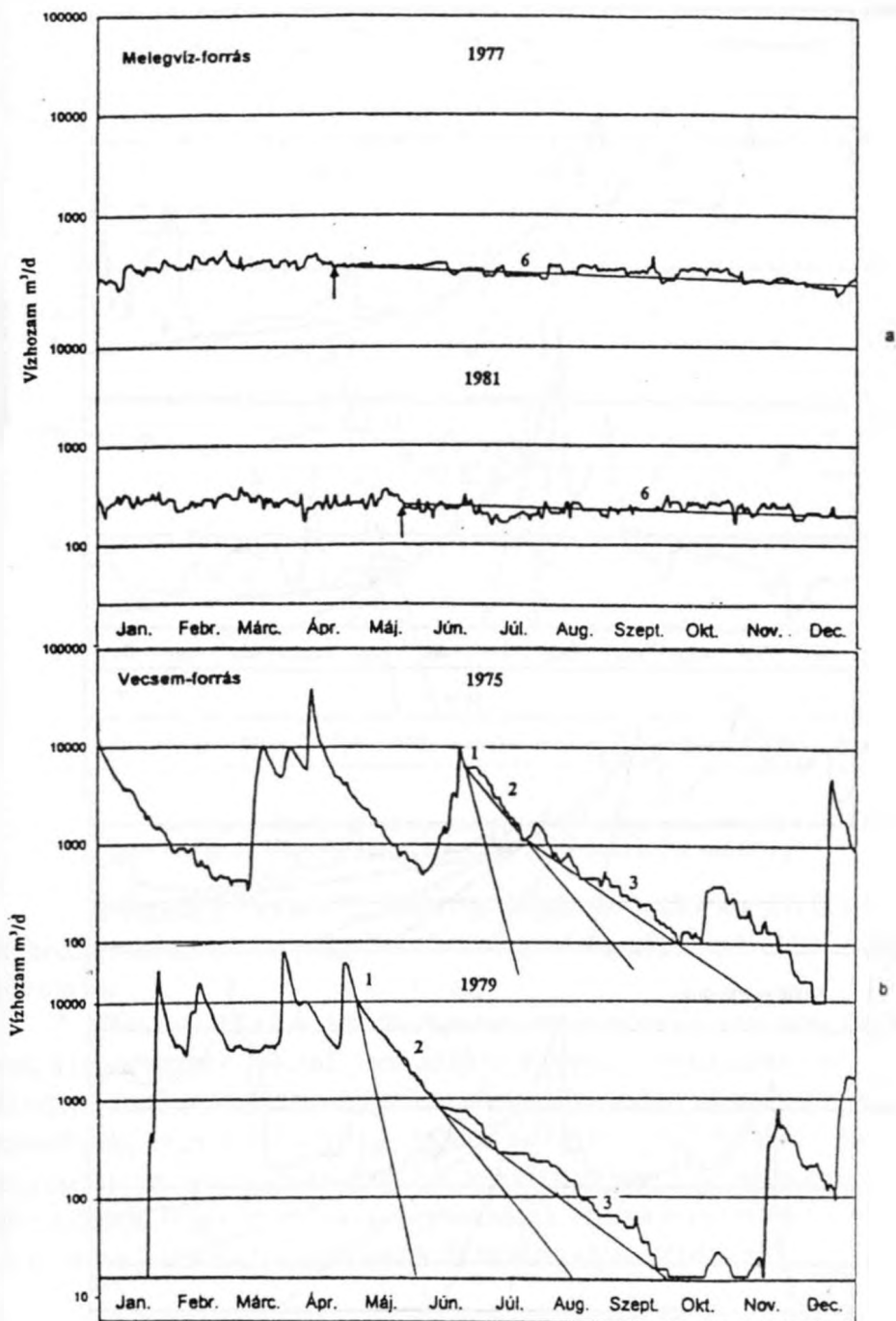
6. ábra: A Komlós- és a Barlang-forrás exponenciális kiürülési egyeneseinek kijelölése
 Fig. 6. Emptying lines in the discharge graphs of Komlós and Barlang springs



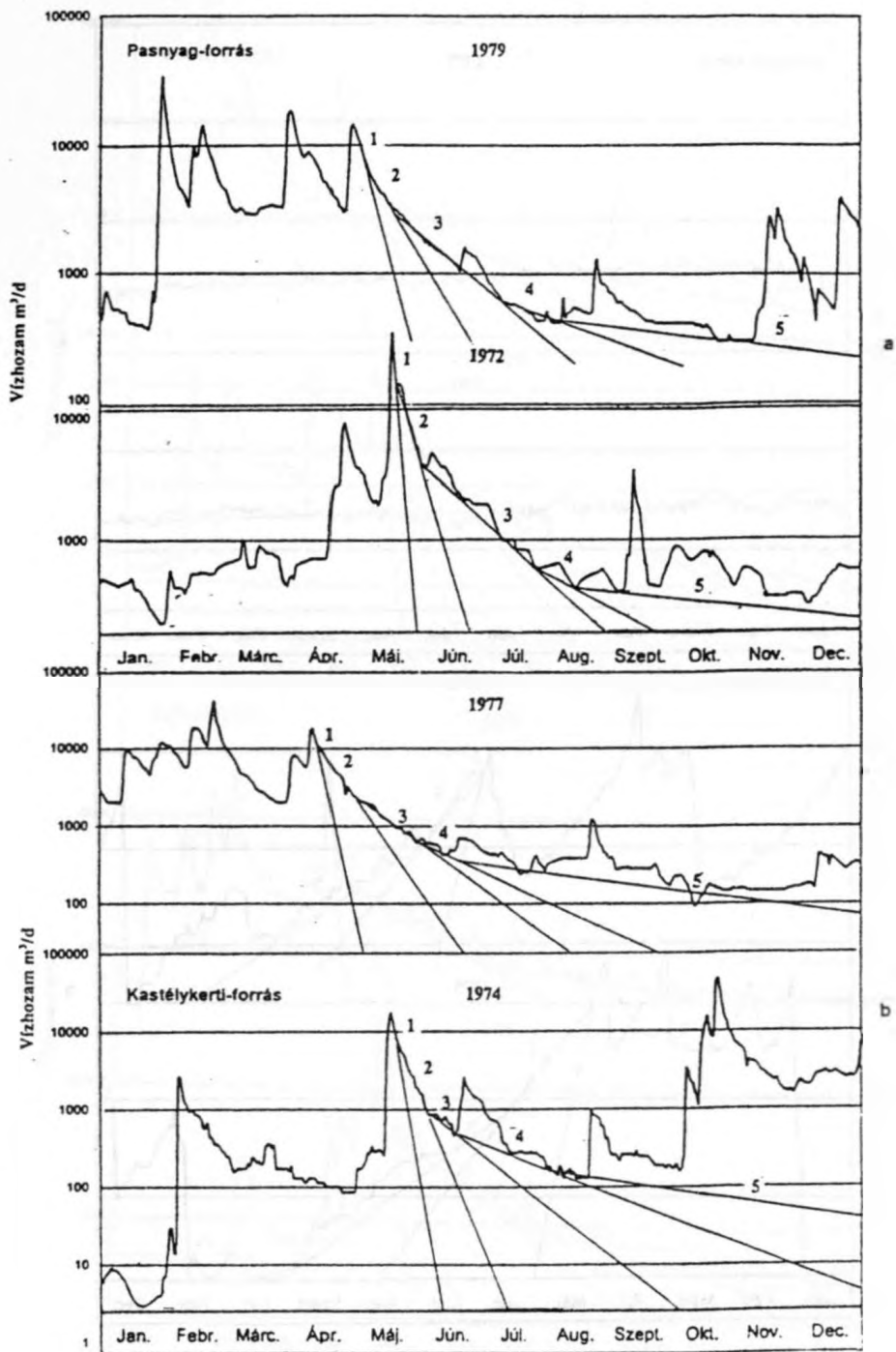
7. ábra: A Kecsekút- és a Bolyamér-forrás exponenciális kiürülési egyenesének kijelölése
 Fig. 7. Emptying lines in the discharge graphs of Kecsekút and Bolyamér springs



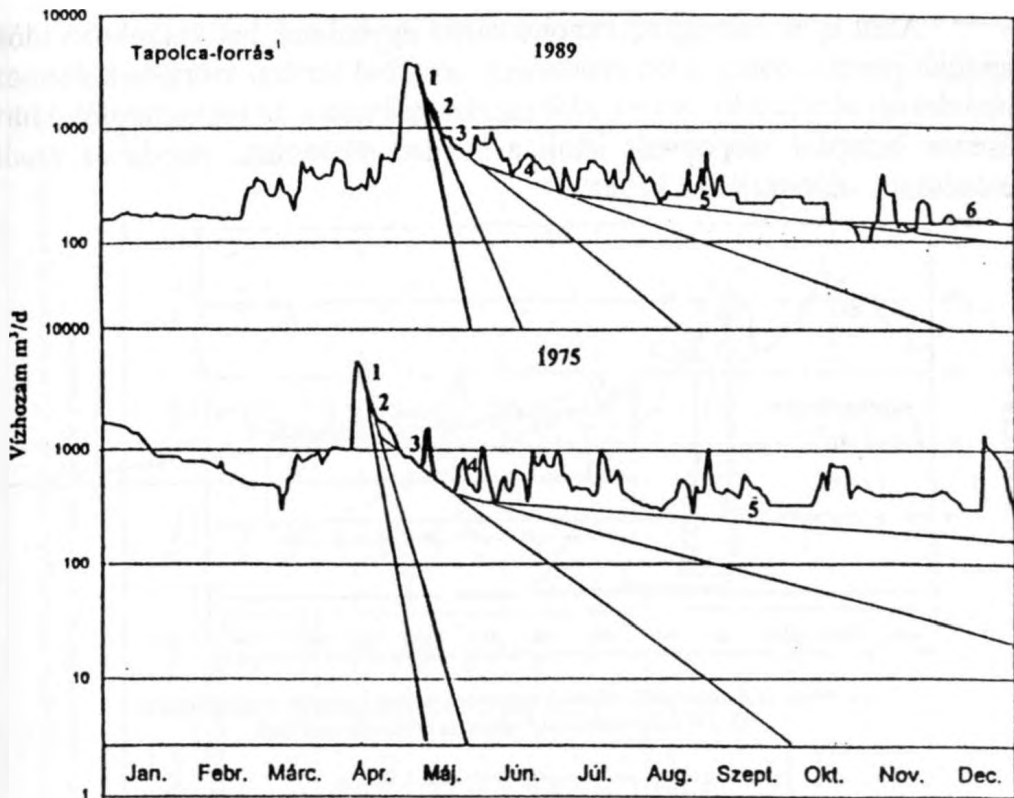
8. ábra: A Kopolya- és a Csörgő-forrás exponenciális kiürülési egyeneseinek kijelölése
 Fig. 8. Emptying lines in the discharge graphs of Kopolya and Csörgő springs



9. ábra: A Melegviz- és a Vecsem-forrás exponenciális kiürülési egyeneseinek kijelölése
 Fig. 9. Emptying lines in the discharge graphs of Melegviz and Vecsem springs



10. ábra: A Pasnyag- és a Kastélykerti-forrás exponenciális kiürülési egyenseinek kijelölése
 Fig. 10. Emptying lines in the discharge of Pasnyag and Kastélykerti springs



11. ábra: A Tapolca-forrás exponenciális kiürülési egyeneseinek kijelölése
 Fig. 11. Emptying lines in the discharges graphs of Tapolca spring

A Tapolca-forrás (11. ábra) esetében az öt tárolón kívül az 1989-évi vízhozam-idősorban a hatodik tároló exponenciális kiürülési szakaszát is kijelöltük.

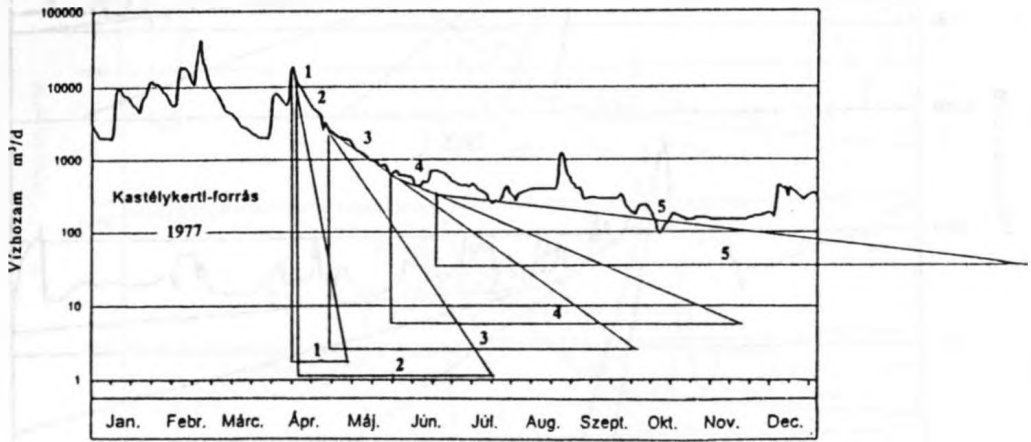
Mint láttuk, az 5. tároló exponenciális egyenesének megszerkesztése volt a legnehezebb feladat, mert szükségképpen hosszú időtartama alatt nem minden esetben lehetett elkerülni csapadékosabb időszakok, kiszáradási jelenségek, vagy a hozam regisztrálás technikai problémáiból adódó idősor ingadozás zavaró hatását. Fentiek következtében a szerkesztés során arra törekedtünk, hogy az 5. tároló egyenesének lejtése minden esetben az aktuális időszak hozam-csökkenésének fő tendenciáját fejezze ki.

2.2. Az exponenciális kiürülési egyenesek időállandóinak meghatározása

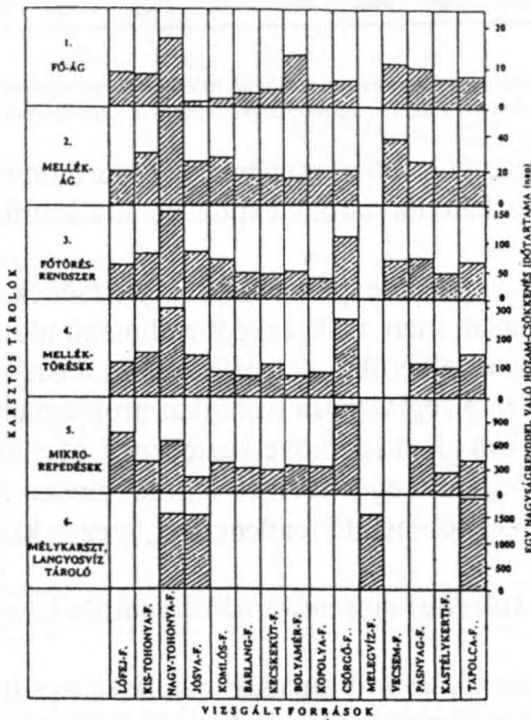
A forrásvízhozam idősorok apadási szakaszára a bevezetésben bemutatott exponenciális egyenlet hat tároló kiürülésének összegére is felírható az alábbiak szerint:

$$Q = \sum_{i=1}^6 Q_{0i} * e^{-k_i(t-t_0)}$$

Ahol k_i az összegzett exponenciális egyenletek hat különböző időállandóját jelenti, amely a hat lehetséges tárolóból történő kiürülés különböző meredekségét fejezi ki. A $t - t_0$ időkülönbségek pedig az egyes tárolók kiürülésének belépési időpontjait jelöli a kezdeti vízhozam, vagyis az áradás tetőzésének időpontjához képest.



12. ábra: Az exponenciális kiürülési egyenesen meredekségének meghatározása
Fig. 12. Determination of steepness of exponential lines



13. ábra: A vizsgált források kiürülési egyenesi meredekségének összehasonlítása
Fig 13. Comparing of exponential emptying lines steepness in case of studied springs

A vizsgált források exponenciális kiürülési egyenesei meredekségének értékei az egy nagyságrendnyi vízhozam csökkenés időtartamának figyelembevételével
Steepness-values of exponential lines and times necessary to reduce the discharge with one order of magnitude

Vizsgált források	Vizsgált évek	1.		2.		3.		4.		5.		6.	
		Kimért	Átlag	Kimért	Átlag	Kimért	Átlag	Kimért	Átlag	Kimért	Átlag	Kimért	Átlag
Időtartam (nap)													
Lófej-f.	1977	9,6	8,1	18,4	18,0	56,0	54,1	113,9	106,4	785,1	778,0	-	-
	1972	6,5		17,3		52,2		98,9		770,9		-	-
Kis-Tohonya-f.	1977	10,4	7,9	34,9	28,4	73,1	71,6	157,3	130,9	389,1	389,1	-	-
	1972	5,4		21,8		70,0		104,5		389,0		-	-
Nagy-Tohonya-f.	1977	17,3	16,4	43,5	51,8	175,4	147,7	271,5	292,1	584,0	654,3	-	1505,5
	1972	15,5		60,0		120,0		312,7		723,6		-	1506,4
Jósva-f.	1977	0,9	1,0	26,4	23,2	90,0	75,2	148,2	130,0	201,8	199,1	-	-
	1974	1,1		20,0		60,4		111,8		196,4		-	-
Komlós-f.	1977	2,4	2,1	20,4	23,7	65,8	61,1	130,1	122,5	342,2	367,5	-	-
	1972	1,8		26,9		56,4		114,9		392,7		-	-
Bárlang-f.	1989	4,2	3,5	16,3	16,2	31,7	40,4	91,1	117,0	238,2	301,4	-	-
	1982	2,7		16,0		49,0		142,9		364,5		-	-
Kecskekü-f.	1975	3,1	4,3	15,8	18,2	38,0	43,1	116,7	106,6	351,8	317,7	-	-
	1974	5,5		20,5		48,2		96,4		283,6		-	-
Bolyamér-f.	1977	8,5	12,8	14,9	15,8	39,3	43,8	127,3	118,0	-	-	-	-
	1981	17,1		16,7		48,2		108,7		-		-	-
Kopolya-f.	1977	4,2	4,6	16,7	18,4	29,6	33,5	87,8	78,4	332,7	322,1	-	-
	1979	4,9		20,0		37,3		68,9		311,5		-	-
Csörgő-f.	1977	4,7	5,1	21,1	20,6	121,8	108,9	-	269,3	1483,6	1076,8	-	-
	1978	5,5		20,0		96,0		-		670,5		-	-
Melegváz-f.	1977	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1556,4	1554,9
	1981	-		-		-		-		-		1553,3	-
Vecsem-f.	1975	10,9	10,7	37,8	37,1	68,4	65,1	-	-	-	-	-	-
	1979	10,5		36,4		61,8		-		-		-	-
Pasnyag-f.	1979	16,2	9,9	36,0	26,0	72,7	71,4	86,9	104,4	215,5	598,9	-	-
	1972	3,6		16,0		70,0		121,8		557,3		-	-
Kaattlykerti-f.	1977	6,9	6,7	24,0	19,5	51,5	49,3	87,6	92,0	293,7	287,3	-	-
	1974	6,4		15,0		46,9		96,4		281,8		-	-
Tapolca-f.	1989	10,5	7,8	20,4	19,6	59,1	59,6	124,2	144,9	374,2	491,7	1911,8	1911,8
	1975	5,1		18,7		60,1		165,5		609,1		-	-
Maximum:	-	-	16,4	-	51,8	-	147,7	-	-	-	1076,8	-	1919,7
Minimum:	-	-	1,0	-	15,8	-	33,5	-	-	-	199,1	-	1505,5
	-	-	7,2	-	24,0	-	66,1	-	-	-	458,3	-	1619,7

A vizsgált források exponenciális kiütülési egyeneseit leíró exponenciális függvények "k"-, időállandói, mely értékek a kezdeti vízhozam "e"-ed részre való csökkenésének időtartamát mutatják meg k-values of exponential equations giving the time-period (in days) necessary for the decrease to its 1/e part

Vizsgált források	1.	2.	3.	4.	5.	6.
	Időállandó (nap)					
Lófeje-f.	2,20	4,89	14,71	28,92	211,48	-
Kis-Tohonya-f.	2,14	7,72	19,46	35,58	105,77	-
Nagy-Tohonya-f.	4,45	14,08	40,15	79,40	177,86	409,24
Jósva-f.	0,27	6,31	20,44	35,34	54,12	409,48
Komlós-f.	0,57	6,44	16,61	33,30	99,90	-
Barlang-f.	0,95	4,40	10,98	31,80	81,93	-
Kecskekút-f.	1,17	4,95	11,72	28,97	86,36	-
Bolyamér-f.	3,48	4,29	11,91	32,08	-	-
Kopolya-f.	1,25	5,00	9,11	21,31	87,56	-
Csörgő-f.	1,39	5,60	29,60	73,20	292,70	-
Melegvíz-f.	-	-	-	-	-	422,66
Vecsem-f.	2,90	10,08	17,70	-	-	-
Pasnyag-f.	2,69	7,07	19,41	28,38	162,80	-
Kastélykerti-f.	1,82	5,30	13,40	25,01	78,10	-
Tapolca-f.	2,12	5,33	16,20	39,39	133,66	519,68

A képletbe behelyettesíthető $k_1 - k_6$ időállandók értékét az alábbi módon kívánjuk előállítani. Megállapítjuk, hogy a kiürülési egyenesek mentén a vízhozam hány nap alatt csökken „e”-ed részére. Ezeket az értékeket tanulmányunkban két lépésben állítottuk elő. A forrás grafikonokon feltüntetett logaritmikus-léptékű nagyságrend-vonalak felhasználásával technikailag egyszerűbb volt először megszerkeszteni azokat az értékeket, amelyek megmutatják, hogy hány nap alatt csökken a forráshozam tized részére (12. ábra). Az időtartam meghatározás pontosítása érdekében a felhasznált diagramokon az adott lehetséges legkisebb értéket jelölő nagyságrendhez tartozó időtartamot mértük ki, majd a hasonló háromszögek elve alapján valamennyi kimért értéket átszámítottuk a keresett egy nagyságrendnyi hozam-csökkenéshez tartozó nap értékére. (Az abszcisszán a hónapok neve feletti beosztott vonal két tüskéje közötti időtartam 10 napot jelent)

A II. táblázatban feltüntettük valamennyi forrásnál talált kiürülési egyenesek két-két évi átlagértékeit és a források azonos eredetű kiürülési szakaszainak átlagos és szélső értékeit. A táblázat adatai alapján megállapítható, hogy az összes mért forrás tárolóinak 90 %-os kiürüléséhez mennyi idő szükséges. Ezekből az adatokból kiszámítható a tárolók teljes kiürülési idejének területi középértéke, amely az 1.- 6 tárolóban rendre 8 nap, 27 nap, 2,5 hónap, 7 hónap, 1,4 év és 4,9 év.

Végül a matematikai vizsgálatok céljára a III. táblázatban megadtuk az „e”-ed részre vonatkozó hozamcsökkenések időtartamát is napban, vagyis a II táblázat átlag értékei és a 10-es és az „e” értéke közötti osztó szám hányadosait számítottuk ki, ami az időállandók elméleti értékének felel meg.

A II. táblázatban a vizsgált források átlagértékeinek figyelembe vételével készült el a 13 ábra, amelyen bemutatjuk, hogy a különböző tárolók kiürülésének meredeksége hogyan változik az egyes vizsgált források esetében.

3. Eredmények

A 3-10 ábra figyelembe vételével megállapítjuk, hogy a középső triász mészkőben kialakult Aggteleki-karszton a nagyobb források apadási időszakában kivétel nélkül kimutatható a kiürülés exponenciális szakaszokból álló összetett jellege. Ez a tény arra mutat, hogy a Nagy-Tohonya-forrás vízhozam csökkenésében talált törvényszerűségeen alapuló új fizikai karsztmodell jelenségei ténylegesen létező hidrológiai folyamatok. Valószínűnek tűnik, hogy más triász mészkőből felépült és hasonló klímájú közepes magasságú karsztterületen is lejátszódnak az Aggteleki-karszt forrásainak vízhozam változásában talált kiürülési törvényszerűségek.

A 13. ábrán jó áttekintést kapunk a 15 vizsgált forrás hat különböző tárolójának kiürülési időtartamáról és annak eltéréseiről. Az ábra legfelső sorában a barlangi fő-ágak kiürülési értékeit ábrázoltuk. Az alacsony oszlopok rövidebb-, a magas oszlopok hosszabb-időtartamú kiürülést jelentenek. A leggyorsabb kiürülés a Jósva-, a Komlós-, a teresztenyei Barlang-, ill. a Kecsekút-forrás vízrendszerében található. A vizsgálat eredménye helyesen mutatja meg, hogy a legnagyobb méretű barlangi főágak a Baradla, a Béke-, ill. a Szabadság – barlangban alakultak ki. Új eredmény, hogy ide tartozik a Teresztenyei-barlang is. Kisebb tágasságú barlangi főágakat lehet feltételezni a közepes kiürülési időtartamok alapján a Kopolya-, Csörgő-Kastélykerti, Tapolca-, Kis-Tohonya-, és Lófej-forrásnál, melyek közül rövid szakaszon ismert a Kopolya- és a Csörgő-forrás barlangja, és a Vass Imre-barlang. Végül a leglassúbb kiürülést a Pasnyag-, valamint a Vecsem-, Bolyamér és a Nagy-Tohonya-forrás főágában, azaz a Meteor-, az Eötvös-, és Kossuth-barlangban találtuk. Ez utóbbi eredmények reálisnak mondhatók, ha figyelembe vesszük, hogy az Alsóhegy felszínén nemkarsztos vízgyűjtő terület nem tudott tartósan kialakulni. A Kossuth-barlangban pedig a nagyméretű főág akkor alakult ki, amikor a barlangot magában foglaló kőzet-blokk még nem emelkedett ki olyan mértékben, hogy a barlangi vízfolyás az alsó triász korú agyagpalás mészkő jelenlegi szűk járataiba kényszerüljön (lásd a mai szifonos végpontot).

Barlangi mellékágak tekintetében a Bolyamér-, Kecsekút-, és a teresztenyei-Barlang-forrásnál találtuk a leggyorsabb kiürülést. Közepesen gyors a kiürülés a Lófej-, Kopolya, Csörgő-, Kastélykerti-, és a Tapolca-forrás esetében. A viszonylag leglassúbb értékeket a Jósva-, Pasnyag-, Komlós-, Kis-Tohonya-, és a Nagy-Tohonya-forrás rendszerében találtuk. A nem várt eredmény az új karsztmodell leírásából következik. Egyrészt figyelembe kell venni, hogy nemcsak a legnagyobb, hanem a legszűkebb barlangi mellékágak is részt vesznek a kiürülésben. Másrészt a hegység egyes kőzetblokkjainak kiemelkedése következtében az utóbb említett források rendszerében a kiürülés időtartamát az alsóbarlangokban kialakult fejletlen mellékágak szűkebb keresztmetszeti mérete szabja meg.

A 3. 4 és az 5. tárolóra, vagyis a főtörés-rendszerre, az elemi blokkok mellék-töréseire és a mikro-repedés rendszerre olyan eredményt kaptunk, hogy a leglassúbb kiürülés a Nagy-Tohonya- és a Csörgő-forrás rendszerében fordul elő. Ez az eredmény megerősíti azt a tényt, hogy e források vízgyűjtő-területén található a legnagyobb dolomit előfordulások

4. Összegzés

Az Aggteleki-karsztvidéken fakadó Nagy-Tohonya-forrás 1970 évi apadási idősorában talált öt exponenciális szakaszban történő egyre lassúbb kiürülés jelenségének első megfigyelése (CSER F. 1978) meglepetést okozott a szakemberek körében. A jelenség okainak későbbi felismerése betekintést engedett a triász korú mészkő karszt valóságos szerkezeti felépítésébe és tényleges hidrológiai működésének mechanizmusába. Fény derült arra, hogy logaritmikus léptékű hozam-ábrázolás esetén az exponenciális egyenesekből álló öt oldalú kiürülési poligon csak úgy alakulhat ki, ha a karsztban a források utánpótlását szintén öt, csökkenő keresztmetszetű tároló kifolyása egymást kizáró módon hozza létre. Néhány hegylábnál fakadó forrásnál azt is megfigyeltük, hogy a hidegvizű tárolók kiürülésének végén megjelenik a langyos vizű 6. tároló, vagyis a mélykarszt kiürülésének egyenese is.

E különös jelenség vizsgálata új, fizikai karsztmodell kialakítására vezetett. E szerint a kimutatott öt tárolót a kiürülés sorrendjében a függőleges főtörés-hálózatban kialakult barlangi fő-ág, a fő-ág mellék-ágai, maga a főtörés-háló, valamint az azok által közbezárt elemi-közetblokkok mellék-törései és mikro-repedezettsége képviselik. Kiderült, hogy a barlangi főágban történő áradás (a felszíni folyók áradásához hasonlóan) visszaduzzasztással gátolja a barlangi-mellékágak kifolyását. Ilyen kizárási effektus - a tágabbtól a szűkebb járatok felé haladás elve alapján. - az összes többi tároló között is létrejön.

A vizsgált karsztforrások vízhozamának sokévi regisztrálása és gépi adatfeldolgozása után most először nyílt lehetőség arra, hogy e tanulmányban ellenőrizzük a fenti jelenség érvényességét a hegység teljes területére. A több szakaszban történő kiürülést minden nagyobb karsztforrásnál megtaláltuk. Valószínű, hogy a jelenség más, hasonló klímájú és magasságú triász-karszton is kimutatható. A vizsgált források tárolóinak átlagos kiürülési időtartamát is meghatároztuk. Az azonos tárolók kiürülési időtartamát összehasonlítva arra az eredményre jutottunk, hogy e vizsgálatok segítségével megállapítható az egyes forrásokhoz tartozó barlangi főágak tágassági sorrendje és következtetni lehet a források vízgyűjtő területének mészköves, vagy részben dolomitos felépítésére is.

IRODALOM

BOULLIN, O.-FLANDRIN, J.-FORKASIEWICZ, J.-PALOC H.-POITRINAL, D.(1973): Contribution a la coanissance hidrodynamique d'un réservoir

- aquifère calcaire d' après l'exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse. - Texte présenté au 2^{ème} Coll. Int. sur les Eaux Souteraines. Palerme. (Italie).
- CSER F.* (1978): The analitical Determination of stored Water of karstic Springs. - Nemzk. Karszthidr. Szimp. közl. Budapest. p. 129 - 140.
- IZÁPY G.-MAUCHA L.* (1993): The discharge-quality relationship interpreted for karst springs by a new karstmodel. - Bulletin de la Societé Geographique de Liege. p.53 - 60.
- IZÁPY G.-MAUCHA L.* (1994): Hydrochemistry of the karst springs in the Jósvafő region. Karst and Cave Research in Hungary. - Az 1992-évi jósvafői karszt-konf. közl. MKBT kiadv. Budapest. p. 91 - 100.
- KOVÁCS GY.* (1979): Töredezett repedéses kőzetek szivárgási tényezője és áteresztőképessége. - VITUKI Köz. 10. Budapest.
- MAUCHA L.* (1978): Jósvafő környéki karsztforrások kiürülési folyamatának vizsgálata. - Nemzk. Karszthidr. Szimp. közl. Budapest. p. 174 - 186.
- MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. - Könyv. VITUKI.RT. kiadv. az OTKA támogatásával, 417 p.
- MAUCHA G.* (1993): Szabadfelszínű nyílt karsztok kiürülési viszonyainak modellezése. - Szakdolgozat, Kézirat, ELTE Geofizikai Tanszékének könyvtára. Budapest.

A KATONA-FORRÁS FELTÖRÉSÉVEL KAPCSOLATOS KÉRDÉSEK

FOGARASI SÁNDOR

Észak-Dunántúli Vízmű Részvénytársaság, Tatabánya, pf., 117. 2801.
Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,
Szeged, Pf. 653. 6701. fogarass@sol.cc.u-szeged.hu

Abstract: This issue was based on the questions about the reexisting of the Tata springs. There was investigated of there infiltration area and the process of former decreasing and actual increasing of the karstic-water level. The work have tried to show relationship between the water level and the water exploitation, the perecipitation. Last there was developed a scenario: how will changing these elements of the karstic-water in the future.

1. Bevezetés

A Dunántúli-középhegység karsztvízszintjei a vízemelések nagymértékű csökkenése következtében 1990 óta emelkednek. Ennek látványos jelei az egykor elapadt források feltörései. (Egykor ugyanezek elapadása figyelmeztetett a karsztvízrendszer fokozódó túltermelésére.) Az Öskü környéki források és a Tapolcai tavas-barlang forrásainak pozitív nyomásúvá válását követően 2001 májusában a Tatai források is „megszólaltak”.

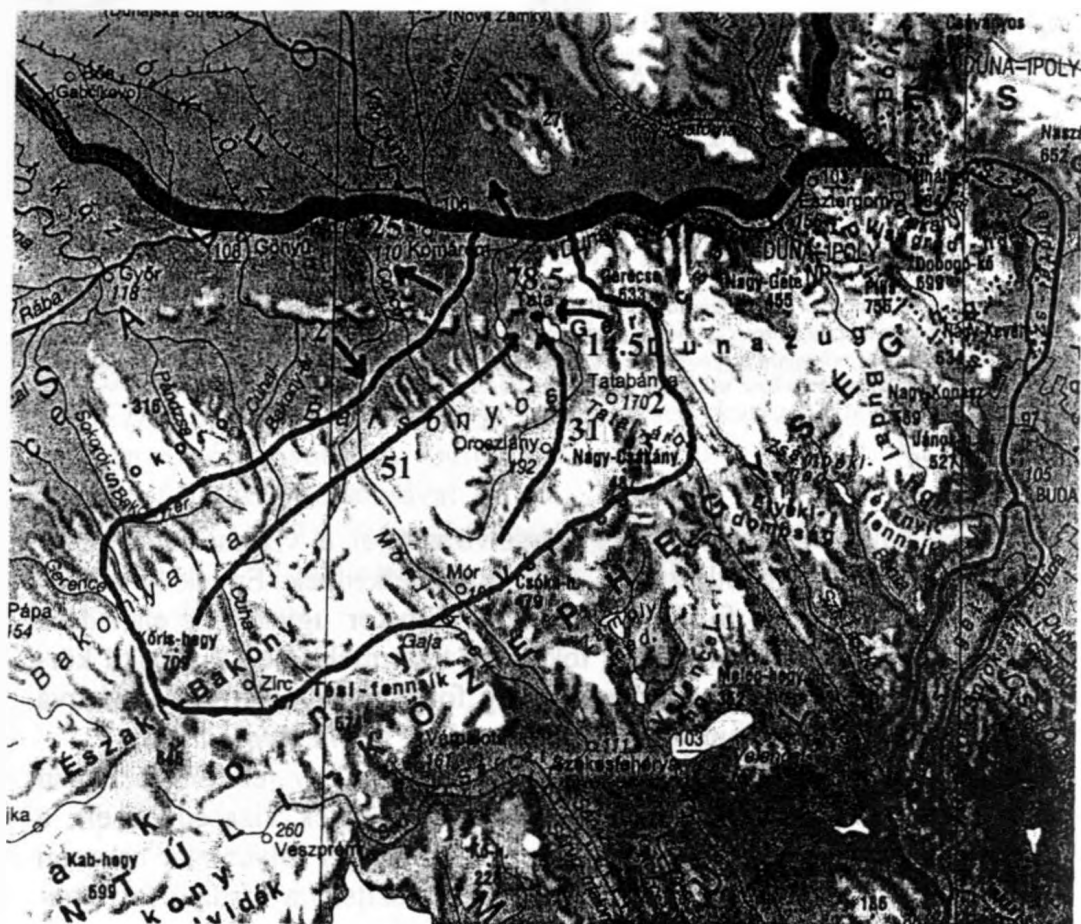
Ez a természeti-környezeti szempontból attraktív jelenség azonban újabb problémákat vethet fel (például milyen területek vizesednek el), a tudománynak pedig lehetőséget ad, hogy a feltöltődés folyamatát nyomon kövesse, magyarázza, esetleges prognózisokat készítsen a várható folyamatokra.

2. A források és vízgyűjtő területük

A Tatai-források elnevezés csak gyűjtőneve több, a mai Tata (régén Tata és Tóváros) térségében fakadó forráscsoportnak. Ezek a Gerecse nyugati, a Vértes északnyugati és a Bakony északi részén beszivárgott vizeket vezették le természetes formában. (1. ábra)

Vízgyűjtő területük 176,8 km²-re tehető. (FOGARASI, S. 2001a) Érdekes, hogy jóllehet a források a Gerecse lábánál törtek felszínre, geológiai okokból beszivárgási területüknek csak mintegy 1/6-od része található itt, 1/3-a a Vértesben, csaknem fele a Bakonyban van. Miután a felsorolt területeken ebben a sorrendben nő az egységnyi területre jutó beszivárgás, el-

mondhatjuk, a Tatai források hozamának túlnyomó része a Bakonyból származott, csak töredékét képezte a Gerecséből érkező utánpótlás.

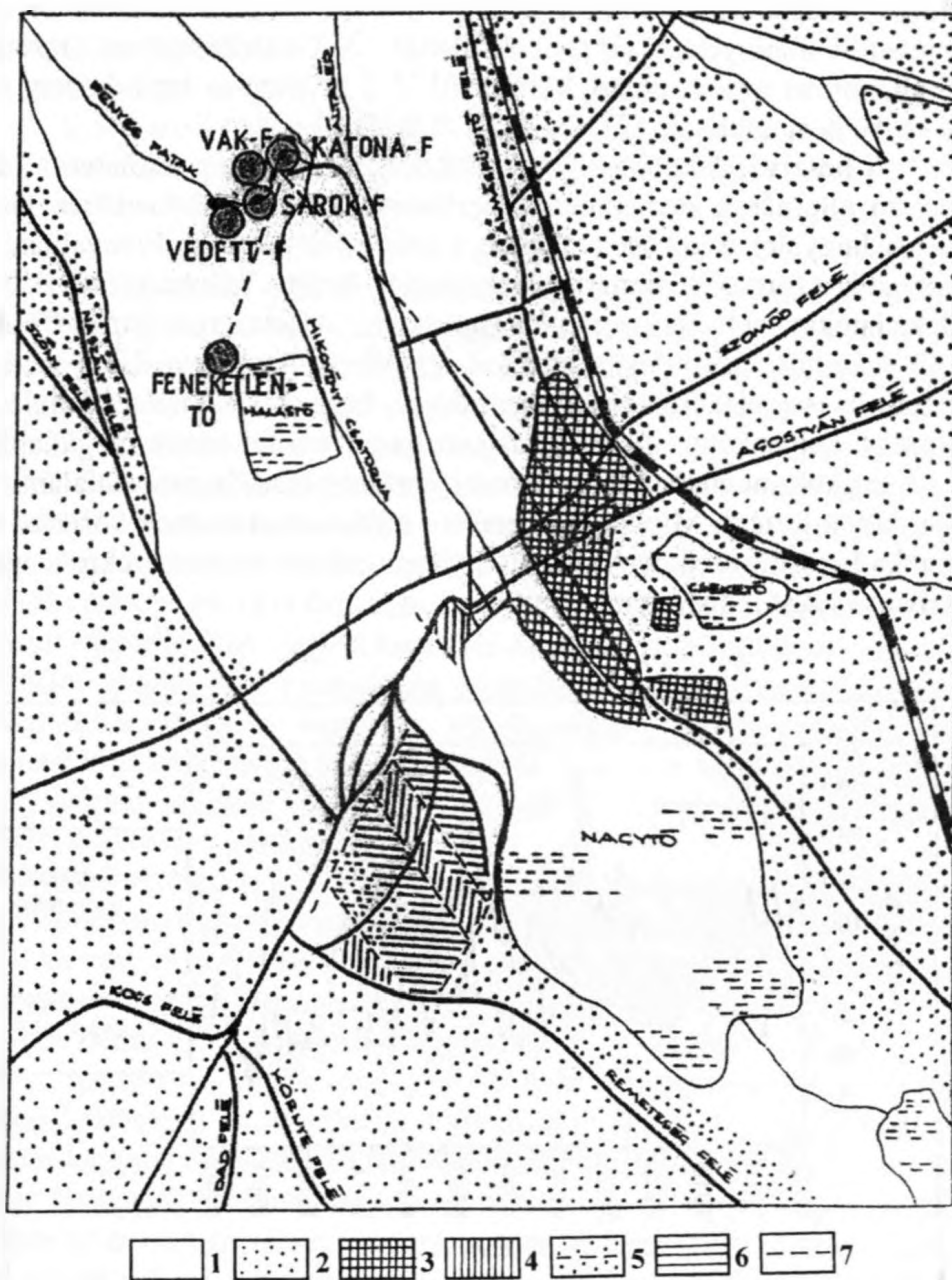


1. ábra: A Tatai-források vízgyűjtőterülete és természetes vízforgalma
 Fig 1 The infiltration area and the natural water budget of the Tata springs

Mindegyik forráscsoport egy-egy nagyobb törésvonalra volt felfűzhető, a legbővizűbbek két törésvonal kereszteződésénél fakadtak. (HORUSITZKY, H. 1923, 2. ábra) (Az ábrán csak a Fényes-forráscsoport tagjai szerepelnek, miután gyakorlatilag valamennyi, jelölt törésvonal mellett voltak vízfeltörések, összesen 32.) Általában minél alacsonyabban helyezkedtek el, annál bővizűbbek voltak.

A források fokozatosan apadtak el. Az 1949-es, nagyon kis beszívást eredményező évet követően nem működött többet a korábban túlfolyó

jellegű Angyal-Pokol ikerforrás (+141mBf). A címben szereplő Katona-forrás az utolsó működő forráscsoport, a Fényes-források (+119,5 mBf) tagja volt, vizet 1971 júniusában szolgáltatott utoljára, többszöri, átmeneti szünetelés után.



2. ábra: A Fényes-források elhelyezkedése

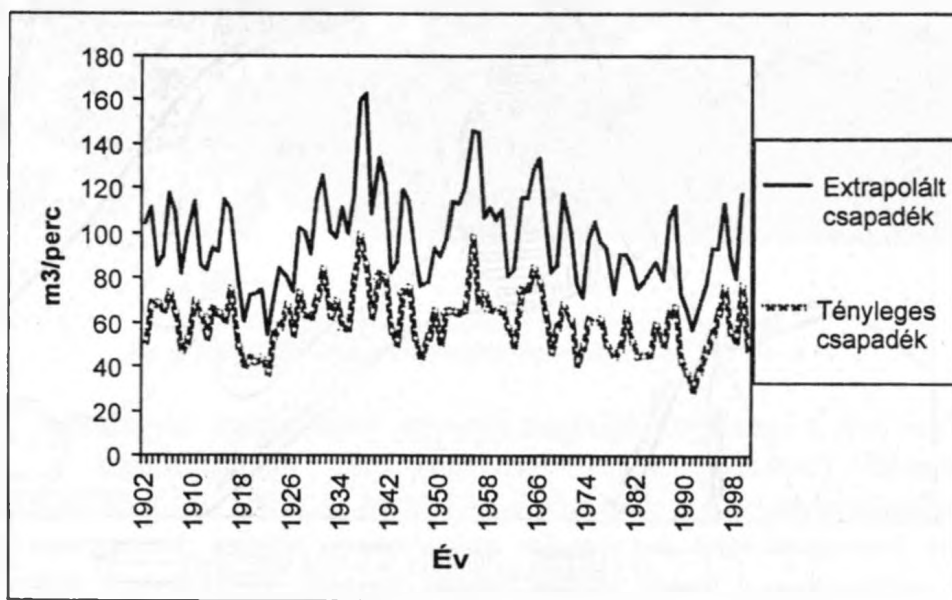
Jelmagyarázat: 1. holocén, 2. plio és pleistocén, 3. édesvízi mészkő, 4. kréta mészkő, 5. triász mészkő, 6. júra mészkő, 7. törés

Fig. 2 Situation of the Tata springs

Legend: 1. Holocene, 2. Pliocene and Pleistocene, 3. travertine, 4. Cretaceous limestone, 5. Trias limestone, 6. Jura limestone, 7. joint

A Fényes-források csoportot öt, egymással felszíni összeköttetésben álló forráskürtöből állt. Nevük régiesen Tóvárosi Nagy-, Tóvárosi Kis-, Tatai Nagy-, Tatai Kis-forrás, illetve Feneketlen-tó voltak. Ma Katona-, Vak-, Sarok-, Védett forrásként tartják őket számon, a Feneketlen-tó neve nem változott. Elapadásuk előtt az első négy volt aktív, és a Vak-forrás kivételével jelentős mennyiségű vizet szolgáltatott. A Tata térségében, „természetes” állapotban tapasztalható, körülbelül $78,5 \text{ m}^3/\text{perc}$ -es forráshozam mintegy 45-50%-át adhatták. (FOGARASI, S. 2001b)

A beszivárgás pontos értékeinek meghatározása a területen a csapadékmérő állomások nem megfelelő elhelyezkedése következtében problémás. A hegylábi állomások alapján számított értékek nyilvánvalóan nem képezhetik a források vízmérlegének alapját. Ezért a munka extrapolált csapadékadatokat vett az „éghajlat-kapcsolati” módszerrel (MAUCHA, L. 1990) számított beszivárgás alapjául. (3. ábra) Az extrapoláció az egyes állomások csapadéértékeinek egymáshoz képesti viszonyán alapul, több évtizedes, helyenként 100 éves adatsort használva fel ennek megállapítására. Az értékek meghatározása nemcsak területenként, hanem oldalanként is külön-külön történt. Mindezek ellenére a módszernek vannak korlátai, ezért a munka kontroll-eredményként a tényleges mérési eredményekre alapozott beszivárgásokat is figyelembe vette.



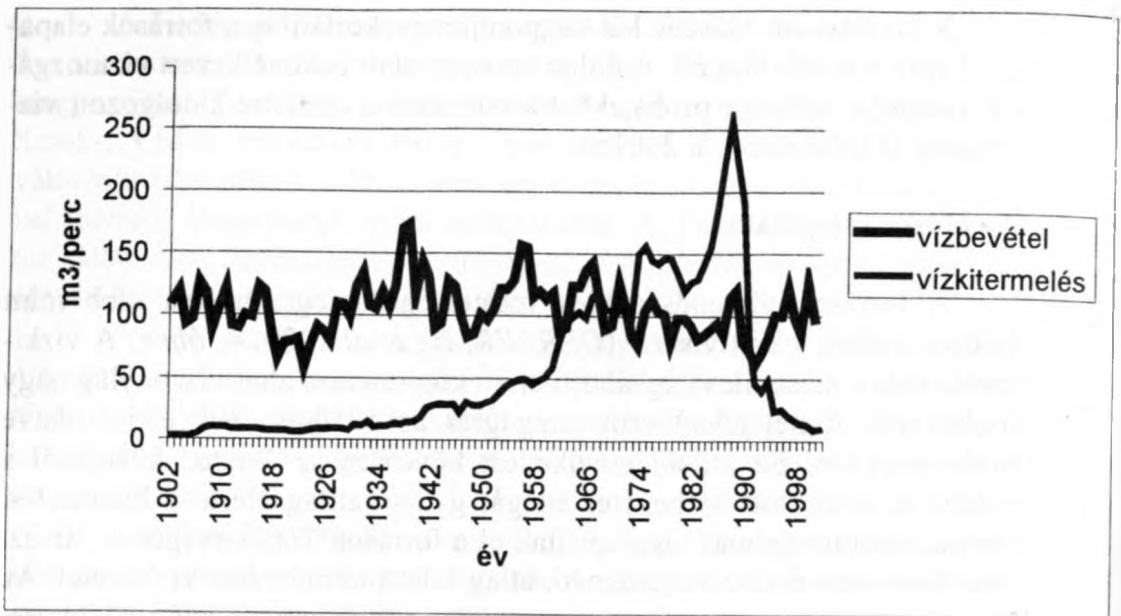
3. ábra: Tényleges és extrapolált csapadékadatok alapján számított beszivárgás a Tatai-források vízgyűjtőjén
 Fig. 3 Infiltration calculation by measured and by calculated precipitation datas, on the water reservoir of the Tata springs

A kiválasztott időszak két végpontján gyakorlatilag a források elapadása, illetve újraindulása áll. A dolgozat az ez alatt bekövetkezett vízmozgásokat vizsgálja, mintegy próbájaként a korábban a területre kidolgozott vízmérlegnek (FOGARASI, S. 2001b).

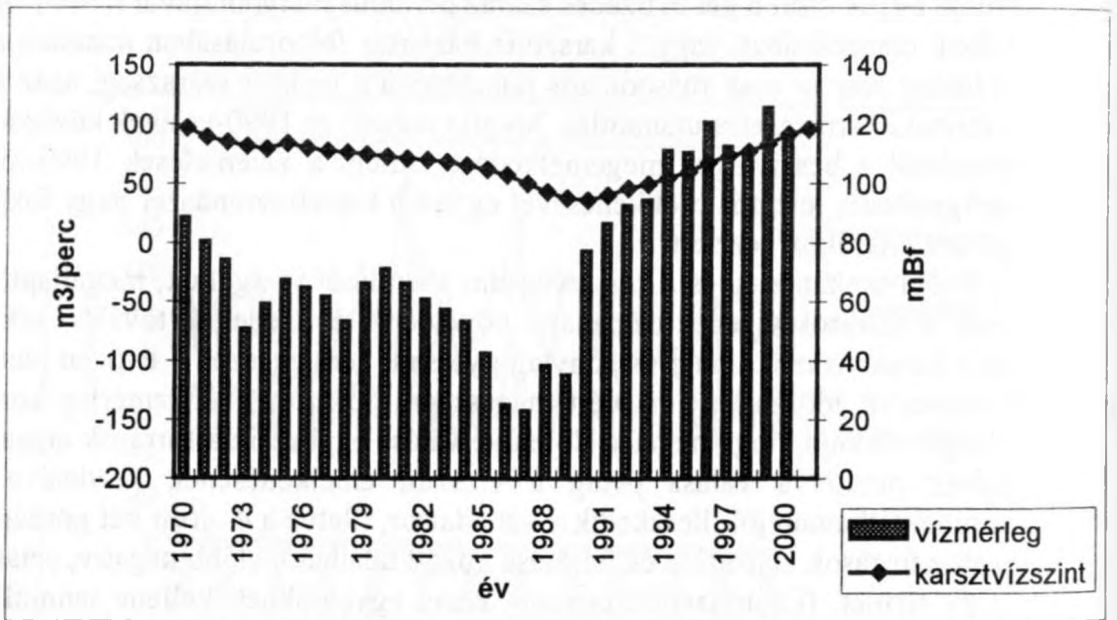
3. Az idősor vizsgálata

A források vízrendszerének mesterséges megcsapolása több mint száz éves múltra tekint vissza. (GERBER, P., et al 1989, 4. ábra) A vízkitermelés már a második világháború alatti konjunktúra alatt viszonylag nagy mértékű volt. Ennél jelentősebb megugrás az 1950-es évek eleje, illetve 1960-as években. Ez utóbbi emelkedést követően az évtized közepétől a természetes, számított vízbevétel átlagát gyakorlatilag elérte a kitermelés. Az évtized során egymás után apadtak el a források Tata térségében, de ezt időben kitolta az évtizedre jellemző, átlag feletti természetes vízbevétel. Az 1970-es évek elején a természetes utánpótlás átlagát meghaladó vízkitermelést szintén a csapadékos évek egyensúlyozták. Ezt követően azonban kis beszivárgású évek következtek, a vízkitermelés pedig 1974-ben elérte első, kisebb maximumát. A vízkitermelés abszolút maximuma (1987) többekévébe esett a két évtizedes száraz periódus mélypontjával (1990). A források elapadásában vagy a karsztvíz-háztartás felborulásában azonban a tanulmány szerint csak másodlagos jelentőségű a légköri szárazság, azaz a kis mértékű természetes utánpótlás. Megfigyelhető az 1990-es évek középső harmadától a beszivárgás megemelkedése, amely a vízemelések 1990-től megfigyelhető, jelentős csökkenésével együtt a karsztvízrendszer nagy fokú regenerálódásához vezetett.

Ha a vízmérleg és a karsztvízszint alakulását vizsgáljuk, megállapíthatjuk: a források vízének elapadását követően 2 évtizeden át tovább csökkent a karsztvízszint, majd viszonylag gyorsan, nem egészen 1 évtized alatt állt vissza az időszak elején mért magasságra. (5. ábra) A vízmérleg korrektségét mutatja, hogy negatív előjelűvé válása egybeesik a források elapadásával, pozitívvá válása pedig a vízszint emelkedésének kezdetével. Szemmel láthatóan jól illeszkedik a két adatsor, illetve a 4. ábra két görbéje között a források elapadása és feltörése között található, előbb negatív, aztán pozitív terület. (Utóbbiaknak ugyanis közel egyenlőknek kellene lenniük, azonban ez nincs így, mivel a számítás nem tartalmazza a vízszint süllyedésével jelentkező, csak nagyságrendileg meghatározható járulékos utánpótlásokat a szomszédos víztestekből. Ezekkel kb. 1997-ig lehet számolni, azóta ismét a karszt víznyomása pozitív környezetéhez képest.)



4. ábra: Vízkitermelés és vízbevitel a Tatai-források vízgyűjtőjén
 Fig. 4 Natural water input and water exploitation on the water reservoir of the Tata springs



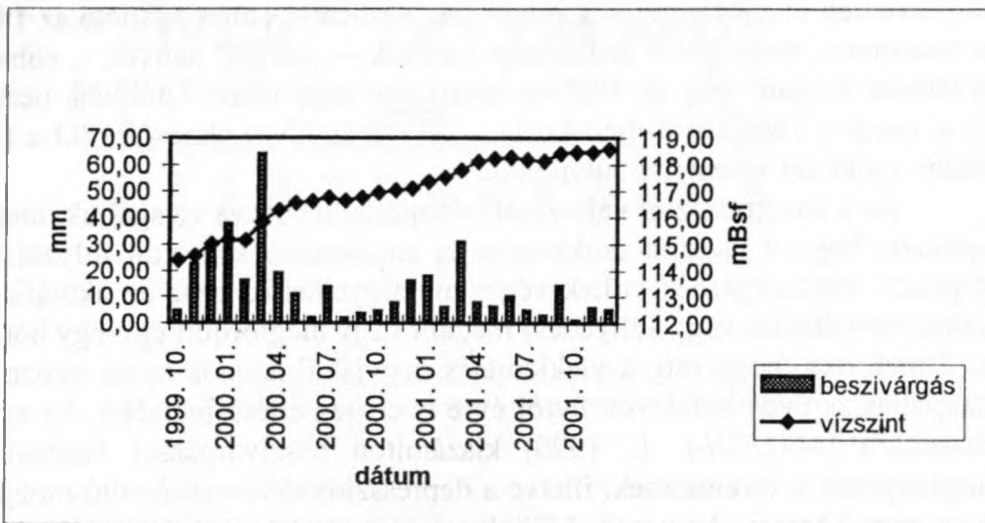
5. ábra: A Tatai-források vízmérlege és a Fényes-forrásoknál mért karsztvízszint
 Fig. 5 The water budget of the Tata springs and the karstic-water level at Fényes springs

A vízmérleg, illetve a vízszint változása között nem látható teljesen egyértelmű kapcsolat, két időszakot kivéve. Ez az 1980-as évek végének rendkívül negatív értékei, illetve 1999 nagyon magas pozitívuma. Az, hogy csak ezekben az esetekben sikerült szorosabb kapcsolatot kimutatni a két elem között, valószínűleg a karsztvíz játékaival, belső mozgásaival magyarázható. Ezt fokozhatta a megcsapolások nagy területi változása. (A Fényesforrások és egyáltalán Tata térségéhez ugyanis kezdetben viszonylag közel helyezkedtek el a kitermelések – Nyugati-Sasbérc -, ehhez köthető az 1974-es maximum, majd jóval távolabbra kerültek – „eocén” bányák -, ebben a térségben valósult meg az 1987-es maximum nagy része. Utóbbiak bezárásával ismét a Tatabányai-medencébe – XIV/a és XV/c akna - került a töredékére csökkent vízemelés súlypontja.)

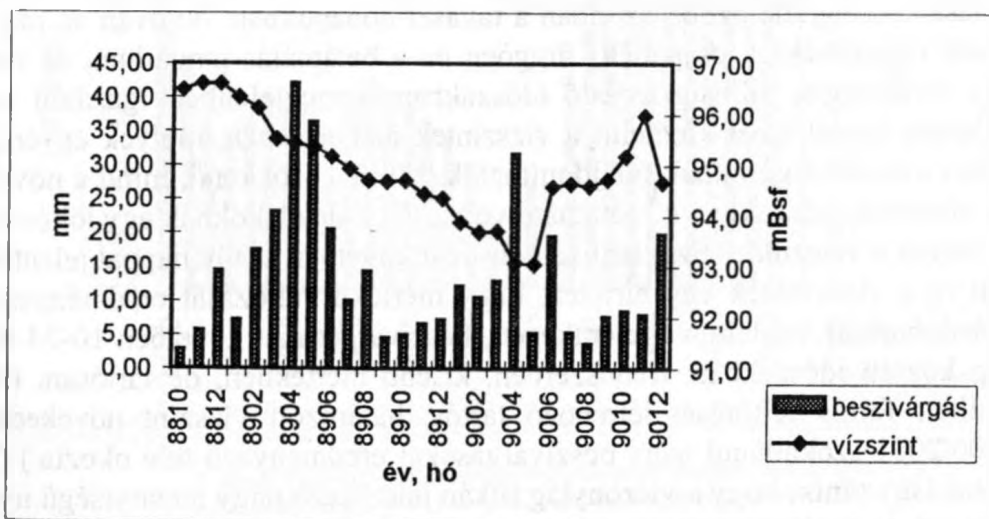
Ha a karsztvízszint változását hónapokra lebontva vizsgáljuk, megállapítható, hogy a vízszint csökkenése és emelkedése sem volt folyamatos. „Ugráló” vízszintgörbék voltak végig megfigyelhetők, azaz az aktuális folyamat (emelkedés vagy süllyedés) megállt vagy megfordult egy-egy hónapra. Ennek oka, hogy míg a vízkiemelés nagyjából azonos egész évben, az utánpótlás az éven belül, sőt, évről évre is erősen eltérő mértékű. Az egyes hónapokra (MAUCHA, L. 1990) kiszámított beszivárgással kapcsolatot megállapítani a vízemelések, illetve a depressziós tölcisérek önálló mozgása miatt nem könnyű. Az egyes, különböző időpontokban a víztárolóba beérkezett utánpótlási tételeket is nehéz különválasztani, miután azok hatásukat egymással keveredve, eredőként fejtik ki.

A beszivárgás októbertől kezdve jelentkezik a karsztvízszintek alakulásában, legjellemzőbb azonban a tavaszi hónapokban. Nyilván az időjárástól (hőmérséklet, csapadék) függően ez a betáplálás januárban, de akár egy folyamatos, júliusig terjedő időszakban is megjelenhet. Igazából két, jellemző hatást lehet kiemelni a vízszintek alakulásában, melyek egyértelműen a beszivárgásoknak tulajdoníthatók. Mind a csökkenő, mind a növekvő vízszintű időszakban kimutatható volt a téli csapadékoknak egy lökészerű hatása a vízszintre. Ez a realizálódásukat követően 1-4 hónappal jelentkezett és a vízszintnek egy hirtelen, nagy mértékű változását eredményezte. Másik hatásuk késleltetve jelentkezett, beszivárgásukat követően 10-24 hónap közötti időszakban, trendszerűen, kisebb mértékben, de tartósan. (Az említett forrás feltörését létrehozó tartós, határozott vízszint növekedést 2000/2001 szokatlanul nagy beszivárgásokat eredményező tele okozta.) (6. ábra) Úgy tűnik, hogy a viszonylag ritkán jelentkező nagy mennyiségű nyári beszivárgás hatása e kettő között van: realizálódása után 1-2 hónappal, mintegy fél éven át határozottabb trend formájában emeli meg a vízszintet.

(A tavaszi és a nyár eleji csapadék hatása összegződött 1990 júniusában a vízszintmozgás trendjének megváltozásában. 1990 tavasza és nyár eleje is csapadékos volt. A vízszint így előbb ugrásszerűen, majd trendszerűen fél év alatt 2 métert emelkedett. A vízbányászatot 1989 végén, 1990 elején állították le Nagygyházán., 7. ábra)



6. ábra: A havi beszivárgás és a karsztvízszint alakulása a Fényes-forrásoknál 1999-2001
 Fig. 6 Karstic-water level at the Fényes springs and monthly infiltration on its reservoir area between 1999 and 2001



7. ábra: A havi beszivárgás és a karsztvízszint alakulása a Fényes-forrásoknál 1988-90
 Fig. 7 Karstic-water level at the Fényes springs and monthly infiltration on its reservoir area between 1988 and 1990

4. Eredmények

- a. A Tatai-források vízmérlege az 1990-es évek elejétől egyre növekvő mértékben pozitív. Ennek következményeként a vízszint gyakorlatilag 1 évtized alatt 2 évtizedes csökkenést állított helyre, így 2001 májusában feltört a legmélyebben fekvő, 1971 júniusa óta nem működő forrás.
- b. A karsztvíz mozgásának tanulmányozása Tata térségében megerősítette a korábban már észlelt jelenségeket: a beszivárgott víz egy része néhány hónap alatt (*KESSLER, H. 1954*), másik része 1-2 év alatt (*MAUCHA, L. 1990, FOGARASI, S. 1995*) jelenik meg a nagy tömegű karsztos közettömegek vízszintjében.
- c. A Katona-forrás feltörésével lezárult Tata térségében a karsztvíz szintjének látványos, ugrásszerű emelkedése. A további növekedést egyre erősebb negatív visszacsatolások fogják majd vissza.
- d. A korábban (*FOGARASI, S. 2001/1*) előrejelzett, mintegy 139 mBszf karsztvízmagasságot Tata térségében a tanulmány úgy módosítja, hogy ennek a vízszintnek a kialakulása hosszú időt, több évtizedet vesz igénybe.
- e. A forráshozamok gyors, tartós visszatérését éghajlati okok is akadályozzák.

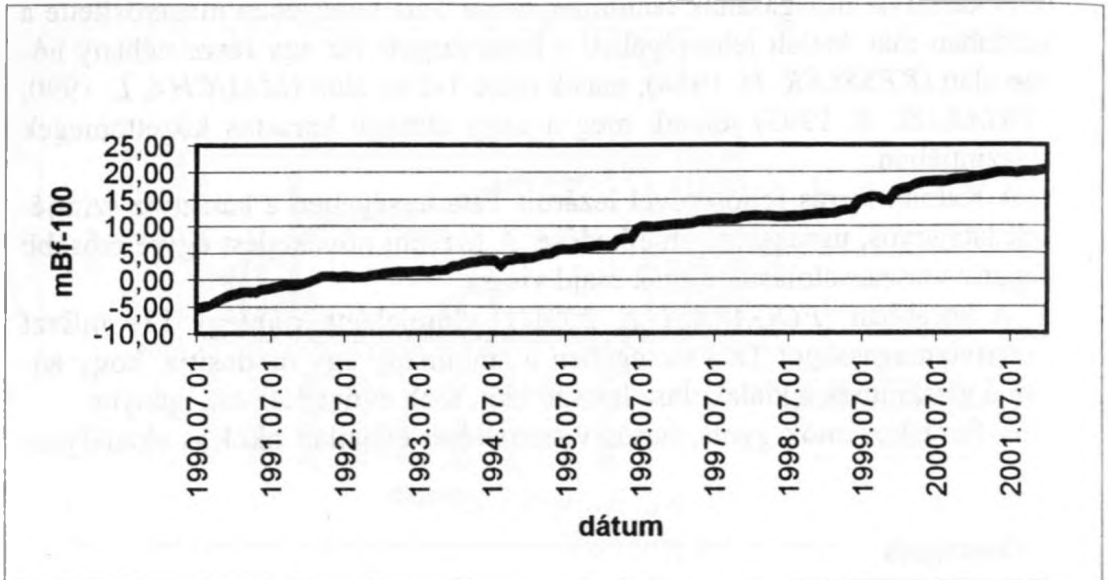
5. Összegzés

Tatán a karsztvízszint korábbi, intenzív emelkedése, mint a vízszint görbén is látható, 2001 májusától megtorpant. Ez a jelenség nemcsak közvetlenül a Fényes-források (a jelenlegi lecsapolás) térségében (itt csak 119,5 mBf-ig, azaz összesen már csak kevesebb, mint egy métert emelkedhet a karsztvíz), hanem a mintegy 20 méterrel magasabban és több kilométerrel odébb elhelyezkedő Pokol-fúrásnál is megfigyelhető. (8. ábra)

A korábbi mértékű növekedés a távolabbi jövőben sem várható. Ennek oka nemcsak a jelenleg már működő forrásnak a vízszint emelkedésével egyre fokozódó lecsapoló hatása, hanem az is, hogy idővel egyre újabbak lépnek majd működésbe. (A forrás működéséből származó vízvesztés 2001-ben az összes kiadásnak 2,6%-a volt, 2002-ben már kb. 5%-át teszi majd ki.)

Az elkövetkező 1-2 évben a vízszint emelkedését a 2000-es és 2001-es év nagyon kis mennyiségű beszivárgása is akadályozni fogja. Különösen kevés a 2001/2002-es tél vízbevétele (a csapadék negatív rekord a mérések kezdete óta), mely azt eredményezi, hogy a 2002-es év, hacsak nem lesz nagyon csapadékos, megint nagyon alacsony beszivárgást eredményez majd. Úgy tűnik tehát, hogy az elmúlt 2 évben egyre fokozódó légköri szá-

razság alakult ki a területen, mely szintén visszafogja a vízszint növekedését. A beszivárgás egyre szélsőségesebbé válása figyelhető meg az utóbbi évtizedben, az új eredmények tehát megerősítik a korábbi feltételezéseket. (FOGARASI, S. 2001a)



8. ábra: A vízszint változása Tatán, a Pokol fúrásnál
 Fig. 8 Changing of the karstic-water level at Pokol well, Tata

IRODALOM

- BÖCKER, T. (1974): Beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határcsapadék módszerével - VITUKI beszámoló, 1974
- CSEPREGI, A. (1985): A karsztos beszivárgás számítási módszereinek összehasonlítása a vízszintváltozások eredményeivel - Hidrológiai Közlöny, 1985, 3., p. 130-133.
- FOGARASI, S. (1995): A Dunántúli-középhegység karsztvízrendszerének modellje - Modellek a természetföldrajzban, Acta Geographica Szegediensis különszáma, JATE Természetföldrajzi Tanszék
- FOGARASI, S. (2001a): A beszivárgás változásának éghajlati okai a Dunántúli-középhegységben – Karsztfejlődés VI., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 71-81.

- FOGARASI, S.* (2001b): Visszatérnek-e a Tatai-források? - Földrajzi Kutatások 2001, Magyar Földrajzi Konferencia Abstract kötete, SZTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szeged
- GERBER, P., et. al* (1989): A Tatabányai Bányák karsztvíz kiemelésének alakulása és hatása a környezet nyugalmi vízszintjére, Tatabánya
- JUHÁSZ, J.* (1987): Hidrogeológia - Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 449-454.
- HORUSITZKY, H.* (1923): Tata és Tóváros környékének hidrogeológiája és közgazdasági jövője - A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXV. kötet, 3. füzet, Magyar Tudományos Társulatok Sajtóvállalata Rt., Budapest
- KESSLER, H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség meghatározása karsztvidéken - Vízügyi Közlemények, Budapest, 1954, 2.
- LENKEI, T.* (1943): A tatai langyos források 1941 és 1942 évi hozam és hőmérséklet mérése - Hidrológiai Közlöny, 23. évf., p. 7-12.
- LORBERER, Á.* (1986): A Dunántúli-középhegység karsztvíz földtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntés előkészítő értékelése - VITUKI témajelentés
- MAUCHA, L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása - Hidrológiai Közlöny, 70. 3., p. 153-161.

AZ IMÓ-KŐ IDŐSZAKOS KARSZTFORRÁSA ÉS FORRÁSBARLANGJA

TÓTH GÉZA

Eszterházy Károly Főiskola, Földrajz Tanszék, 3300 Eger Eszterházy tér 1.

Abstract: The famous periodic karst spring of the North Hungarian Bükk rises south of Tarkő under the rockface of Imó-kő, at 450 m height above the sea level. It is active in spring after a lot of rainfall, sometimes in midsummer, or late autumn due to rain. All the year round the cave of the spring is dry, and its 70 m long levels are accessible. The spring is activated by the increasing karst water below the plateau of the Bükk. Its maximum water output is 200-220 lit/sec.

1. Bevezető

Az Imó-kő időszakos karsztforrása a Bükk-fennsík leszivárgó karsztvize által megemelkedett karsztvíz tömeg hatására lép működésbe. Aktivitása néhány naptól egy-két hónapig eltarthat. Az Imó-kő triász mészkőfala fedett karsztból emelkedik ki, de vízföldtani kapcsolata a Bükk-fennsík felé északra bizonyított, délre pedig valószínű. Éveken keresztül végeztem rendszeres forrásmegfigyelést és vízhozamméréseket, továbbá karsztvízösszefüggés vizsgálatokat. Ezen kutatások eredményeként megismertük a forrásműködés okát és jellemzőit, valamint a karsztos vízgyűjtő területet. A forrásbarlang több ágra különülve közelíti meg a felszínt, és a legalacsonyabb helyzetű erodálódott barlangjárat képezi az időszakos forrás vizét. A járatok a forrásküszöb alatt lejtnek és a kőzet vetődéseit követve többször megtörve szűkületekkel és lépcsőkkel képeznek mintegy hetven méter összhosszúságban.

E terület időszakos forrásainak vízleadásai - mint erre rámutattam (TÓTH G. 1984) - nem az általában közismert szivornyás működéssel magyarázhatók.

2. Az Imó-kő időszakos karsztforrásának helymeghatározása

Az Imó-kő a Déli-Bükk, pontosabban a Délnyugati-Bükk északi pereméhez közel helyezkedik el. A 950 méter magas Tar-kötől délre 500 méterrel alacsonyabban, 450 méter tengerszintfeletti magasságban nyílik a forrásbarlang az Imó-kő sziklafala alatt.

Az Imó-kő triász mészköve a júra agyagpalák lepusztulásával exhumálódott ki. Látszólag karsztos sziget, de a kőzet folytonossága, kapcsolata az északra és délre kibukkanó karsztos tömegekkel bizonyított illetve valószínű (TÓTH G. 1982b). Az Imó-kő triász mészkőfalába kb. másfél méter vastag radiolarit réteg települt a forrásbarlang felett. Ezt a forrásbarlang kivezető szakasza harántolja (BALOGH K. 1964.). A régebbi valamivel magasabb felszínre vezető járat végig mészkőben éri el a felszínt. A forrástól délre a karszterózióbázist képező júra agyagpalák láthatók a felszínen. Lényegében az Imó-kő sziklafala a Lök-völgy völgyfője.

3. Az időszakos karsztforrás a népi szózhagyományban és a korábbi irodalomban

Az Ima-kő palócos vagy szlovákos hangsúlyú ejtéséből származtatható az Imó-kő. A sziklafal feltehetően ősmagyar kultikus hely, ima-kő lehetett függőleges sziklafallal és rejtélyes, tavasszal bővizű forrással.

A szóbeszéd alapján ismert a felsőtárkányiak állítása, hogy a forrás megindulása előtt morgó, mennydörgésre emlékeztető hangok hallatszanak egyesek szerint a 8-10 km-re fekvő Felsőtárkányig. Megfigyeléseim alapján a forrásmegindulás lassú vízszintemelkedés eredménye, így az említett hangképződés alaptalan állítás. Ugyanakkor a járatok kisebb boltozataiban megrekedt légbuborékok kisodródásuk idején adhatnak szerényebb buborékoló "guggyógó" hangot. Mindezt a közelben tartózkodó mészégetők észlelheték, és felnagyítva továbbadhatták. Ugyancsak realitásokat nélkülöznek azon állítások melyeket magam hallottam a forrásnál vízmerítő favágótól, hogy kacsák és kismalacok is jöttek már ki a forrásbarlang vizével.

A forrás időszakosságáról rövid közlések jelentek meg (BÁRÁNY L. 1926, KERÉKES J. 1938, LANG S. 1942.). Közléseikben nagyrészt alkalmi és szórványos megfigyeléseket ismertettek vagy rendkívüli csapadékhoz kötötték a forrásműködést (AUJESZKY G.- KARÁCSONYI S.-SCHEUER GY. 1974.)

Az 1960-as évek végétől rendszeres és gyakori megfigyelést és vízhozammérést végeztem. Vízjelzések és karsztvisszaduzzasztási kísérlet egyre inkább feltárták az Imó-kő forrásának és üregrendszerének jellemzőit (TÓTH G. 1982a).

4. A forrás aktivitása és vízhozama

1967-től 1970-ig 4 év rendszeres megfigyelései és mérései alapján az Imó-kő időszakos forrása 12 %-ban volt aktív és 88 %-ban száraz. Ugyanakkor a Vörös-kői Alsó forrás 460 méteren valamivel magasabban fakad, de a karsztvíz lencséhez közelebb helyezkedik el, a négy év alatt 30 %-ban aktív és 70 %-ban inaktív állapotban volt (TÓTH G. 1978, 1984.).

Az Imó-kő forrása általában márciusban a tavaszi hóolvadást követő hetekben lép működésbe. Megelőzi a Vörös-kői Alsó forrás, amely a Szalajka 150 l/s-os vízhozamát követő napokban indul meg és 1-2 nap múlva aktivizálódik az Imó-kő forrása. A megemelkedő karsztvízlencse növeli a források vízhozamát rendszerint tükrözve a karsztban beömlő vizeket (első vízhozam-tetőzés) majd visszaesés után egy magasabb és tartósabb tetőzés következik a lassan leszivárgó vizek hatására (TÓTH G. 1974, 1978.).

Az Imó-kő forrása 200-220 l/s-os maximális vízhozamot szolgáltat, mindez április első felére várható. Aktivitásának hossza 1967-ben 70 nap, március 4-től május 14-ig tartott, 1970-ben pedig 58 napon adott vizet a forrás a tavaszi aktív szakaszban. 1970-ben a tavaszi aktivitás összes vízhozama 500 000 m³-t közelítette meg. A forrás vízhőmérséklete 7,6-8,2 C° között ingadozik, a legalacsonyabb értékek a legnagyobb vízhozamok idején jellemzőek.

5. Az időszakos forrás vízszolgáltatásának magyarázata

A szakaszosan aktív karsztforrások szivornyás un. intermittáló típusának leírását a szakirodalom régóta ismeri (BULLA B. 1954, TÓTH G. 1965.).

Ezt a magyarázatot már KEREKES J. 1938-ban sem vonatkoztatta a Bükk időszakos forrásaira. A karsztvíz időleges megemelkedésében látta a forrásaktivitás okát. Ezt az elgondolást számos vízhozam adat birtokában, rendszeres forrásmegfigyeléssel, vízjelzésekkel, karsztvíztérkép készítéssel a beszivárgás és forrásaktivitás összevetésével tovább fejlesztettük. Az állandó és időszakos források helyzete, magassága és a lényegesen, mintegy 80-100 métert megemelkedő karsztvíztetőzés feltételezése együttesen adták meg a források aktivitásának magyarázatát, megindulásuk időbeli sorrendjét. A déli irányba erősebben lejtő karsztvízfelület az állandó és időszakos források elhelyezkedése grafikus ábrázolásban nyert összegzést (TÓTH G. 1978, 1984.).

6. Kísérletek az Imó-kő forrásának részrendszerével

A karsztforrások és így az időszakos források fakadási helyét *STRÖMPL G.* (1914) a karsztvíz öv alsó zónájában feltételezte. Ezzel ellenében a karsztos képződmények és a karsztvíz jóval mélyebb kiterjedésével számolhatunk. Az Imó-kő forrása alatt a hozzá kapcsolódó részrendszer északra és délre, Felsőtárkány irányába is folytatódik.

A forrásbarlang visszahúzódó karsztvizét 5 kg fluoreszcénnel megfestettük, célunk a délre áramlás bizonyítása volt. A kísérlet sajnos eredménytelen maradt. Ennek ellenére a karsztvíz továbbáramlása valószínű. A forrás részrendszerében 150 l/s vízhozamnál eredményes visszaduzzasztási kísérletét végeztük el. Ennek hatására 1 atmoszférás víznyomás mellett nyugalmi állapot alakult ki és felfokozódott a felszínalatti tovaáramlás valószínűleg déli irányba (*TÓTH G.* 1982a). 1970 tavaszán a Fekete-sár-réten 20 kg majd a következő évben 50 kg fluoreszcénnel bizonyítottuk a négy időszakos forrás összefüggő részrendszerét és egyben a vízgyűjtő területüket (*TÓTH G.* 1982b). Az Imó-kőtől északra az elnyelődő patakvíz feltevésünk szerint csatlakozik az Imó-kő forrásának járataihoz. Azonban 1 kg methilénkék sem hozott eredményt ennek bizonyítására.

7. A forrásbarlang méretei és jellemzői

A forrásbarlang járatai átlagosan 1 méter széles és 2 méter magasak, ember számára a bevezető és szükületi szakaszok kivételével állva járhatók. A forrásküszöbtől befelé lejtősek a járatok jellegzetes lépcsőkkel és szükületekkel. A járatok szinteltolódásai kőzettani, tektonikai okokra vezethetők vissza. A jelenlegi végpont valószínűleg szintén ilyen járatszinteltolódásnál és a legmélyebb ismert pont eltömődésével magyarázható. A járat metszete sok helyen típusos trapéz alak, azaz az allogén karsztfejlődés bizonyítéka.

A karsztvízvisszaduzzasztás típusos forrásdelta képződményt bizonyított, aktivizálódott jónéhány kisebb és nagyobb járat az aktív forrásjárat környezetében. A jelenlegi forrásbarlang járat fölött kb. 20 méterre egy korábbi főjárat eltömődött barlangja tátong. A megismert járatok típusos fejlődő eróziós, evorziós formákat mutatnak finom kvarc homokkal, mélyebben durva mészkő, radiolarit tömbökkel és kvarckavicccsal kitöltve. Cseppkövek az áramló víz hatására csak szórványosan és kis méretekben alakultak ki. Sajátos kvarchomok rétegeket összecementező sztalagmitok alakultak ki a legbelső folyosóban a padozaton. Minden réteg egy aktív periódus kvarchomok üledéke, amit a lecsepegő meszes oldatok összecementeztek.

8. Összegzés

A Bükk-hegység pliocén-pleisztocén kiemelkedése a karszterózióbázist fokozatosan a bevágódó völgyek völgyfőibe helyezte át. A magasan maradt inaktív forrásbarlangok és a jelenlegi karsztforrások között időszakos karsztforrások helyezkednek el, ezek között az Imó-kő forrása a legnagyobb vízhozamú és számottevő járható forrásbarlanggal rendelkezik. Aktivitásának oka a jelentősen feldomborodó karsztvíz felület. A hegység valószínűleg 540-550 méterig emelkedő karsztvíz lencséjének közös résrendszerre vízjelzésekkel bizonyított a négy időszakos karsztforrás esetében (a Vörös-kői alsó- és felső-, az Imó-kői- és a Feketeleni-időszakos karsztforrások). Valószínűleg dél felé áramlik az időszakosan felszínre nem jutó karsztvíz a fedett karsztban.

Az Imó-kő barlangja képződő erodálódó forrásjárat, amely a Bükk-fennsík karsztvízlencséjétől távolabb nyílik kismértékben felfelé irányuló kivezető járatral. A megemelkedő karsztvíztömeg tölti meg a járatait és biztosítja a forrásküszöbén történő túlfolyást, majd a növekvő vízhozamot. A forrásbarlangban az emelkedő és süllyedő karsztvízszint tanulmányozható megindulás előtt és az elapadást követően. A forrásbarlang eredményes tovább bontása esetén mintegy 20-30 méterrel mélyebben a karsztvíz felülete elérhető lenne és a járatban a karsztvízállás állandóan regisztrálhatóvá válna.

IRODALOM

- AUJESZKY G.-KARÁCSONYI S.-SCHEUER GY. (1974): A DNY-i Bükk karsztvízföldtani viszonyai - Hidr. Közl. 10. p. 465-474.
- BALOGH K. (1964): A Bükk-hegység földtani képződményei - MÁFI Évk. 2. p. 245-819.
- BARÁNY L. (1926): Időszakos források a Bükk-fennsík déli oldalán - Földr. Közl. 9-10. p. 15-16.
- KEREKES J. (1938): Az Eger környéki barlangvidék kialakulása - Barlangkutatás 16. p. 90-130.
- LÁNG S. (1942): Az imókői forrásbarlang (borsodi Bükk-hg.) bejárása - Hidr. Közl. 21. p. 214-215.
- STRÖMPL G. (1914): A borsodi Bükk karsztja - Földr. Közl. p. 79-98.
- TÓTH G. (1965): Intermittáló karsztforrások működése - Egeri Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei 411. p. 585-593.

- TÓTH G.* (1974): A Nyugat-Bükk időszakos karsztforrásainak aktivitása a terület vertikális karsztvízmozgásának természetes jelzője - Miskolc, 1974. p. 24-35. Fialat hidrogeol. II. Találk. a MHT kiadványa, Budapest
- TÓTH G.* (1978): A karsztvíznívó és az időszakos karsztforrások összefüggése a Központi-Bükk területén - Nemzetközi Karszthidr. Szimp. (Bp. 1978.) kiadványa. I. kötet. Karsztvízháztartás p. 159-173.
- TÓTH G.* (1982a): Karsztvízviisszaduzzasztási kísérlet az Imó-kői időszakos karsztforrás barlangjában - Hidrológiai Közlöny 4. p. 164-167.
- TÓTH G.* (1982b): Karsztvízösszefüggés-vizsgálatok a Központi-Bükk területén és déli előterében - Hidrológiai Közlöny 7. p. 300-311.
- TÓTH G.* (1984): A Magas-Bükk déli peremén fakadó időszakos karsztforrások karszthidrográfiai jellemzése - Hidrológiai Közlöny 3. p. 169-178.

TÁJÖKOLÓGIAI VIZSGÁLAT KARSZTOS MINTATERÜLETEN MŰHOLDFELVÉTELEK ÉS TÉRINFORMATIKAI MÓDSZEREK SEGÍTSÉGÉVEL¹

ZBORAY ZOLTÁN – KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: The paper presents vegetation changes on the Nagy-Fennsík of Bükk Mountains. Patches of vegetation were delimited with the help of aerial photos and Landsat image to show landscape change. The paper shows some possible applications of GIS in karst research.

1. Bevezetés

Még mindig kevés azon munkák száma, amelyek számítógéppel támogatott módszerek segítségével kutatja a karsztokat, illetve a karsztos tájak változásait, bár a közelmúltban néhány kutató (GILLIESON, D. – THURGATE, M. 1999) megkísérelte a térinformatikai módszerek alkalmazását a karsztos tájtypusok osztályozásában.

Munkánkban a Bükk-hegység választott mintaterületén a növényzet változását vizsgálatuk térinformatikai módszerekkel. A légi- és műholdfelvételek segítségével pontosan lehatárolhatók a különböző vegetációval borított tájfoltok és változásaik. Egyidejűleg a dolgozat bemutatja, hogy milyen lehetőségek nyílnak a karsztkutatásban a légi-, és műholdfelvételek alkalmazására a térinformatikai feldolgozás munkafolyamatában.

2. A mintaterület megválasztásának szempontjai

A karsztos felszín vizsgálatára a Bükk-hegység Nagy-fennsíkján Nagymező központtal, egy 950 hektáros területet választottunk ki. A területről több időpontból légifelvételeket, topográfiai térképet és műholdfelvételt szereztünk be az értékeléshez. A Nagymező tágabb környezetét azért választottuk ki, mert egy olyan fennsíkreszletről van szó, ahol a növényzet változatos és típusos oldásos dolinák mélyülnek a felszínbe. Megtalálhatók itt a montán bükkösök, fiatalos bükktelepitések, fenyő csemetekertek, elegyes bükkösök, sziklagyepek és a szörfü-gyepes dolinák. Választásunkat az is

¹ Készült a T035020 sz. OTKA támogatásával

befolyásolta, hogy erről a területről rendelkezünk talaj- és növényfelvételekkel, ami lehetővé teszi a korrekt interpretációt és a jövőbeli komplex tájvizsgálatokat.

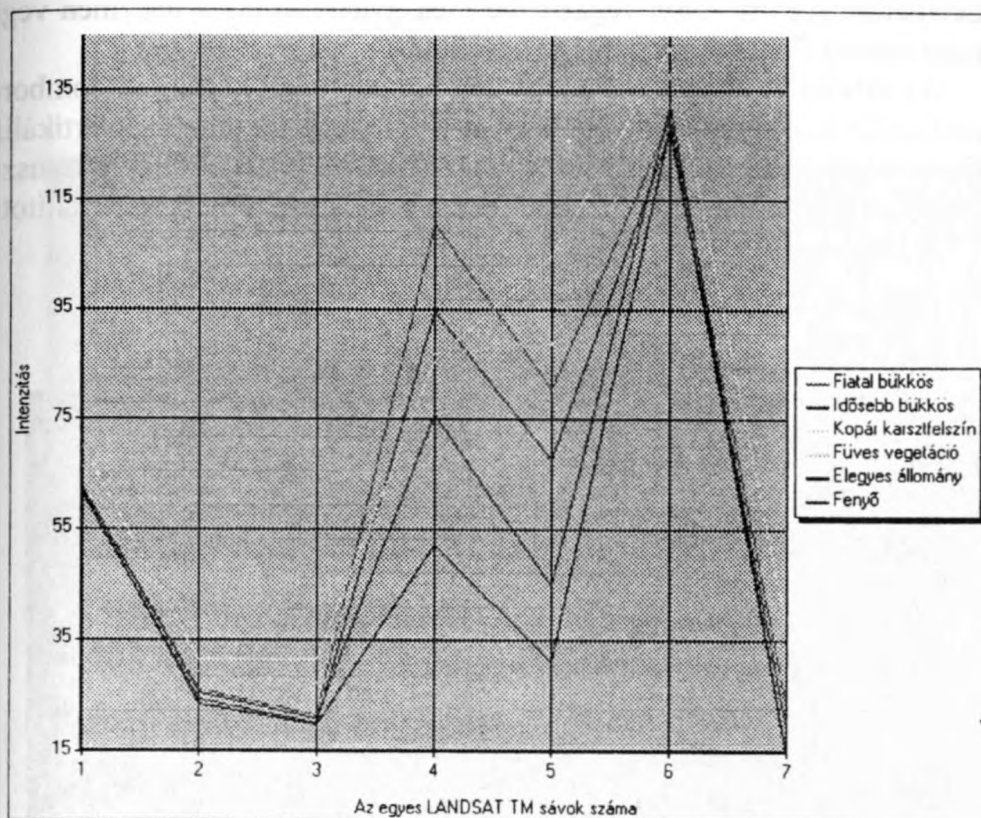
3. Felhasznált anyagok

A Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszéke a Földmérési és Távérzékelési Intézettől kutatási célra az alábbi anyagokat szerezte be:

- Digitalizált topográfiai térképek 1:10000 méretarányban.
- 1992. április 2-i katonai légifelmérés felvételei a Bükk-fennsík területére. A felvételek igen alacsony repülési magassággal (tszf. 1800 m; relatív magasság 900-1100m) készültek, ebből következően rendkívül pontosan interpretálhatók (terepi felbontás 30 cm, FÖMI Archívum).
- A 2000. évi Országos Légifelmérés projekt – a Bükk-fennsík területéről 2000. május 14-én készült – felvételei (terepi felbontás 65 cm, FÖMI Archívum).
- 1992. június 21. Landsat TM felvétel a Bükk-hegység területére, EOv koordinátákkal. Több sávós (multispektrális) felvételezés (terepi felbontás 25 méter, Copyright ESA (1992), terjeszti az AURIMAGE, feldolgozta – EOv transzformáció – a FÖMI).

A légifelvételeket a 90-es évek elejéig szigorúan titkos információként kezelték. A polgári repülés előtt csak a Magyar Honvédség Térképészeti Hivatala végezhetett ilyen irányú (katonai céllal végzett) felméréseket. A rendszerváltás után a titkosítást a 90-es években fokozatosan feloldották, ettől kezdve a felvételekhez bárki szabadon hozzáférhet. A képi adatbázist is „privatizálták”, a felvételek nagy része a Földmérési és Távérzékelési Intézet (FÖMI) gondozásába került. A katonai felvételek csak a stratégiaileg fontosabb helyekről álltak rendelkezésre, így nem volt összefüggő felmérés az országról. A növekvő információigény kielégítésére 2000. márciustól júniusig terjedő időszakban sor került Magyarországon első légifelmérésére, a 2000. évi Országos Légifelmérés projekt keretében.

Vizsgálatunkhoz egy 1992 nyarán készült Landsat TM 7 sávós multispektrális műholdfelvételt is felhasználtunk. A műholdfelvételek előnye, hogy a légifelvételekkel ellentétben nemcsak a látható tartomány három sávját (vörös, zöld, kék), hanem az infravörös tartomány egyes sávjait is érzékelik, amelyek a képpontonkénti osztályozásához igen jól alkalmazhatók. A műholdfelvételek középső infravörös tartományát vizsgálva az egyes vegetációtípusok igen jól elkülönülő karakterisztikával rendelkeznek, és ebből kifolyólag igen pontosan azonosíthatók (1. ábra).



1. ábra: Az egyes vegetáció típusok spektrális karakterisztikája LANDSAT TM sávokban
 Fig. 1. Individual spectral characteristics of the vegetation types in the LANDSAT TM bands

4. Az adatfeldolgozás módszerei

A kutatáshoz felhasznált adatok közül a légifelvételek egy része színes kontakt formátumban állt rendelkezésre, így azokat a számítógépes feldolgozáshoz digitalizáltuk. A légifelvételek kiértékeléséhez szükséges a további feldolgozás, az ortofotók előállítás.

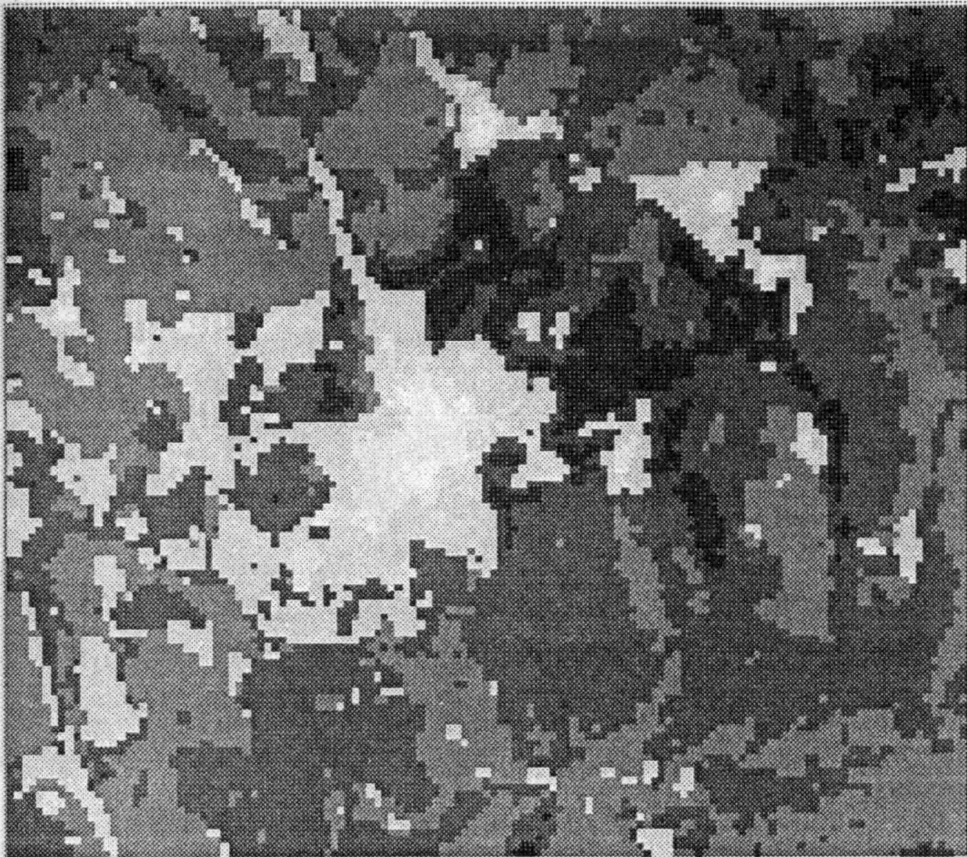
A nyers légi- és űrfelvételek nagymértékű geometriai torzítása miatt (amelyet az ortokorrekció segítségével meg lehet szüntetni), e képek közvetlenül nem megbízható információforrások. A torzításokat szabályos és nem szabályos összetevők (kamera ill. szenzor tájékozása, a felszín domborzata, a földgömbület, a film és a szkennerek torzításai, mérési hibák) okozzák. Az ortorektifikációval síkra jzítva helyes ortofotókat állítunk elő, mely a szenzor ill. kamera tájékozása, a terep magasságkülönbsége és a földgömbület okozta torzításokat nem tartalmazza. Az ortofotó geometriai jellegét tekintve térkép, a képminőségét tekintve fénykép. Mivel az ortofotón a tárgyak síkra jzítva

helyükön található, ezért az ortofotók a hagyományos vonalas térképekkel összevethetők. Az ortofotón végzett mérések gyakorlatilag a felszínen végzett méréseknek felelnek meg (BARSZ, Á. 2000).

Az ortofotók alapját a digitális domborzatmodell képezi. A domborzatmodellhez szükséges szintvonalakat és a domborzatra jellemző vertikális terepi pontokat a vizsgált terület (geometriai korrekcióval EOV-be transzformált) topográfiai térképén található szintvonalak vektorizálásával állítottuk elő (2. ábra).



2. ábra: A vizsgált terület domborzatmodellje (magassági színezés, domborzatárnyékolás és szintvonalak)
Fig. 2. Digital Elevation Model (DEM) of the investigated area (painted relief, shaded relief and contours)



756625.37, 303519.52 (EOV / IUGG 1967)

Row	Value	Histogram	Szín	Opacity	Vegetáció	Terület [ha]	Terület %
0	0	0		0	Unclassified	0	0
1	1	1035		1	Fenyő	64.6875	6.81
2	2	325		1	Kopár karsztfelszín	20.3125	2.13
3	3	2202		1	Füves vegetáció	137.625	14.49
4	4	5277		1	Idősebb bükkös	329.813	34.72
5	5	4802		1	Fiatál bükkös	300.125	31.61
6	6	1555		1	Elegyes allomány	97.1875	10.23

3. ábra: A vizsgált terület tematikus térképe (terület ha, terület %)
 Fig. 3. Thematic map of investigated area (area hectares, area percentage)



4. ábra: 2000-re kivágott bükk (világos rácsháló) és fenyőfák (sötét rácsháló) az 1992. április 2-i ortofotón
Fig. 4. Cutted down beech (with yellow pattern) and pine-trees (with red pattern) on the orthophoto which is measured in 1992

A feldolgozás után lehetővé válik, hogy a különböző időpontokban készített légifelvételek egymással történő egybevetése, illetve más egyéb adattal is, amivel közvetlen információt szolgáltatnak a vizsgált területen folytatott bármilyen beavatkozásról, változásról.

4.1. A vizsgált terület foltjainak elkülönítése vegetáció típusok alapján

A Bükk-hegység nagy részét – a középhegységi jellegnek megfelelően – mezofil bükkösök, elegyes és sziklai erdők, valamint mészkerülő erdők borítják (SIMON, T. 1992). A dolinákban sziklagyepek, szőrfügyepek, sziklafüves és pusztafüves lejtők növényfajai találhatók, telepítettek a fiatalabb és idősebb fenyőerdők. A dolinákban az erdei aljnövényzet jellemző fajai is előfordulnak, ami arra utal, hogy korábban ezek erdősültek voltak. A dolinák mélyebb részein a növekvő talajnedvesség magaskórós növénytársulásoknak kínál kedvező létfeltételeket (KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1985). A vizsgált területen szembetűnő a bükkerdők dominanciája. Ezen kívül fenyő, valamint a különféle füves társulások találhatók a mintaterületen.

A terület műholdfelvételének osztályozásához az ERDAS IMAGINE 8.5 képfeldolgozó és képelemző szoftvert használtuk. A szoftver professzionális eszközök alkalmazásával igen pontos tematikus térképet készít a meglévő műholdfelvételekből. A tematikus térképek legnagyobb előnye, hogy segítségével számszerűsíthetjük az egyes vegetáció típusok területének nagyságát, százalékos arányát.

A képpontonkénti osztályozás egyik fontos feltétele, hogy beható ismeretekkel rendelkezünk a vizsgált területről. Fontos, hogy az ún. tanulóterületek valóban a kívánt osztályt képviseljék.

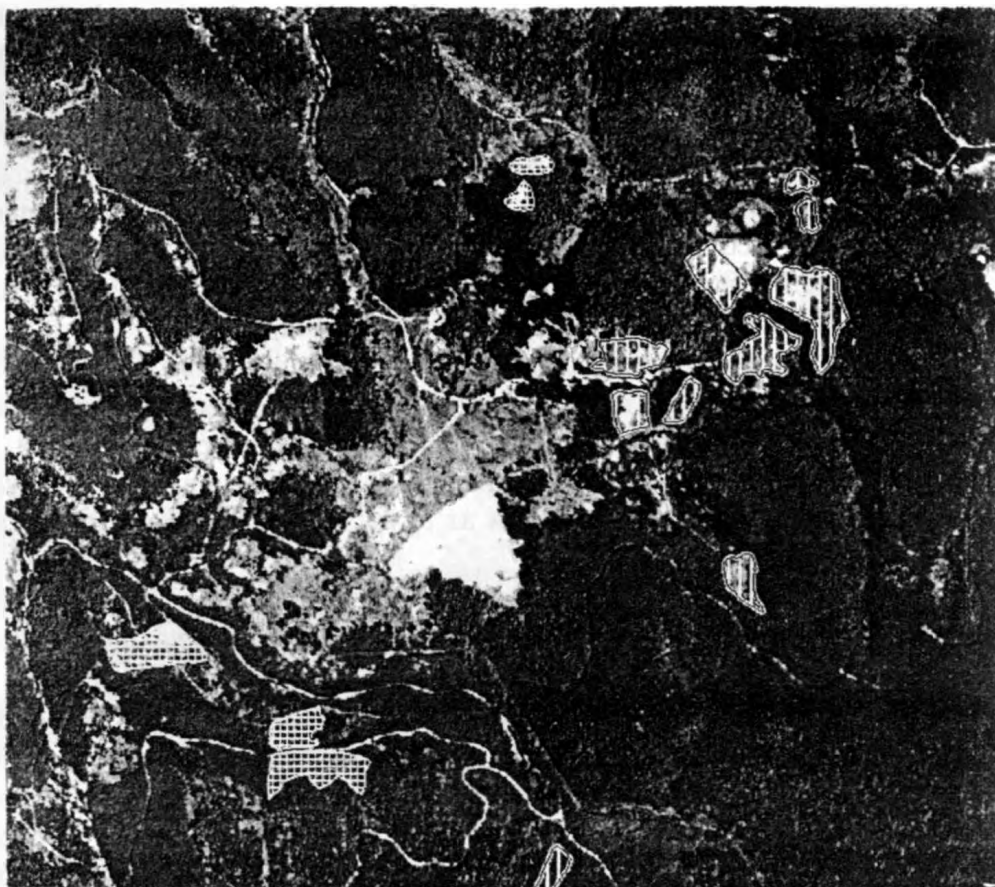
A tematikus térkép készítésekor figyelembe kell venni a műholdfelvételek terepi felbontásából adódó korlátait, nevezetesen egy pixelen belül (625 m²) keverten is előfordulhatnak az egyes vegetáció típusok, ami leginkább a típushatárokon fordul elő, ahogy azt a tematikus térképen is jól nyomon követhetjük (3. ábra). Esetünkben az ilyen bizonytalan, vagy a valóságban is kevert vegetációtípussal rendelkező területek (elegyes állomány) a vizsgált terület 10 % - át foglalják el.

A terület legnagyobb részét (mintegy kétharmadát) bükkerdő foglalja el. Terepi információink és a rendelkezésre álló térképi adatok segítségével megállapíthattuk, hogy a műholdfelvételeken jól elkülönülnek az idősebb és a fiatalabb telepítésű bükkerdők (35 ill. 32%).

A terület kiválasztásából adódóan a Bükk-hegység egészéhez képest viszonylag nagy területet borít füves vegetáció (14 %). A klasszifikáció alkalmazásával ettől ismét jól elkülöníthetőek voltak a – vegetációval kevésbé borított – kopár karsztfelcsínek (2 %), ami leginkább a Nagymező területén található.

Végül, de nem utolsó sorban a területen tájidegen fenyőerdők (7 %) zárják a sort. A fenyő a szórtság következtében sok esetben keveredik a

bükkerdővel, ezeket a területeket a klasszifikáció területileg már az elegyes erdőkhöz sorolja.



5. ábra: Kivágott bükk (világos rácsháló) és fenyőfák (sötét rácsháló) a 2000. május 14-i ortofotón
Fig. 5. Cutted down beech (with yellow pattern) and pine-trees (with red pattern) on the orthophoto which is measured in 2000

4.2. Tájváltozás vizsgálata a feldolgozott adatok alapján

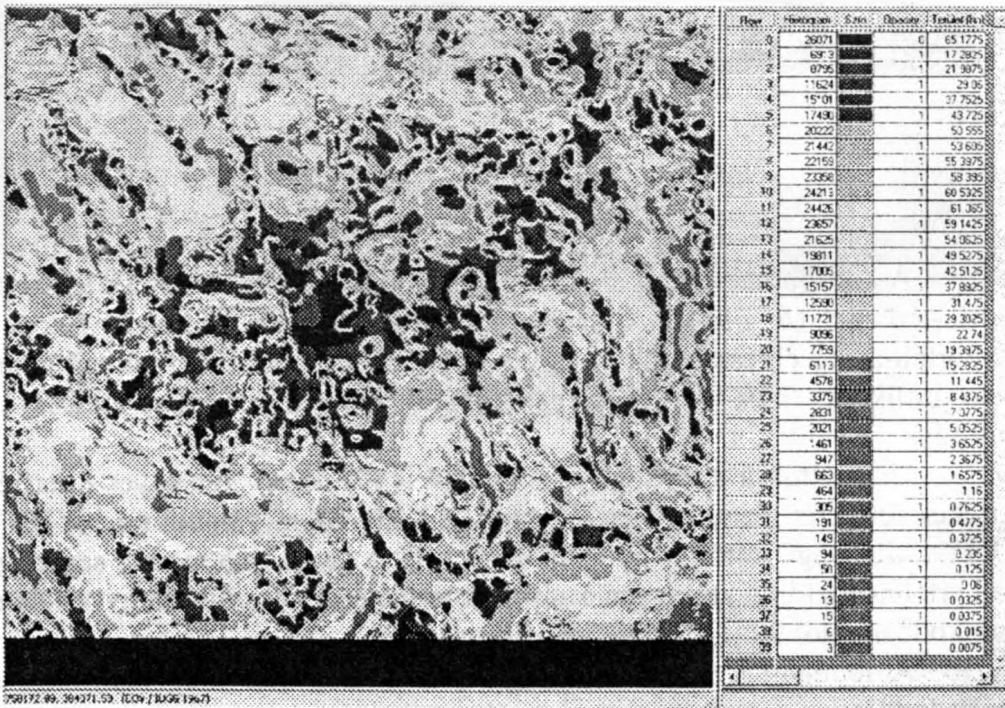
A tájváltozás vizsgálatokban igen nagy jelentősége van annak, hogy a feldolgozásra kerülő vagy meglévő adatokat egységes rendszerben kezeljük, ami esetünkben az adatok EOVB-be (Egységes Országos Vetület) transzformálásával valósult meg. A meglévő ortofotók összevetésekor ismét az ERDAS IMAGINE 8.5 képelemző szoftvert használtuk. A rendszer lehetőséget ad arra, hogy két vagy több adatforrást közvetlenül egy munkafelületen vizsgáljunk. Az adatokat kapcsolhatjuk egymáshoz, minek segítségével ugyanazon koordinátákat jelölhetünk meg két különböző adaton. Ennek

segítségével a különböző időpontokban készült légifelvételeket – pontosabban az ezekből készült ortofotókat – (1992. április 2. és 2000. május 14.) vizsgálva, pontos információkat kaptunk a területen folytatott erdőgazdálkodás jellemzőiről. A vizsgált területen – a Bükk-hegység egészéhez képest – nagy kiterjedésben előforduló fenyőerdőkben (kismértékben a bükkösökben) igen nagy változások következtek be az elmúlt 10 évben.

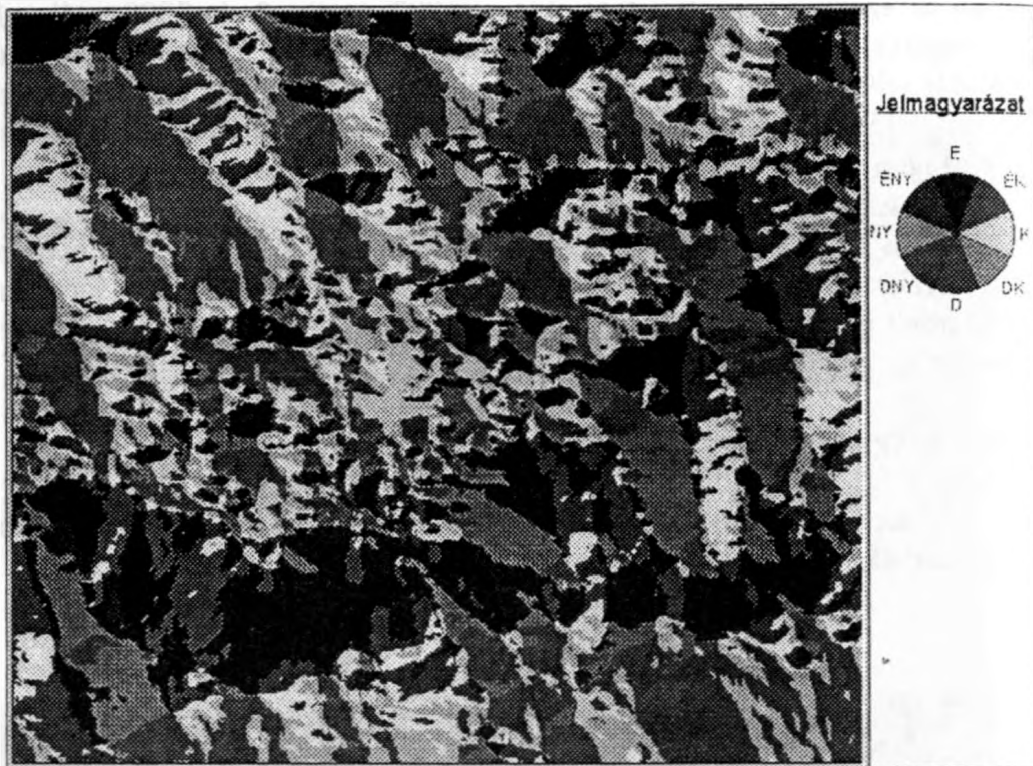
Az 1992. áprilisában készített légifelvételken a még viszonylag egységes fenyőfoltok a 2000. évi felvételeken már nagy változást mutatnak. A korábbi felvételezésen poligonok segítségével felmértük a kivágott fenyő valamint bükkös állomány területét. A fenyő esetében 16,5 ha, a bükk esetében 9,5 ha-nak adódott a kivágott állomány területe (4. 5. ábra).

4.3. A digitális domborzatmodell lehetőségei a karsztkutatásokban

Egy komplex karszt-térinformatikai rendszernek a digitális domborzatmodell lehetőségeit is ki kell aknáznia.



6. ábra: A vizsgált terület lejtőkategória térképe, az egyes kategóriákhoz tartozó területek nagysága
Fig. 6. Slope map of the investigated area, the area of the unique slope values



7. ábra: A vizsgált terület kitettség térképe
 Fig. 7. Aspect map of the investigated area

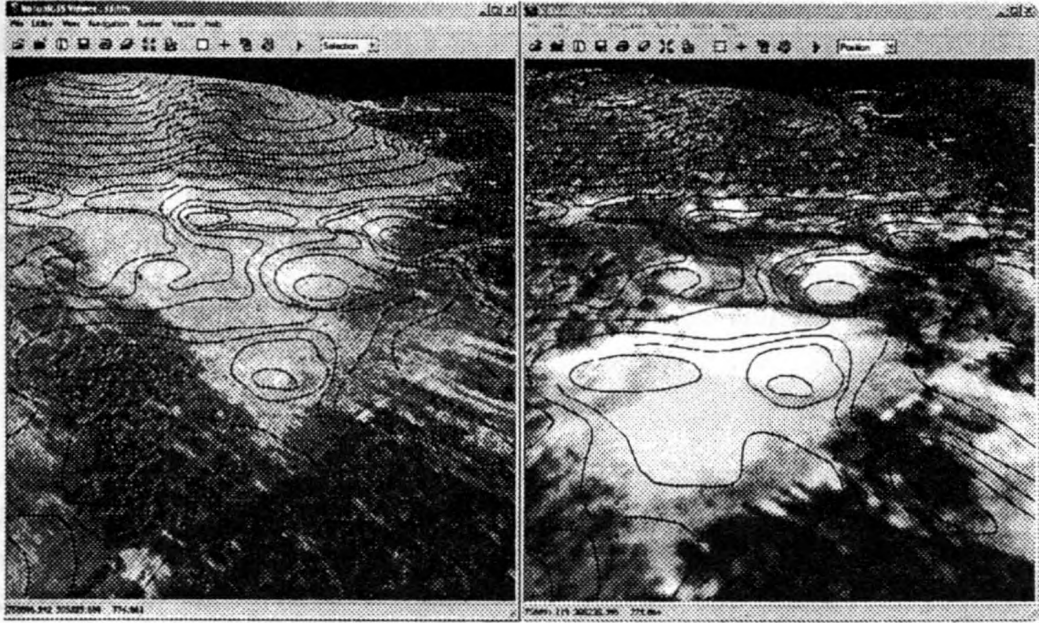
A domborzatmodell alapján elkészítettük a vizsgált terület lejtőkategória-térképét (6. ábra). A térkép attribútum adatait Microsoft Excel-be exportáltuk, és elkészítettük az egyes lejtőkategória értékek területét bemutató grafikont. Ezek alapján megállapítható, hogy a domináns értékek 10° körüliek.

Vizsgáltuk a kitettségi viszonyokat is (7. ábra). Az egyes kitettségi értékek területét elemezve szembetűnő, a KÉK-ÉK-i, valamint a NYDNY-DNY-i kitettségű lejtők nagy gyakorisága. Ez a domborzatmodell segítségével értelmezhető, nevezetesen a vizsgált területen előforduló hegyvonulatok uralkodóan ettől 90° -kal eltérő irányítottságúak.

A lejtőkategória és kitettségi értékek nagyban meghatározzák az adott területen folytatható emberi tevékenységeket, a vegetáció területi elhelyezkedését, típusait. Az ÉK-i, KÉK-i kitettség nedvesebb lejtőit a bükkösök részesítik előnyben.

4.4. Háromdimenziós (3D) tájváltozás vizsgálatok

Az általunk használt térinformatikai rendszer VirtualGIS modulja lehetővé teszi az adatok térbeli megjelenítését, ami nagyban megkönnyíti a terület kezelését irányító döntéshozók munkáját, hozzájárulhat a karsztos területek megóvását célzó ajánlatok, tudományosan megalapozott feldolgozások elfogadásához.



8. ábra: Tájváltozás vizsgálatok 3D ablakban (digitális domborzatmodell, ortofotók, szintvonalak)
Fig. 8. 3D analysis of the landscape changes (digital elevation model, orthophotos, contours)

Munkánkban egy olyan területet vizsgáltunk a 3D ablakban, amely az utóbbi 10 évben emberi tevékenység jeleit mutatja (8. ábra). A 3D vizsgálatokban is rendelkezésre állnak koordináták, jelen esetben 970 méteres abszolút, és 208 méteres relatív magasságból láthatjuk a területet.

A makroflóra összetételét a Bükk-hegységi Nagymező dolináiban *BACSÓ-ZÓLYOMI*, (1934) a mikroklímával szoros kapcsolatban részletesen vizsgálták, és mutattak rá arra, hogy a növénytakaró eloszlása a változatos domborzaton nemcsak a talajviszonyokat, hanem a mikroklíma-különbségeket is visszatükrözi.

A makroflóra tekintetében egyébként a kitétség eltérései nem mindig nagyok, finomabb részletek azonban fontos helyi sajátosságokat mutatnak (KEVEI-BÁRÁNYI I. 1999). A dolinákban éjszaka kialakuló hideg légtavak a nyári hónapokban is (augusztus) derült időben 0°C alá csökkentik a hőmérsékletet. Nappal viszont megszorul a meleg levegő a dolina alján, nincs lehetőség jelentős kicserélődésre, ezért a nappali és éjszakai hőmérsékleti különbség (hőingás) a dolina légterében megnehezíti a növekedést. Általában rosszul tűri a növényzet (a fenyőcsemeték is) ezt a jelentős hőmérsékleti differenciát (KEVEINÉ BÁRÁNYI. 1987).

A 3D ablakban megfigyelhetjük a kivágott fenyő területét, ami az 1992-es felvételen még látható, a 2000-ben készült felvételen már nem. A felvételeket összehasonlítva látható, hogy a dolinák területén tarvágás utáni erdősítés kisebb eredményekkel jár, mint a dolinaperemeken és a nyílt karszterületeken. A 2000 nyarán készült 3D felvételen az is megfigyelhető, hogy a nemcsak a dolina alján, hanem a dolina D-i kitétségű lejtőjén sem képes a növényzet – az újra telepített erdő – megfelelően fejlődni. A déli lejtőn a nappali erős felmelegedés okoz nedvességihiányt, ami a fásszárú növényzet megtelepedésének fontos feltétele. Ezen a lejtőn a talajok kiszáradnak, nincs jelentős vízmelegtartás (BÁRÁNY-KEVEI, I. 1985).

5. Összegzés

A hagyományos tájértékelés terepi munkája és a pontos terepismeret feltétlenül fontos a számítógéppel támogatott térinformatikai vizsgálatokhoz. A légifelvételek és műholdfelvételek interpretációjával azonban a korábbi terepvizsgálatokhoz képest sokkal nagyobb területeket tanulmányozhatunk. A tanulmány keretében a mintaterület vegetációtípusait osztályokba rendezve megvizsgáltuk a vegetáció borítás változását 8 év távlatában. Az ortofotó további részletes morfológiai elemzést és domborzatértékelést tesz lehetővé.

IRODALOM

- BACSO, N.-ZÓLYOMI, B. (1934): Mikroklíma és növényzet a Bükkfennsíkon. - Időjárás. p. 177-196.
- BARSI, Á. (2000): Az ERDAS IMAGINE OrthoBASE Tour Guide magyar fordítása - Kézirat, Budapest
- BÁRÁNY-KEVEI, I. (1985): Ökologische Untersuchung der Karstdolinen unter besonderer Berücksichtigung des Mikroklimas. - Acta Geographica Univ. Szegediensis. Tom. XXV. p. 109-130.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1987): Tendencies to change in the composition of the karstic soil and the vegetation in the dolines in the Hungarian Bükk Mountain.- ENDINS. Mallorca. p. 87-93.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1999): Microclimate of karstic dolines. - Acta Climatologica Universitatis Szegediensis, Tom. 32-35, p. 19-27.

GILLIESON, D. – THURGATE, M. (1999): Landscape classification and karst management at Jenolan Caves, New South Wales, Australia. In.: Essay in the Ecology and Conservation of Karst.(Ed.: Bárány-Kevei, I. – Gunn, J.). Szeged – Budapest - Miskolc. p. 134-143.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. - Földrajzi Értesítő XXXIV. 3. p. 195-207.

SIMON, T. (1992): A magyarországi edényes flóra határozója. Harasztok és virágos növények. - Tankönyvkiadó, Bp. p. 789-874.

A NYUGAT-MECSEKI KARSZT DOLINÁINAK MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA

HOYK EDIT

SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, Egyetem u. 2. 6722. Pf. 653.
hoyk@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: The western part of Mecsek Mountain is rich in karstic forms. During collecting data 64 out of 1540 dolinas found on the area were analysed. In the morphometric study slope angles were measured on the basis of which depth, maximal, minimal and average diameter, protracting ratio, relief ratio, area and dolina density were calculated. From a morphometric point of view these dolinas are significantly different from those in karst areas of Bükk and Aggtelek. The difference can be clearly seen in their smaller size, small area, big depth in relation to size and funnel-like form. Dolinas are characterized by a natural state, the territory can be considered as more or less free from antropogenic influences, which is a great value of the landscape.

1. Bevezetés

A Nyugat-Mecsek karsztja dolinákban rendkívül gazdag terület. A mecseki karszt arculatát döntően meghatározó dolinák a karsztfelődés indikátoraiként is minősíthetők. A formakincs kialakulását befolyásolja más geoökológiai tényezők természetközeli állapota, így pl. a természetesnél alacsonyabb kémhatású talajok módosítják az oldódást, ami rányomja bélyegét a morfológiára. A mecseki dolinák fejlődésük aktív periódusában vannak, ami a fejlődésükre ható tényezőkkel szembeni érzékenységüket fokozza. Az egyes tényezők módosulása hatással van a dolinák alakjára, ezért a morfometriai vizsgálatok lehetővé teszik a természetesnek tekinthetőtől esetlegesen eltérő fejlődés megállapítását - ami erősítheti a szennyezések rendszerbe kerülését, a környezet káros hatásainak érvényesülését -, vagy éppen a természetközeli állapot, a természetvédelmi érték kimutatását.

Napjaink karsztkutatói (D. FORD, P. WILLIAMS, U. SAURO, JAKUCS L., VERESS M.) dolina vizsgálataik során jelentős figyelmet fordítottak a morfometriai elemzésekre. Szerintük nem csupán az egyes dolinák paraméterei fontosak, hanem együttes megjelenési formájuk is. A dolinák előfordulnak szórtan, csoportosan vagy sorban egymáshoz kapcsolódva. Mindegyik előfordulás a kialakulás sajátos körülményeiről ad felvilágosítást. FORD, D.-WILLIAMS, P. (1989) fogalmazták meg, hogy a morfometria olyan technika, amely segítséget nyújt abban, hogy a dolinák egyes típusait elkülönítsük és kialakulásuk magyarázatát elősegítsük. A morfometriai vizs-

gálatok céljának a karsztos formák objektív és kvantitatív leírását tekintették, emellett azonban a természetesnek tekinthető fejlődési ütem igazolása is a célok között szerepelhet, ami a nyugat-mecseki dolinák vizsgálata esetében elsődleges.

A morfometriai tulajdonságok ismeretében a dolinák fejlődési szintje, valamint a különböző területek morfometriai összehasonlításával a fejlődési szintben mutatkozó eltérések is megállapíthatók.

A dolinamorfometria azonban - időigényességéből adódóan - viszonylag ritkán alkalmazott kutatási módszer. A nemzetközi szakirodalomban az olasz karsztkutatók közül B. Castigliani, U. Sauro az utóbbi években számos dolina morfometriai paramétereit elemezték (*CASTIGLIANI, B. 1991*), miközben a hazai dolinakutatásban is helyet kaptak a dolinamorfometriai elemzések (*KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1981, BÁRÁNY I.-MEZŐSI G. 1979*).

A karsztos felszínek denudációjának vizsgálatához matematikai megközelítések is születtek (*VERESS M.-PÉNTEK K. 1990, VERESS M.-PÉNTEK K. 1996*), amelyek a denudáció sebességének meghatározására helyezték a hangsúlyt.

A karsztformák térbeli és időbeli fejlődésének modellezéséhez függvénytani eszközök is segítséget nyújthatnak (*PÉNTEK K. et. al. 2000*), amelyek a lejátszódó folyamatok egzakt leírását teszik lehetővé (*SZUNYOGH G. 1994, VERESS M.-PÉNTEK K. 1994.*).

Az egyes formák kialakulásának részletes matematikai modellezése mellett ugyanakkor eredményes lehet a karsztformák egy csoportjának (pl. dolináknak) néhány tényezőre kiterjedő, tömeges vizsgálata, amelynek segítségével egy-egy terület jellemzőinek feltárásán keresztül a táj fejlődéséről szerezhetünk információkat.

A Nyugat-Mecsek északi részét alkotják a karsztosodó karbonátos kőzetek. A karsztos felszínformák a látványérték emelése mellett szerepet játszanak a táj természetvédelmi szempontú értékelésében. A karsztformák között értékeik (pl. formakincs, növényzet) és nagy számuk miatt meghatározó szerepe van a dolináknak. A dolinák természetközeli fejlődésének feltárásához alakjuk vizsgálata hatásos módszert jelent, ami morfometriai elemzés alkalmazását indokolja.

2. Módszerek

A morfometriai vizsgálódás során a legpontosabb adatok a terepfeltárásból származnak. Eszközként a Nyugat-Mecsek dolináinak vizsgálatához

1:10000-hez méretarányú térképet használtunk. Az adatgyűjtés során a területen található mintegy 1540 dolinából 64 dolina felmérésére került sor. A dolinák kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy valamennyi jellemző dolinatípus reprezentálva legyen, tehát a felmért dolinák között szárazvölgyi sordolinák, kis, közepes és nagy méretű dolinák egyaránt szerepeljenek. A morfológiai paraméterek kiszámításához a dolina É-D-i metszetén lejtőszöget mértünk. Az É-D-i metszet a dolina legmélyebb pontján megy át, amelynek az α lejtőszög mérése szempontjából is jelentősége van. Az adatokból a következő paraméterek kiszámítása történt (FORD, D.-WILLIAMS, P. 1989).

- *Mélység (m):*

$$m = \sum AB \cdot \sin \alpha,$$

ahol α a mért lejtőszög, AB pedig a lejtőszöghöz tartozó mért távolság, \sum a szög sinusának és az AB távolság szorzatának az összege.

- *Átmérő (d):*

$$d = \sum AB \cdot \cos \alpha,$$

ahol α a mért lejtőszög, AB pedig a hozzá tartozó távolság, \sum a szög cosinusának és az AB távolság szorzatának az összege.

- *Átlagos átmérő (Q):*

$$Q = \frac{d_1 + d_x}{2}$$

ahol d_1 a legnagyobb, d_x a legkisebb átmérő.

- *Elnyújtottsági arány:*

a dolina elnyújtottságát jellemzi, amit a legnagyobb (d_1) és legkisebb (d_x) átmérőjének hányadosaként számíthatunk ki. Ennek értéke minden esetben nagyobb, vagy egyenlő, mint 1, mivel d_1 nagyobb, vagy egyenlő, mint d_x . $d_1/d_x = 1$, ha a dolina forgásszimmetrikus, értéke annál jobban eltér 1-től, minél elnyújtottabb az alakzat.

- *Reliefarány:*

a dolina oldalának meredekségét fejezi ki, kiszámítása a mélység (m) és az átlagos átmérő (Q) hányadosaként történik.

- *Terület (m^2):*

$$A = \frac{Q}{2} \cdot \pi \cdot \sqrt{\left(\frac{Q}{2}\right)^2 + m^2}$$
 összefüggés alapján számítható, ahol Q az átlagos átmérő, m a dolina mélysége. Amely azonban a dolina csupán közelítőleg forgáskúp alakja miatt hozzávetőleges értéket ad, de összehasonlításkor jól használható, és a dolinák méretének jellemzéséhez is segítséget nyújt.

- *Dolinasűrűség (db/km^2):*

amely térkép alapján számított érték.

- Legközelebbi szomszéd index (L_e):

$$L_e = \frac{1}{2\sqrt{D}}$$

ahol D a dolinasűrűség.

A legközelebbi szomszéd index számítását CLARK és EVANS (1954) vezették be, ami a legközelebbi szomszéd analízishez alkalmazható. Ez a módszer a dolinák térbeli eloszlását, azaz mintázatát hivatott jellemezni. Az index értéke 0 és 1 között változik, ahol a 0 a dolinák legnagyobb szabályos elhelyezkedését, az 1-es érték pedig a legkevésbé szabályos, random eloszlást jelenti.

3. Eredmények

A Nyugat-Mecsek mészkőterületét három kisebb egységre oszthatjuk. Az első Abaliget közelében, a második Orfútól délre található, a harmadik pedig a Melegmányi-völgyet és környezetét foglalja magában. A területen található nagyszámú dolina is az abaligeti, orfúi és melegmányi területre koncentrálódik.

Az abaligeti karszton a felső-pannonban kivésődött mészkőplatón a dolinák nagyméretűek és sűrűségük nagy. A plató peremén, ahol a karszt északi része meredek lejtővel szakad a Bükkösdi-patak völgye felé már nem fordulnak elő (LOVÁSZ GY. 1977).

Az abaligeti és az orfúi karsztplatót egymástól a Körtvélyesi- ill. a Szuadó-völgy választja el. Szám szerint a legtöbb dolina az orfúi karszton található, ahol nagyméretű dolinák és kicsi besüllyedések vegyesen települtek. Több dolina - elsősorban a kisebb méretűek - sorba rendeződött, a sorok iránya azonban változó, a szárazvölgyek lefutását követik.

A mélyvölgyi-melegmányi karszt a legjellegtelenebb a területen, amely szerkezetileg előre jelzett, de átöröklött völgyekkel erőteljesen szabdalt (LOVÁSZ GY. 1977). Ezen a területen nincs plató-jelleg, a dolinák száma is alacsony, amelyek leginkább kicsiny mélyülések.

A morfometriai vizsgálatokat a dolinákkal legsűrűbben tarkított abaligeti és orfúi karszton végeztük. A részletesen vizsgált 64 dolina morfometriai adatait mutatja be az I. sz. táblázat.

A nyugat-mecseki dolinák morfolometriai paraméterei
Morphometrical parameters of dolinas in Western Mecsek

Sorszám	m	d_x	d_l	Q	d_l/d_x	m/Q	A
1	28.42	61.35	88.77	75	1.44	0.37	37862
2	26.05	66.6	68.13	67.36	1.02	0.39	30699.74
3	16	35.3	55.9	45.6	1.57	0.35	13862.22
4	10.98	29.9	32.5	31.2	1.08	0.35	6491.76
5	29.8	45.77	98.4	87	1.29	0.34	50321.64
6	13.77	33.9	37.8	35.87	1.11	0.38	8675.55
7	12.73	27.83	30	28.9	1.07	0.44	5753.16
8	1.71	4	6.37	5.18	1.59	0.33	177.67
9	8.87	29.6	33.72	31.66	1.14	0.28	6541.8
10	23.13	46.14	55.63	50.88	1.2	0.45	18018.04
11	18.7	44.62	47.49	46	1.06	0.4	14386.5
12	17.34	39.2	40	39.6	1.02	0.44	10792.5
13	2.07	4.25	4.5	4.37	1.05	0.47	133.43
14	2.65	6.63	7.72	7.175	1.16	0.37	345.34
15	2.55	5.33	6.47	5.9	1.2	0.43	238.98
16	3	6.59	6.87	6.73	1.04	0.44	313.7
17	2.6	6.14	6.44	6.29	1.05	0.41	269.9
18	5.65	25.43	26.14	25.78	1.02	0.23	8447.6
19	2.69	7.67	9.66	8.66	1.26	0.3	493.76
20	10	16.33	26.2	21.26	1.6	0.47	3153.7
21	11.18	27.67	41.46	34.56	1.49	0.32	7893.3
22	16.96	36	39	37.5	1.08	0.45	9734.3
23	11.81	16.44	22.7	19.57	1.38	0.6	2843
24	1.34	2.86	3.6	3.23	1.25	0.4	71.14
25	2.13	4.68	5.46	5.07	1.16	0.42	175.6
26	2.03	5.34	5.65	5.49	1.05	0.37	202.2
27	2.29	5.07	8.1	6.58	1.59	0.35	288.38
28	4.34	11	11.66	11.33	1.06	0.38	865.44
29	6	9.12	11.63	10.37	1.27	0.57	788.37
30	5.6	11.88	12.13	12	1.02	0.46	1003.67
31	6.45	13.62	14.37	13.99	1.05	0.46	1359.9
32	8.37	25.1	28.19	26.6	1.12	0.31	4663.6
33	4.34	9.18	10.14	9.66	1.1	0.45	645
34	18.81	33.73	42.53	38.13	1.26	0.49	10241.4
35	2.85	7.35	7.58	7.46	1.03	0.38	375
36	35.54	79.85	97.76	88.8	1.22	0.4	53486
37	6.8	8.72	12.35	10.53	1.4	0.64	842.28
38	7.27	9.12	9.8	9.46	1.07	0.77	728.11
39	5.26	8	11.16	9.84	1.45	0.53	695
40	10.58	22.74	24.16	23.45	1.06	0.45	3805
41	13.98	24.43	33.07	28.66	1.36	0.49	5772
42	2.34	5.96	7.55	6.755	1.26	0.35	303.8
43	2.5	5.73	9.8	7.76	1.71	0.32	397.8
44	13.89	30.52	33.04	31.78	1.08	0.44	6948.6
45	5.4	10.71	11.42	11.06	1.06	0.48	859.8
46	6.76	13.5	21.24	17.37	1.57	0.39	2038.2

Sorszám	m	d ₂	d ₁	Q	d ₁ /d ₂	m/Q	A
47	1.53	6.38	7.55	6.97	1.18	0.2	312.47
48	3.86	8.11	10.88	9.5	1.34	0.4	613.5
49	18.9	26.23	26.87	26.55	1.02	0.7	5548.4
50	18.33	49.9	62	55.9	1.24	0.33	20679.4
51	11.68	15.3	15.6	15.4	1.01	0.75	1917.6
52	6.5	8.84	13	10.9	1.47	0.59	878.6
53	8	9.26	13.75	11.5	1.48	0.69	1033.37
54	2.27	3.34	3.53	3.4	1.05	0.66	88.8
55	24.8	44.27	47.6	45.9	1.07	0.5	15163.4
56	11.4	23.1	28.6	25.7	1.2	0.58	4556
57	20.4	48.2	48.67	48.43	1	0.42	16040.7
58	31.8	65	74.4	69.7	1.14	0.45	33684
59	6.24	10.18	14.26	12.2	1.4	0.5	1056.8
60	18.3	35.6	40.2	37.9	1.13	0.48	10072.2
61	9.2	26.1	28.4	27.25	1.08	0.33	4929
62	8.9	9.59	10.6	10	1.1	0.89	876.7
63	2.3	5.35	10.28	7.8	1.9	0.29	399
64	8.59	13	16.68	14.84	1.28	0.58	1614.7

A szintvonalas térképek alapján kirajzolódik, hogy a dolinák többsége a Szuadó-völgytől K-re, platóhelyzetben, 340 m és 420 m tengerszint feletti magasságban helyezkedik el. Ennek a mészkőplatónak a D-i peremén, ahol a felszín a Sas-hegy felé jelentősen emelkedni kezd, a platódolinák helyett a szárazvölgyi sordolinák válnak uralkodóvá.

A paraméterek alapján látható, hogy a mecseki dolinák kevésbé fejlettek, mint Magyarország egyéb karszterületeinek dolinái. Fejlettségi állapotukra alakjuk utal, ami egyben a kialakulásuk kezdete óta eltelt időre is következtetni enged. Alakjukra a kisebb méret, a nagy reliefarány, a kis terület, a mérethez képest nagy mélység és a leginkább tölcserhez hasonlító forma jellemző.

A dolinák mélysége 30 m alatti, mindössze két esetben mértünk 30 m-t meghaladó mélységet. A dolinák zömének (több, mint 50 %-ának) mélysége nem éri el a 10 m-t. A kis mélységű dolinák mellett a közepesnek tekinthető 10-20 m közötti mélység számottevő, összesen 19 dolina esetében.

Az átlagos átmérő 3-70 m között változik. Ezen belül a kicsi (3-9,9 m), közepes (10-29,9 m) és nagy (30 m felett) kategóriába sorolható dolinák nagyjából azonos arányban oszlanak meg.

Az elnyújtottsági arány összegzésében kicsinek mondható, 47 esetben 1,3 alatti.

A reliefarány a dolinák többségében 0,3 és 0,49 között mozog, ami más területekkel összehasonlítva igen magas értéket jelent.

A dolinák kis méretéből fakadóan területük is csekély, több, mint 50 %-uk esetében nem éri el a 10000 m²-t. Az egyes paraméterek összesített értékeit mutatja a II. sz. táblázat:

II. táblázat
Table II.

A vizsgált nyugat-mecseki dolinák morfolometriai paramétereinek összesített értékei
Values of morphometrical parameters of the analysed dolinas in Western Mecsek

mélység (m)	1 - 9,9	10 - 19,9	20 -
dolinaszám (db)	37	19	8
átlagos átmérő (Q)	3 - 9,9	10 - 29,9	30 -
dolinaszám (db)	21	23	20
elnyújtottsági arány (d ₁ /d _x)	1 - 1,29	1,3 - 1,49	1,5 -
dolinaszám (db)	47	10	7
reliefarány (m/Q)	0,2 - 0,29	0,3 - 0,49	0,5 -
dolinaszám (db)	4	45	15
terület (A)	50 - 999	1000 - 9999	10000 -
dolinaszám (db)	27	23	14

A paraméterek alapján hét kategória különíthető el, amelyek területi elhelyezkedése is csoportokba rendezhető. A kategóriák meghatározásánál a legjellemzőbb típusok lettek kiválasztva, amelyek nem foglalják magukban a paraméterek kombinációjával elméletileg lehetséges összes variációt.

A hét kategória a következő:

- I. mélység, átlagos átmérő, terület, elnyújtottsági arány, reliefarány kicsi: 21 dolina esetében,
- II. mélység, átlagos átmérő, terület kicsi, elnyújtottsági arány, reliefarány közepes - nagy: 5 dolina esetében,
- III. mélység, átlagos átmérő, terület, elnyújtottsági arány kicsi, reliefarány nagy: 5 dolina esetében,
- IV. mélység, átlagos átmérő, terület, reliefarány kicsi, elnyújtottsági arány nagy: 6 dolina esetében,
- V. mélység, átlagos átmérő, terület, közepes - nagy, elnyújtottsági arány, reliefarány kicsi - közepes: 11 dolina esetében,
- VI. mélység, átlagos átmérő, terület, elnyújtottsági arány, reliefarány közepes 10 dolina esetében,
- VII. mélység, reliefarány nagy, átlagos átmérő, terület közepes, elnyújtottsági arány kicsi: 4 dolina esetében.

Két vizsgált dolina, paramétereik alapján, egyik felállított kategóriába sem volt besorolható.

A sordolinák szinte kivétel nélkül az első kategóriába tartoznak, tehát valamennyi paraméterük kicsinek minősíthető. Ez egyrészt fiatalságukat mutatja, másrészt, hogy fejlődésük lassú, ami leginkább azzal magyarázható, hogy a szárazvölgyek szedimentumokkal való feltöltődése kezdeti szakaszban tart, így a talajtakaró vékonyabb, ami kevésbé intenzív dolinafejlődést tesz lehetővé. A Sas-hegytől É-ra található É-D-i irányú szárazvölgyek sordolináinak mérete É-felé nő, ami arra utal, hogy területükön a lehordódási terület viszonylagos közelsége miatt vastagabb talajtakaró tudott kialakulni.

A Szuadó-völgytől K-re eső mészköplató közepső régiójában zömkel közepes - nagy kategóriába sorolható mélységű, átmérőjű és területű dolinák találhatók, elnyújtottsági arányuk és reliefarányuk kicsi ill. közepes. A Cigány-hegy és az orfűi műút közötti mészköplató dolinái közepes paramétereik alapján a hatos kategóriába sorolhatók. A Körtvélyesi-völgytől NY-ra fekvő dolinák - amelyek már az abaligeti-karszt részét képezik - különböző kategóriákba tartoznak. Közös bennük, hogy mélységük, átlagos átmérőjük és területük kicsi, míg elnyújtottsági arányuk és reliefarányuk változatos képet mutat.

A vizsgált dolinák térbeli eloszlására, azaz mintázatára a legközelebbi szomszéd-index utal. Ez a mutatószám a nyugat-mecseki dolinák esetében 0,047. Ez igen közel esik a nullához, ami eloszlást tekintve a maximális csoportosulás mutatója. Ebből is látható, hogy a területen igen magas a dolinasűrűség. A vizsgált 14 km²-es területen mintegy 1540 db dolina található, aminek alapján az 1 km²-re jutó átlagos dolinaszám 110. Ettől azonban igen jelentős eltérések érzékelhetők. A minimális dolinasűrűség 50-60/km², maximálisan pedig a 380/km²-t is eléri. A terület legalacsonyabb sűrűségi értékei is jelentősen meghaladják a Bükk-fennsík legmagasabb értékeit, ahol a dolinasűrűség 5-30/km² között változik. Ez az igen magas dolinasűrűség egyrészt azzal magyarázható, hogy a terület teljes egészében erdővel fedett, ami dús vegetációt, ennek révén intenzív mikrobiális tevékenységet, vastagabb talajréteget eredményez. Erdősült dolinánál a vastagabb humuszréteg következtében nagyobb a biogén CO₂-termelés, ami 3/4 részben mikroorganizmusoktól származik (BÁRÁNY I.-MEZŐSI G., 1978). Ilyen feltételek mellett a dolinaszám jelentősen megnövekszik a füves területekhez képest. A magas dolinasűrűség másik tényezője, hogy az alapkőzet - zömében Lapis mész - erőteljesen repedezett, a többször felújuló szerkezeti mozgások következtében.

A maximális csoportosulás abban is megnyilvánul, hogy a dolinák sok esetben már fejlődésük kezdetén - tehát a kis átmérőjű és mélységű dolinák - összenőnek, uvalává egyesülnek. Igen jellemző vonása a területnek, hogy a nagy kiterjedésű dolinák belsejében további kisebb dolinák találhatóak, sokszor csoportos előfordulásban. Ilyenkor a dolinák közti nyereg fokozatosan alacsonyodik, míg a két-három belső dolina egyetlen nagyobb mélyedéssé nem egyesül.

A Cigány-hegy és az orfűi műút közötti mészkőplató dolinái nagyobb kiterjedésűek és mélységűek, mint a Szuadó-völgy és a Körtvélyesi-völgy fölötti plató dolinái. Ennek megfelelően szám szerint több dolina található az utóbbi területeken, azonban ezek a fejlődés alacsonyabb fokán állnak, mint a Cigány-hegytől D-re fekvő dolinák. Ennek oka valószínűleg az alapkőzet repedezettségében mutatkozó eltérésekben keresendő.

4. Összefoglalás

A morfometriai paraméterekre vonatkozó vizsgálatok alapján a nyugat-mecseki dolináknak a hazai karszterületek fejlődésében elfoglalt helyéről, ill. természetvédelmi értékéről vonhatók le következtetések. A Mecsek területén a dolinaformálódás Magyarország többi karszterületénél később kezdődött, a pleisztocén folyamán. A folyamat ma is intenzív szakaszban van, ami - többek között - a dolinák folyamatos mélyülésében nyilvánul meg. A mélyülésre a denudációs sebesség konkrét kiszámítása nélkül is következtetni lehet, elsősorban a morfometriai vizsgálatokat kiegészítő talajvizsgálatok eredményei alapján (HOYK E. 2001). Ezek az elemzések azt mutatják, hogy a mecseki dolinák alján a kitöltés vastagsága 1-2 méter, szemben az oldalirányú terjeszkedéssel jellemezhető aggteleki dolinákkal, ahol a kitöltés vastagsága az 5-6 métert is eléri. Ez az eltérés a mecseki dolinák ma is tartó mélyülésére, ill. kialakulásuk későbbi kezdetére utal.

A dolinaformálódás üteme igazodik a mérsékelt övi karsztok fejlődéséhez (JAKUCS L. 1971), ami kialakulásuk káros hatásoktól mentes jellegére utal. A dolinák - érzékenységük miatt - viszonylag gyorsan reagálnak a negatív hatásokra, ami nem csupán morfológiájuk, hanem talajuk és növényzetük módosulásában is megnyilvánul. A módosulások hiánya mutatja, hogy a nyugat-mecseki karszt legnagyobb tömegben előforduló felszínformái a károsító folyamatoktól mentesek, ami morfometriai vizsgálatuk alapján is természetközeli állapotukat igazolja.

A karsztosodás folyamatában a közettani felépítésben résztvevő, zömében anizuszi mészkövek összetétele és erőteljes repedezettsége megfelelő

kiindulási alapot teremt. Érdekes megfigyelni, hogy dolinákkal a mészkő alapközetű terület nem minden részén találkozhatunk. Ennek oka elsősorban az eltérő kőzetminőséggel magyarázható. Karsztosodásra a területen előforduló karbonátos kőzetek közül leginkább a vastag pados lapisi mészkő alkalmas, az erősen dolinasodott platók alapközetét pedig ez a típusú mészkő alkotja.

A nyugat-mecseki dolinák morfometriai szempontból jelentősen eltérnek Magyarországon más karszterületeinek dolináitól. Ez az eltérés jól nyomon követhető a kisebb méret, nagy reliefarány, kis terület, mérethez képest nagy mélység és a tölcser-szerű forma alapján. A nagy reliefarányt a növényzet is tükrözi, mivel több olyan faj jelenik meg a dolinák mélyebb részein, amelyek szurdokerdei körülményekre utalnak.

A dolinasűrűség a Mecsekben igen magas. A nagyszámú dolina kialakulása arra enged következtetni, hogy a dús, erdős vegetáció révén kialakuló intenzív mikrobiális tevékenység, nagyszámú baktériumpopuláció és vastagabb talajtakaró a dolinafejlődés folyamatát erősíti.

A klímatervezők közül a csapadék, amelynek 700 mm feletti az évi mennyisége, jelentékeny szerepet játszik a dolinaképződésben. Az Orfütől DK-re lévő karsztfennsíkok területére jutó csapadék a magas talajnedvesség révén fokozza a karsztosodás intenzitását, ugyanakkor a karsztos felszíni formakincs kialakulásához, így a dolinák jelenleg is tartó intenzív fejlődéséhez a területet borító fás növénytársulások gyökérzetének CO₂-termelése is hozzájárul.

A karszt igen sérülékeny természeti rendszer, ami érzékenyen reagál az antropogén hatásokra, ezért fokozott védelmet igényel. Külön ki kell emelni a dolinák szerepét, melyek a legerőteljesebben őrzik a karsztos táj eredeti növényzeti és talajállapotait. A terület védelem alá helyezésének folyamatában a dolinák a Nyugat-Mecsekben tervezett tájvédelmi körzet fokozott védettséget élvező részeként szerepelnek. Ugyanakkor egy karsztos terület védetté nyilvánítása nem csupán újabb természetvédelmi terület létrehozását jelenti, hanem a védelem a karszt bonyolult összefüggésrendszere révén a létrehozandó Nyugat-Mecsek Tájvédelmi Körzet tágabb környezetében is pozitív hatást eredményezhetne.

IRODALOM

BÁRÁNY I. - MEZŐSI G. (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. - In: Földrajzi Értesítő 1978. 1. p. 65-73.

BÁRÁNY I. - MEZŐSI G. (1979): Further data concerning the morphogenetical evaluation of karst dolines in Bükk. - Acta Universitatis Szegediensis. Acta Geographica. Tomus XIX. Szeged, p. 105-115.

- CASTIGLIANI, B.* (1991): A Berici-hegység dolináinak néhány morfológiai és környezeti kérdése. A karszterületek környezeti változásai. - Padovai konferencia, Università di Padova. p. 143-156.
- CLARK, P.J. – EVANS, F.C.* (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations. - *Ecology* 35., p. 445-453.
- FORD, D. – WILLIAMS, P.* (1989): Karst geomorphology and hydrology. - London, p. 133-152.
- HOYK E.* (2001): A tervezett Nyugat-Mecsek Tájvédelmi Körzet természetközeli állapotának elemzése talajainak vizsgálata alapján. - Karsztfelődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 221-232.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfológiája. A karsztfelődés variációi. - Akadémiai Kiadó, Bp. p. 243.
- KEVEINÉ BÁRÁNYI I.* (1981): A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. - Kandidátusi értekezés, Szeged, 1981. p. 214.
- LOVÁSZ GY.* (1977): Baranya megye természeti földrajza. - Pécs, 1977. p. 325.
- SZUNYOGH G.* (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése. - BDTF Tudományos Közleményei IX. Földtudományok 4. Szombathely, p. 173-202.
- PÉNTEK K. – VERESS M. – SZUNYOGH G. – DEZAMITS R. – TENDELITS A.* (2000): A karsztos mélyedések morfológiájának függvénytanilag eszközökkel történő leírása. - BDTF Tudományos Közleményei XII. Természetudományok 7. Szombathely, p. 73-96.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszín denudációjának kvantitatív leírására. - *Karszt és Barlang* 1. p. 19-28.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1994): Néhány karsztos folyamat leírása a fizikai-kémiai hidrodinamika alapján. - BDTF Tudományos Közleményei IX. Természetudományok 4. Szombathely, p. 145-172.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes. - *Zeitschrift für Geomorphologie* 40. 4. p. 461-476.

FELSZÍNALAKTANI VIZSGÁLATOK A GALYASÁG TERÜLETÉN.¹

MÓGA JÁNOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Tanárképző Főiskolai Kar Földrajz Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c. jmoga@freemail.hu

Abstract: The karstic mountain range built up similarly to the Aggtelek plateau, continues between the Jósua, and the Tóth (Henc) valleys. This region, mainly lower middle-mountainous, but to a lesser extend already hilly territory is referred to as the Galyaság. The Galyaság is the mosaic of diversely constructed regions with various surfaces. Starting from W to E it can be divided into four, morphologically more or less different territories. Its Western part, bordering the Hideg-valley, is most similar to the Aggtelek plateau, as it is mainly built up from rocks with a strong inclination towards karstification (Steinalm, and Gutenstein limestone). On the Western edge of the karstic plateau, towards Pitics mount, non-karstifying rocks also appear, which become more and more determining towards the E. The Teresztenye plateau is only a karstic island within the ring of Lower Triassic slate and Pannonic sediments. E from this plateau we cannot find carbonated rocks at all. On the characteristic allogenic karst of the Galyaság, in the formation of the surface and sub-surface landforms, besides the corrosion of the infiltrating waters, the corrosion-erosion effects of the outflowing and the disappearing waters in swallow holes coming from the neighbouring non-karstic regions can be well observed. In my paper I would like to present my observations accomplished on the border area of the Galyaság, during the research of the phenomena of the Contact Karst.

Bevezetés

A Jósua-völgy és a Tóth(Henc)-völgy között is folytatódik az Aggteleki-fennsíkhoz hasonló felépítésű karsztos hegyvonulat. Ez a Bódva-völgyig terjedő, túlnyomó részben még alacsony középhegységi, kisebb részben azonban már dombsági jellegű táj a Galyaság. E tanulmányomban a Galyaság területén végzett felszínalaktani vizsgálataim eredményeit szeretném összefoglalni. Elsősorban a kőzetfelépítés és szerkezet, valamint a felszínformák közti összefüggést vizsgáltam. Munkámat a közelmúltban elhunyt Jakucs László emlékének ajánlom, akinek a munkássága elválaszthatatlanul összeforrt a Galyasággal.

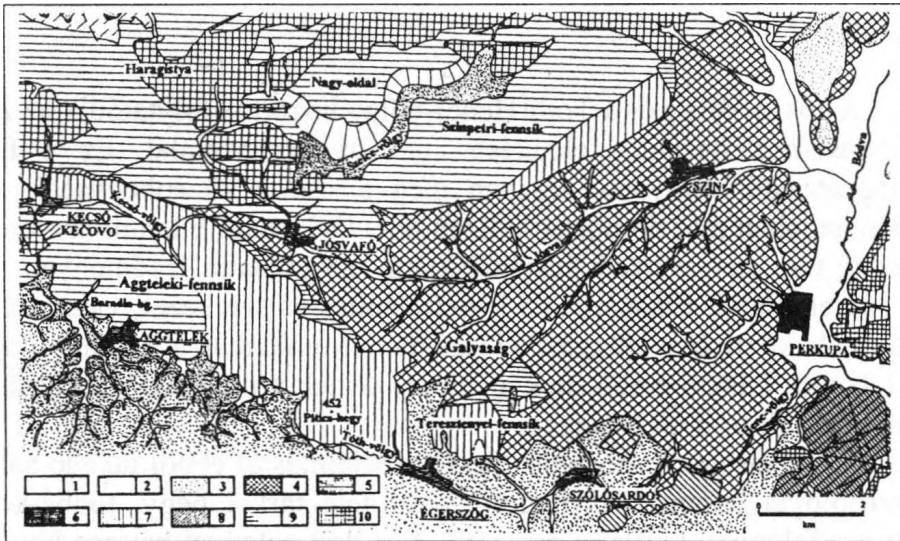
A Galyaságot változatos kőzettani felépítés és ebből fakadó sokszínű geomorfológia jellemzi. Nyugatról kelet felé tartva négy, többé-kevésbé eltérő morfológiájú területre osztható. A Hideg-völgygel határos Ny-i része hasonlít legjobban az Aggteleki-fennsíkhoz, mert jól karsztosodó kőzetek építik fel (steinalmi mészkő, gutensteini mészkő). A Pitics-hegy körüli karsztfennsík É-i szegélyén nem karsztosodó kőzetek is megjelennek, ame-

¹ A tanulmány a T 035004 sz. OTKA pályázat támogatásával készült.

lyek K felé egyre inkább meghatározóvá válnak. A Teresztenyei-fennsík (Galya-erdő) már csak karsztsziget az alsótriász palák és a pannon üledékek gyűrűjében. Varbóctól K-re pedig már egyáltalán nincsenek karbonátos kőzetek.

Földtani felépítés

A Jósva-völgyi antiklinális D-i szárnyához kapcsolódó, túlnyomó részben középsőtriász mészkövek blokkjaiból (pikkelyeiből) felépülő alacsony hegyvidék tetői 350 m és 400 m magasságba emelkednek (1. ábra). A környező tetők fölé magasan kiemelt Pitics-hegy röge is csak 452 m magas. A mészkő töredezettségét részben a fedett karszt és a nyílt karszt határán végbement szerkezeti mozgások, részben a Galyaság területét átszelő ÉK–DNy-i, ill. a DK–ÉNy-i törések okozták. ÉK–DNy-i átlós törésvonalak jelölték ki a Galyaság fő völgyeit (Kecske-kút-, Szövetény-, Pározsa-völgy) és a többsorok (pl. a Piticsalji-többsor) irányát is. Szerkezetileg előre jelzett helyen alakult ki a Galyaság É-i határán húzódó Jósva-völgy (antiklinális völgy), valamint a D-i szegélyén a Tóth (Henc)-völgy is. Utóbbi epigenetikus völgyszakasszokkal töri át a Szőlősárdó környéki eltemetett mészkörögeket.



1. ábra: A Galyaság földtani felépítése (MELLO, J. 1997 és LESS, GY. et al. 1988 nyomán).

Jelmagyarázat: 1. alluvium, 2. negyedidőszaki eluvium és proluvium, 3. pliocén kavics és homok (Borsodi Kavics F.), 4. alsó-triász palák és homokkővek, 5. gutensteini mészkő, 6. gutensteini dolomit, 7. steinalmi mészkő, 8. reiflingi mészkő, 9. wettersteini mészkő, 10. wettersteini dolomit.

Fig 1: Geology of the Galyaság (after MELLO, J. 1997 and LESS, GY. et al. 1988): Legend: 1. aluvium, 2. Quaternary eluviums and proluviums, 3. Pliocene gravels and sands (Borsod or Paltar Pebbles F.), 4. Lower Triassic shales and sandstone, 5. Gutenstein limestone, 6. Gutenstein dolomit, 7. Steinalm limestone, 8. Reifling limestones, 9. Wetterstein limestones, 10. Wetterstein dolomit

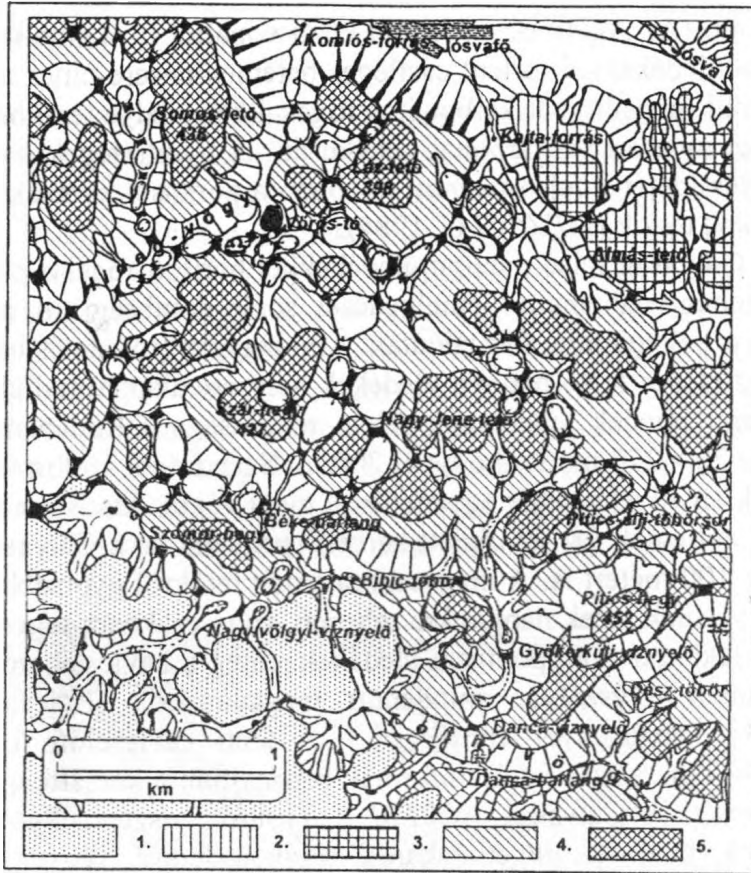
Az alsó-pannonban lejátszódó szerkezeti mozgások a Galyaság egyes mészköbökkjainak eltérő mértékű bezökkenését okozták. Az alsó-pannonban megsüllyedt rögöket a felső-pannonban tengeri-tavi, majd szárazföldi üledéksor borította be. A Gömör–Tornai-karszt déli szegélye - beleértve a Galyaság területét és a szomszédos Rudabányai-hegységet is - fedett karszttá vált. (Az Aggtelek – Jósmafő közti vonaltól É-ra emelkedő fennsík-ok pannon üledékekkel történt esetleges betemetődésére nincs adatunk). Az egyenetlenül megsüllyedt karbonátos rögök közti mélyedésekben, főleg D-en lignit és mocsári vaskarbonát keletkezett. A lignitrétegek kora alapján a betemetődés idejét a felső-pannon (újabbán a pontuszi korszak) Sümegium alkorszakába teszik (MEZŐSI G. 1984).

A Galyaság felső-pannon üledékekkel borított rögei a pliocénben és pleisztocénben végbement kiemelkedések során dombsági, ill. alacsony középhegységi jellegű tájjá formálódtak. A mozgások (román és bakui) mértékét a lignittelepes felső-pannon üledékek helyzete alapján tudjuk rekonstruálni. A fenti rétegek tengerszint feletti magassága a Rudabányai-hegység környékén 260–270 m, Szuhogynál 200 m, Szendrőnél 160 m (MEZŐSI G. 1984). A kiemelkedés tehát egyenetlenül ment végbe: kisebb mértékű volt a Putnoki-dombvidék (az ún. fedett karszt) területén, de a Galyaság területén elérhette a 100 métert is. A magasabbra emelt tetőkről gyorsabban lehordódott a fedőüledék, ezek napjainkra teljesen, vagy csaknem teljesen kihantolódtak. A felső-pannon, pontuszi üledékek, főleg a kavicsstakarók maradványai azonban úgyszólván mindenütt megtalálhatók (Piticsalji-töbör, Dász-töbör, Teresztenyei-fennsík stb.). A fenti kavicselőfordulások és a fedőüledékekhez köthető felszínformák bizonyítják a karsztfennsík korábbi betemetődését. A Galyaság HEVESI A. (1986) karsztosztályozása szerint kihantolódó, talaj- és növénytakarós, részben fedett, vegyes, nemönálló karszt.

A Galyaság Ny-i részének felszínalaklata

A Galyaság Ny-i része, amely lényegében a Béke-barlang vízgyűjtő területét foglalja magában, még az Aggteleki-fennsík jellemvonásait hordozza. Déli határát a nyílt és fedett karszt határán húzódó kaptúravonal képezi, ahol fejlett víznyelők sorakoznak (Szomor-hegyi-, Nagy-völgyi-víznyelő, Bibic-töbör nyelője). A vízfestések (JAKUCS L. 1953, SÁSDI L. – SZILÁGYI F. 1986) tanúsága szerint e víznyelők a jósmafői Törőfej-völgyben fakadó Komlós-forrás felé adják le vizüket, és a Domica – Baradla-barlangrendszerrel független felszín alatti vízrendszert képeznek. A

víznyomjelzések alapján elméletileg kimutatott barlangrendszer (Béke-bg.)
 Jakucs L. és társai tárták fel 1952-ben.



2. ábra: A Galyáság Ny-i részének felszínalaktani térképe:

Jelmagyarázat: 1. pannon-pontuszi üledékek, 2. nem karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát, 3. nem karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát tetője, 4. karsztfennsík felszíne, ill. karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát, 5. karsztfennsík magasabb tetője, ill. karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát tetője.

Fig. 2: Geomorphological map of the W-ern part of the Galyáság:

Legend: 1. pannonian-pontian sediments, 2. intervalley back developed on non-carstic rocks, 3. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 4. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 5. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks).

A Béke-barlang karsztos vízgyűjtőterülete jellegzetes „B” típusú (allogén) karszt (JAKUCS L. 1971), ahol a felszíni és felszín alatti formák kialakításában a beszivárgó vizek korróziója és a szomszédos nem karsztos tájakról lefolyó és a víznyelőkben eltűnő vizek oldó hatása és eróziója együttesen vett részt. A Szomor-hegy (380 m), Nagy-Jenei-tető (445 m), Láz-tető (398 m) és Hideg-völgy által határolt karsztfennsíkon főleg oldá-

sos eredetű, vörösgyaggal részben kitöltött töbrök fordulnak elő, amelyek általában töbör csoportokat (uvalák) alkotnak (ZÁMBÓ L. 1970). A töbör csoportokkal elválasztott tetők vékony talajtakarója alól ritkán bújik ki a szálban álló kőzet. Karrok főleg a töbrök közti keskeny gerinceken és a meredekebb lejtőkön jelentkeznek. Az allogén karsztokra jellemző közethatáron kialakult fejlett víznyelők a Szár-hegy (427 m) és Szomor-hegy lábánál, a tulajdonképpeni karsztfennsík peremén sorakoznak (2. ábra). A nyelők csak csapadékos időben, vagy hóolvadáskor aktívak; a legnagyobb vízgyűjtőterülettel rendelkező Nagy-völgyi-víznyelőhöz is csak aszóvölgy kapcsolódik (MÓGA J. 1999.).

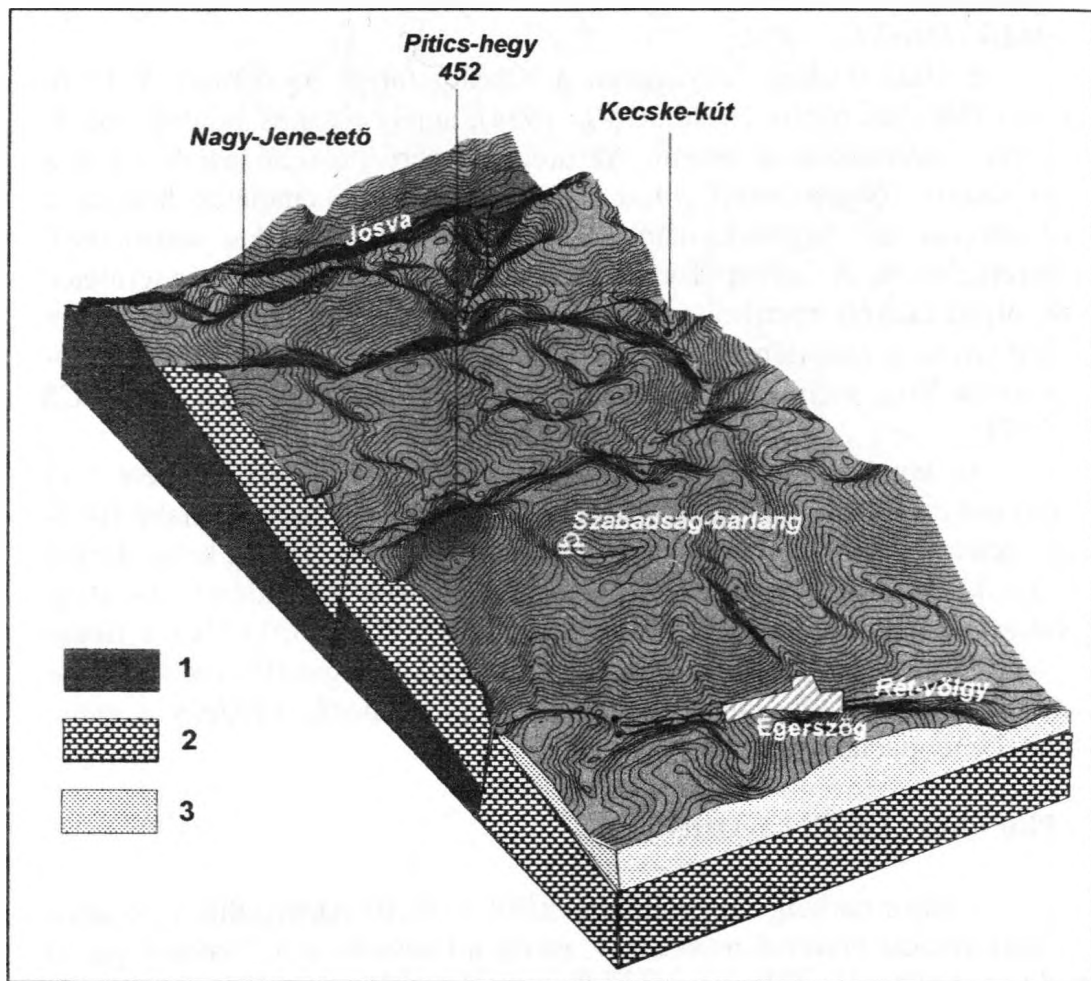
A Béke-barlang lényegében a Komlós-forrás patakjának 8743 m hosszú földalatti medre (KORDOS L. 1984), amely patakos barlang, jól elkülönülő barlangszintek nélkül. Az üregrendszert kialakító patak ma is a kanyonszerű főágon folyik végig. A szintek, vagy emeletek hiányát a Galyáságnak az Aggteleki-fennsíktól kissé eltérő tektonikai történetével magyarázhatjuk. A Gömör–Tornai-karszt kiemelkedése a Galyáság területén már olyan csekély mértékű volt, hogy a barlangi patak bevágódása lépést tudott tartani a közettömeg kiemelkedésével, s ahelyett, hogy szinteket hozott volna létre, mély kanyonszerű folyosót alakított ki magának (JAKUCS L. 1953).

Az emelkedő szakaszokban a karsztvízszint süllyedése nem volt olyan nagy mértékű, mint a szomszédos Baradlában. A barlang kialakulásának idején a karsztvíznívó mindvégig a folyosótalp közelében helyezkedett el, amely megakadályozta a mélyebb szintű üregek képződését. Az üregrendszer kialakulása a pleisztocénra tehető. MEZŐSI G. (1976) a Béke-barlang folyosóinak teraszai, ill. az árvízi színlök bolygatatlan (in situ helyzetű) üledékeinek vizsgálata alapján az üregformálódás kezdetét a gүнzmindel interglaciálisra teszi.

A Pitics-hegy körüli karsztfennsík

A Béke-barlang vízgyűjtőterületétől K-re elkeskenyedik a karsztos felszinformákat hordozó mészkősáv, mivel a Galyáság É-i, Jósva-völgygel határos területein felszínre emelkednek a Jósva-völgyi antiklinális (antiklinórium) alsótriász időszaki gyengén, vagy egyáltalán nem karsztosodó kőzetei (Szinpetri Mészkő Formáció, Jósva-fői Mészkő Tagozat, Szini Márga Formáció, Bódvaszilasi Homokkő Formáció I., LESS GY. et al. 1988). Az alsó-triász réteges, palás mészköveiben (Szinpetri Mészkő Formáció) még fellelhetők nyomokban a karsztos formák (Huta-tető alatti kis töbrök), de K felé az egyáltalán nem oldódó homokkövek és palák felszínén

ismét megjelennek a normális felszíni vízfolyások (Almás-, Kecse-kút-, Szövetény-, Pározsa-völgy). A Kecse-kút-völgy hátravágódása során elérte és megcsapolta a középsőtriász mészkősávot. A Kecse-kút-völgyben a megcsapolás olyan mélyen történt, hogy a Pitics-hegy (452 m) körül emelkedő több négyzetkilométer kiterjedésű karsztfennsík felszín alatti vizeit magához tudta vonzani. A palás, lemezes mészkőből fakadó Kecse-kút a környék legnagyobb vízhozamú forrása (2000 l/perc maximális, 100 l/perc minimális, 400-600 l/perc átlagos vízhozam, BALÁZS D. 1961).



3. ábra: A Pitics-hegy körüli karsztfennsík.

Jelmagyarázat: 1. alsó-triász palák és homokkövek, 2. steinalmi mészkő, 3. pliocene kavics és homok (Borsodi Kavics F.).

Fig. 3: The karstplateau around the Pitics mount:

Legend: 1. Lower Triassic shales and sandstone, 2. Steinalm limestone, 3. Pliocene gravels and sands (Borsod or Poltar Pebbles F.).

A keskeny steinalmi mészkősáv D-i szegélyéig hátravágódó Tóth-(Rét)völgy lezárja a Hosszúszónál kezdődő és a Szomor-hegynél végződő víznyelősort. A fedett karszt és nyílt karszt határán a batükaptúra-vonal folytatásában létrejött völgy ugyanis ettől kezdve összegyűjti a karszttal határos kavicshátról lefolyó vizeket és a felszínen vezeti el a Bódva felé. A pannon üledékek felszínéről indult meg a Tóth-völgy bevágódása, amely idővel átöröklődött az alatta fekvő mészkőrétegekre is. Az epigenetikus Tóth-völgy kimélyülésével fokozatosan megkezdődött a Galyaság Pitics-hegy környéki területének D-i irányú felszín alatti megcsapolása is.

A karsztfennsík a törésvonalak mentén elmozduló kőzetblokkok magassága szerint alacsonyabb tetőkre és kiemelt sasbércekre tagolódik. Felszínét a legmeredekebb lejtők kivételével olyan vastag talaj, vörösagyag és kavics borítja, hogy a szálban álló kőzet ritkán búvik ki alóla. A Jósva-völgy és a Tóth-völgy között ÉK–DNy-i irányba húzódó két párhuzamos törésvonal mentén jöttek létre a Pitics-hegy körüli karszt legjellegzetesebb felszínformái. A Pitics-hegy elnyúlt sasbérce (452 m) is a fenti vetősíkok menti kiemelkedéssel jött létre. A hegy DK-i szegélytörése a karrformák leggyakoribb előfordulási helye. A Pitics-hegy meredek lejtőjét kialakító törésvonalhoz kapcsolódik a Dász-töbör alján nyíló víznyelő, továbbá a Kecskékút völgye (3. ábra). E törésvonalat követi a mélyben a Szabadság-barlang első néhány száz méteres szakasza is.

Ezzel nagyjából párhuzamosan a Pitics-hegy ÉNy-i oldalán egy másik törésvonal húzódik a Danca-víznyelő – Gyökérvíznyelő – Piticsalji-töbör (uvala) – Almás-völgy vonalában. A Piticsalji-úvalát beszivárgó vizek korróziója alakította ki egymást keresztező törésvonalak metsződésében. Hossztengelyében a Pitics-hegy tömbjének kiemelkedését okozó vetősík ismerhető fel. Az uvala alját ismeretlen vastagságú terra rossa és agyag borítja, amely megnehezíti a víz mélybeszivárgását. Az egyik töbörben hóolvadás után sokáig megmarad a víz, benne időszakos tó keletkezik. Az összesen mintegy 0,3 km² kiterjedésű uvala a Kecskékút vízrendszeréhez kapcsolódik. Egyetlen fejlett víznyelője a Szabadság-barlang Gyöngyfolyó oldalághoz tartozik.

A Pitics-hegy környékén beszivárgó vizek részben a Tóth-völgy (a Danca-forrásbarlang, Mocsolyák-forrás és Delelő-kút), részben a Kecskékút felé áramlanak. A fedőüledékek alól csaknem teljesen kitakarózott karsztfennsík víznyelőkben szegény területén a fenti források vízgyűjtőterületének pontos lehatárolása meglehetősen nehéz, de az biztosnak látszik, hogy a párhuzamos törésvonalak közt kiemelkedő Pitics-hegy sasbérce a fő vízváltató.

Az ötvenes években végzett vízfestési vizsgálatok mutatták ki a vizsgált terület víznyelőinek a szomszédos völgyekben fakadó forrásokkal való kapcsolatát (BALÁZS D. 1960 a). A Pitics-hegy körüli karszt legfejlettebb víznyelője a Dász-töbörben nyílik. A 0,13 km²-es kiterjedésű, pannon üledékekkel fedett Dász-töbörü víznyelő elfolyó vizei a légvonalban 1550 m távolságra fekvő Kecske-kút-forrásban látnak napvilágot. A víznyelőben eltűnő vízfolyás útját követve Balázs D. és társai fedezték fel a Gömör-Tornai-karsztvidék magyarországi részének harmadik leghosszabb barlangrendszerét. A Szabadság-barlang folyosóinak hossza a későbbi feltárásokkal együtt 3300 m.

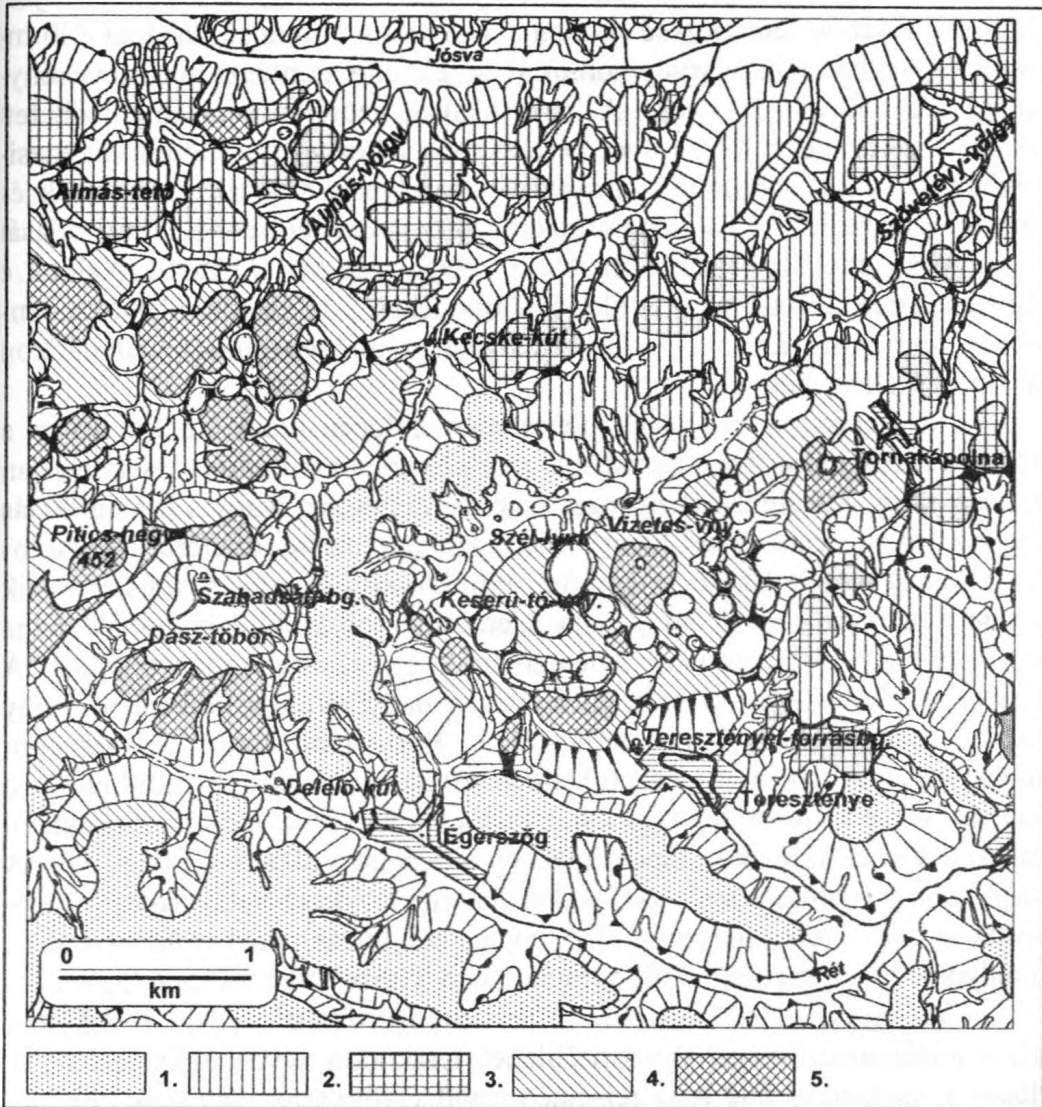
Az Égerszög határában fakadó Mocsolyák-forrás és Delelő-kút vízgyűjtője bizonytalan, valószínűleg a Pitics gerincen beszivárgó vizek táplálják. A Danca-víznyelőbarlang víznyelői a Pitics-hegy gerince alatti kettős víznyelőtöbör alján nyílnak, vízgyűjtőjüket csak egy alacsony tető választja el a Béke-barlang Felfedező-ágához kapcsolódó Bibic-töbörtől. A forrástól légvonalban kb 300 m-re, 328 m-es magasságban nyíló Danca-víznyelő csak hóolvadáskor és csapadékos időben működik. A forrástól távolabb eső Gyökér-kúti-víznyelőt (353 m) az év nagy részében egy kis forrás táplálja (Gyökér-kút). A pannon üledékekkel, nyirokkal, vörös agyaggal, helyenként kvarc-kavicssal borított, mintegy 450 000 m² kiterjedésű vízgyűjtő területének felszínébe egy több száz méter hosszú aszóvölgy vágódott be, az vezetile a nem karsztos térszín vizeit a víznyelő torokba (2. ábra).

A Danca-lyuk forrása évente mintegy 80-100 napon át működik, vízhozama 0 és 5000 l/perc között változik. A barlang másfél méter magas nyílásán kifolyó patak vize a Tóth-völgy mészkőben kialakult szurdokában hamarosan elnyelődik. A víz újbóli megjelenési helye bizonytalan, feltehetően az Égerszög határában fakadó forrásokban lát napvilágot. A Pitics-hegy karsztos környezetében végzett hidrológiai megfigyeléseink (a Tóth-völgy mélységi lefejezése és a vizének az Égerszög közelében fakadó Mocsolyák-forrásra, ill. a Delelő-kútra való rákapcsolódása) a felszín alatt áramló vizek fokozatos átrendeződésére utalnak.

A Teresztenyei-fennsík karsztjelenségei

A Galyaság területén Ny-ról K felé húzódó mészkőszáv az Égerszögtől a Kecske-kút felé tartó éles törésnél hirtelen megszakad. A Pitics-hegy körül még felszínre emelkedő karbonátos kőzetek az alsópannonban lejátszódó differenciáló szerkezeti mozgások során mélybe zökkentek, felszínükre a benyomuló felsópannon tenger és beltő vastag, homok- és kavicspadokkal tagolt tarkaagyagösszletet halmozott fel. A pannon üledékek, vala-

mint az alsótriász palás mészkövek és márgák teljesen körülölelik a Galyaság utolsó karsztos foltját, a Terezstenyei-fennsíkot (Galya-erdő). A 350-370 m magas Terezstenyei-fennsík steinalmi mészkőből és gutensteini mészkőből álló kicsiny pikkelye szigetszerűen jelenik meg Égerszög, Terezstenye és Tornakápolna határában (1. ábra).



4. ábra: A Terezstenyei-fennsík és környékének felszínalaktani térképe:

Jelmagyarázat: 1. pannon-pontuszi üledékek, 2. nem karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát, 3. nem karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát tetője, 4. karsztfennsík felszíne, ill. karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát, 5. karsztfennsík magasabb tetője, ill. karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát tetője.

Fig. 4: Geomorphological map of the Terezstenye karst plateau and its environment.

Legend: 1. pannonian-pontian sediments, 2. intervalley back developed on non-carstic rocks, 3. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 4. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 5. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks).

A Galya-erdő a nyílt, vegyes, nemönálló karszt jellemző formakincsét mutatja. A pannon üledékek foltjai és a kavicstakarók a fennsík betemetődéséről árulkodnak. Az alsó-pannon szerkezeti mozgások során valószínűleg a teresztenyei blokk is lesüllyedt, a felső-pannon transzgresszió idején betemetődött. A felső-pannon végén azonban már szárazulatként emelkedett ki a környező tavi, vagy mocsaras környékéből. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképezése közben a Teresztenyei-fennsík lábánál 300 m-es magasságban talált gyöngyhomok felső-pannon–pontuszi forrástevékenységre utal (SÁSDI L. 1990). A karsztfennsík azonban nem emelkedhetett nagyon a környéke fölé, mivel később még elborította a Gömör–Szepesi-érchegység felől szállított kvarckavics - amelyet a szlovák geológusok és morfológusok Poltári Kavics Formációnak neveztek el-, és felhalmozódását a pontuszi emeletre teszik (JAKÁL, J. 1975, MELLO, J. 1996). Nálunk e kavicstakarók korát LÁNG S. (1955) a pliocénre, JAKUCS L. (1956) a pannonra teszi, míg LESS GY. (1998) szerint a pliocén–pleisztocén határon szállítódott mai helyére.

A Teresztenyei-fennsík pleisztocén–holocén kiemelkedése során a fedőüledékek nagy része lepusztult, csak a korábban említett kis foltokban maradt meg. Az üledéktakaró nem lehetett vastag, és /vagy a kihantolódás gyorsan ment végbe, ezért hiányoznak a karsztfennsík területéről a kihantolódó karsztokra jellemző, mészkőre átöröklődő völgyek. A karsztfennsík területe túl kicsi ahhoz, hogy rajta jelentős vízfolyások alakulhattak volna ki. Tetőit a nyílt karsztokra jellemző tipikus oldásos dolinák tagolják. A jobban oldódó steinalmi mészkő felszínén nagyméretű, tálformájú, mély töbrök alakultak ki (Vesztártárpás-töbör, Boros-töbör stb.). A steinalmi mészkő és a gutensteini mészkő határán sorakozó dolinák összeoldódásával keletkezett a fennsík legnagyobb uvalája. A kevésbé oldódó gutensteini mészkő töbrei kisebbek, laposabbak és általában kevésbé szabályosak. A szomszédos nemkarsztos térszínekkel határos dolinákba időszakos vízmosságok is belefutnak. Az egyik töbör alján rétegforrás fakad (Mátyás kútja), amelynek a vize szétterül a töbör alján, majd a közeli víznyelőben tűnik el.

A legfejlettebb víznyelők a Teresztenyei-fennsík lábánál alakultak ki. A felsőpannon tenger egykori öblében lerakódott agyagos, kavicsos üledékek karsztperem felé lejtő felszínén rövid vízfolyások alakultak ki, amelyek víznyelőben végződnek. A víznyelőkben eltűnő vizek BALÁZS D. (1960 b) víznyomjelzéses vizsgálatai szerint a karsztfennsík D-i lábánál törnek elő, és a Teresztenyei-forrásbarlang patakját táplálják.

Felszín alatti megcsapolású mélyedések (lápák) egész sora öleli körül a Galya-erdő szigetszerűen kiemelkedő tömbjét. A legnagyobb vízgyűjtő

területtel rendelkező Vizes-víznyelőhöz két állandóvízű vízfolyás kapcsolódik. A Tornakápolna határában eredő kis patak a lábán keresztülfolyva 1 km-es útja végén érkezik a völgy mélypontján nyíló víznyelőkhöz. A jelenleg működő víznyelőbe folyik le a közeli zombékos területen fakadó Kútforrás vize is. A Vizes-víznyelő nyelőkapacitása meglehetősen kicsi, a becslések szerint kb. 50-60 l/p (BALÁZS D. 1960b). Hóolvadások és felhőszakadások idején a régebbi, magasabban nyíló nyelők is működésbe lépnek, de együttesen sem képesek levezetni a több km²-nyi területről összegyűlt vizeket. Ilyenkor a nyelők körül időszakos tó keletkezik, amelynek a mélysége elérheti az 5-8 m-t is.

A fennsík Ny-i peremén sorakozó lábák alján időszakosan működő víznyelők nyílnak (Keserű-tó lábájában nyíló víznyelő, Szél-lyuk, Beszakadás). A Keserű-tó lábájában nyíló víznyelő a Teresztenyei-karsztforrás legfejlettebb nyelője. Vízugyűjtőterülete ugyan ma kicsi, de korlátlan mennyiségű vizet képes visszaduzzadás nélkül elnyelni.

A Vizes-víznyelő szerény nyelőkapacitása összefüggésben állhat fiatal korával. A ma még feltáratlan Teresztenyei-barlangrendszer kialakulásának folyamatát nem ismerjük eléggé, de valószínűnek látszik, hogy víznyelői a Vizes-patak szakaszos mélybe-fejeződésével és völgyének fokozatos hátravágódásával alakultak ki.

Vizsgálataim szerint a pliocén végén és a pleisztocén elején a nagyjából azonos magasságra emelt alsótriász palás mészkövek és pannon üledékek felszínén összegyűlt víz részben a Szövetény-völgyön át a Jósva-völgy felé folyt le, részben a Tóth-völgy felé. Az utóbbi vízfolyás Égerszőgnél érhetette el a fővölgyet. A Jósva-völgy felé tartó patak és a Vizes-patak fokozatos bevágódásával a pleisztocén elejére lassanként rögzült a vízváltó (325 m) a mai helyén, Tornakápolna határában. A palás kőzetek felszínébe bevágódó Szövetény-patak megmaradt felszíni vízfolyásnak, Szinpetri és Szin között önti vizét a Jósvába. A pannon üledékekbe bevágódó Vizes-patak viszont alsó szakaszán felszín alatti vízfolyássá vált, amikor bevágódása közben a mai Keserű-tó lábájánál elérte a mészkövet, s a kőzet hasadékrendszere fokozatosan megcsapolta a patak vizét. A vízfolyás mélybe-fejeződésével megakadt a völgy alsó szakaszának fejlődése. A Keserű-tó lábájánál végződő völgy további mélyülésével a lápa és a Tóth-völgy között a régi völgy helyén vízváltó alakult ki, amelynek a nyeregpontja (327 m) a korábbi völgytalp magasságát jelzi.

A Vizes-völgy bevágódása folytatódott, de továbbra is a Keserű-tó lábájának víznyelőjénél (300 m) tűnt el a patak vize. A völgyfejlődés későbbi szakaszában a mélybe-fejeződés többször megismétlődött, további víznyelők kialakulásával a régi völgy mind nagyobb szakaszai fűződtek le

a Vizetes-patak még aktív, vízfolyással rendelkező szakaszáról. A völgy talpán pedig egyre nőtt a víznyelők száma (Szél-lyuk, Beszakadás stb.).

A Vizetes állandó vízfolyással rendelkező völgye minden mélybe-fejződésnél rövidebb lett, végül elérte a mai méretét. A lefűződött, víz nélkül maradt völgyszakaszok bevagódása lelassult, mivel már csak a közvetlen környékükről tudták összegyűjteni és a víznyelő felé vezetni a csapadékból származó vizeket. Az így kialakuló víznyelősor szelvében terjeszkedett. Az egykori völgy pannon agyaggal, kavicsal borított Ny-i lejtőiről lefolyó vizek árkokat mélyítettek a laza üledékekbe, majd a hordalék mélybe szállításával kissé kiszélesítették az egykori völgy hozzájuk legközelebb eső szakaszát. Így alakultak ki a lépák. A Vizetes-víznyelő tehát a legfiatalabb a sorban, a legutolsó mélybe-fejződés során alakult ki. Jóllehet e víznyelőhöz tartozik a legnagyobb vízgyűjtő terület, vízvezető járata még meg lehetően fejletlen (MÓGA J. 2001).

A Galyaság K-i része

A Szőlősardót Tornakápolnával összekötő vonaltól K-re már csak az alsótriász kőzetek vannak felszínen. Kelet felé az alsótriász mélyebben fekvő, egyre idősebb formációi (Szini Márga Formáció, Bódvaszilasi Homokkő Formáció) vesznek részt a Henc-völgy és a Jósva-völgy közti alacsony hegyvidék felépítésében. A felszíni kőzetek látszólag egyszerű megjelenése komplikált tektonikai helyzetet takar, amely a tornakápolnai mélyfúrás anyagának feldolgozása után vált ismertté. A Szilicei-takaró alsótriász rétegsora alatt óceáni kéreg erősen tektonizált tömbjei (szerpentinit, metabazalt) helyezkednek el. A fúrómag közettani, sztratigráfiai vizsgálata nagymértékben hozzájárult a Gömör-Tornai-karszt tektonikájának megismeréséhez. Mai értelmezésük szerint a jura végén obdukált óceáni kéregmaradványok tömbjei a kréta takarómozgások révén gyúródtak bele a Szilicei- és a Bódvai-takaró bázisát alkotó felső perm evaporitos összletbe (Perkupai Evaporit Formáció) (RÉTI ZS. 1993). A Szilicei-takaró D-i mozgását éppen ezek a képlékeny, csúszós evaporitok tették lehetővé. Nagyobb összefüggő sávban Perkupa és Bódvaszilás közt a Bódva-völgyben fordulnak elő.

A Galyaság keleti részének legmagasabb tetői (Zabanyik, 410 m; Bérc, 409 m) a Tornakápolna és Varbóc közt húzódó vízvásztó hátból emelkednek ki. A Bódva felől Varbóciig hátravágódó Víz-völgyi-patak mellékágaival alaposan felszabdalta a rögökre töredezett, D felé kibillent hegyvidéket. Ez a tektonikusan preformált eróziós völgyekkel tagolt, deráziós formákban is gazdag domb-, ill. alacsony hegyvidék meredek lejtővel szakad le a Bódva tektonikus árkába. Déli határán az alsópannon szerkezeti

mozgások során lezökkent, majd a felsőpannonban betemetődött, napjainkban kihantolódó mészkőtáblákba (gutensteini mészkő, nádaskai mészkő, hallstatti mészkő) vágta be a völgyét a Rét-patak. A Rét-patak derékszögben többször megtörő, tektonikus preformációról tanúskodó völgyében epigenetikus völgyszakaszok is felismerhetők. A mészkőbe vágódott völgyben Szőlősardó közelében, és kissé lejjebb karsztforrások (Bedele-, Sárkány-kút) fakadnak. Mindkettőhöz töbrök és víznyelők tartoznak. Ezek a legdélebbi karsztos formák, amelyek még a Szilicei-takaró közeteiben alakultak ki.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1960a): A Piticsi-barlangrendszer. - Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató 10. p. 66–575.
- BALÁZS D. (1960b): A Teresztenyei-barlangrendszer víznyelőinek és forrásainak összefüggéseire vonatkozó kísérletek. - Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató 5. p. 227–231.
- BALÁZS D. (1961): A Szabadság-barlang. - Karszt és Barlang 1. p. 1–14.
- HEVESI A. (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - Földr. Ért. 35. 3–4. p. 231–254.
- JAKÁL, J. (1975): Kras Silickej Planiny. - Vyd. Osveta 145 p.
- JAKUCS L. (1953): A Békebarlang felfedezése. - Művelt Nép Könyvkiadó Budapest 94 p.
- JAKUCS L. (1956): Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. - Földr. Közl. 80. 1. p. 25–39.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai. - Gondolat, Budapest, 326 p.
- LÁNG S. (1955): Geomorfológiai tanulmányok az Aggteleki karsztvidéken. - Földr. Ért. 4. 1. p. 1–17.
- LESS GY. (1998): Földtani felépítés. - In: Az Aggteleki Nemzeti Park Mezőgazda (szerk.: Baross G.), Budapest, p. 26–66.
- LESS GY. et al. (1988): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. - MÁFI.
- MELLO, J. (1996): Geologická mapa Slovenského krasu. - Geologická služba Slov. Rep. Bratislava.
- MEZŐSI G. (1984): A Sajó–Bódva köz felszínfejlődése. - Földr. Ért. 33. 3. p. 181–205.

- MÓGA J.* (1999): Reconstruction of the development history of karstic water network on the southern part of the Gömör-Torna karst on the basis of ruined caves and landforms. - *Acta Carsologica*, Ljubljana, p. 159-174.
- MÓGA J.* (2001): Contact karst phenomena on the edge of the Galyaság (Gömör-Torna karst). - *Acta Carsologica*, Ljubljana p.115-128.
- RÉTI ZS.* (1993): Bódvavölgyi Ofiolit Formáció. - In: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, MÁFI, p. 192–193.
- SÁSDI L.* (1990): Az Aggtelek - Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. - *Karszt és Barlang* 1. p. 3–8.
- SÁSDI L. – SZILÁGYI F.* (1986): Víznyomjelzéses vizsgálatok az Aggteleki-karszton. - *Karszt és Barlang*, 1. p. 33–38.
- ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösgyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. - *Földr. Közl.* 18. p. 281–293.

EGY DACHSTEINI RÉTEGLAPOS TÉRSZÍNRE SZLET KARROS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

VERESS MÁRTON-TÓTH GÁBOR

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. 9700
vmarton@fs2.bdtf.hu, tgabor@fs2.bdtf.hu

Abstract: In this paper we present the karrentification history of a bed-plane surface at Dachstein. We used the following methods: morphological analysis, mapping, as well as we measured the main characteristics of the karren forms along four lines. Probably the rillens of the B zone changed into features like rinnen. Later the Austgleichsfläche could be dissected by narrow troughs (rinnen). The karrentification could migrate from the lower part to upper part, concerning from upper to lower on this surface.

1. Bevezetés

A vizsgált terület a Dachstein-fennsík peremén a Krippenstein-csúcs közelében található két turistaút (661 és 662 sz.) kereszteződésénél (1. ábra) a törpefenyőövben 1985 és 1994 m magasság között. Olyan küszöbszerű vonulat hordozza, amely lezárja a fennsík belső karsztosodással lealacsonyodott területeit. A küszöb és a belső területek között a magasságkülönbség több száz méter. A terület fedetlen, de környezetében gyakoriak a növényes (talajos) foltok. Tágabb környezetében négy formatípus a jellemző. Az idősebb és nagyméretű paleodolinák, amelyeket a jég számottevően átalakított. E formák – mint más hasonló karsztokon – ma már nem aktívak. Belsejükben akár tavak is előfordulhatnak (pl. a Däumel-tó). A mélyedésekben, de a magasabb térszíneken is gyakoriak a fiatalabb, jelenlegi karsztosodás eredményeként kialakult különböző méretű, alakú aknák. Végezetül megemlíthetők a fennsík peremén elhelyezkedő magaslatok (Krippenstein), amelyeken valószínűleg a jég pusztítása kisebb mértékű lehetett. A negyedik formaelemet a rétegfejek által határolt különböző nagyságú réteglapos térszínek jelentik. Egy ilyen réteglapos térszín az általunk vizsgált terület is (2. ábra).

A sziklafelszínek karrjainak csoportosítását *CVIJIČ, J.* (1924), *BÖGLI, A.* (1960, 1976), majd *VERESS M.* (1995) végezte el. A réteglapos sziklafelszínek főbb karrformáiról *VERESS M.* (2001a) készített összefoglaló elvi ábrát, amelyet alább e munkában is bemutatunk (3. ábra). A Dachstein-fennsík karsztjával és karrjával *BAUER, F.* (1953) foglalkozott.

Munkájában különböző karrformákat ír le. A vizsgált terület szomszédságában elhelyezkedő réteglapos felszín karrosodásának az intenzitását (karrformánként) vizsgálta SZABÓ L. (2001) a lejtőszög és a talajosodottság mértékének figyelembevételével.



1. ábra: A kutatott terület a Dachstein fennsík
Jelmagyarázat: 1. hegycsúcs, 2. barlang, 3. sétaút, 4. turistaút, 5. turistaház, 6. felvonó, 7. vizsgált terület

Figure 1: The research area at the Dachstein-plateau

Legend: 1. pick, 2. cave, 3. walking path, 4. tourist road path, 5. hostel, 6. lift, 7. research area

2. Kutatási módszerek

A vizsgált területnek elkészítettük műszeres felmérési adatok felhasználásával a domborzatrajzi térképét (2. ábra). Ennek különböző zónáiban szelvények mentén (4 db) minősítettük a karros formákat, felmértük szélességüket, mélységüket, irányukat, a hordozó térszín dőlésirányát, dőlésszögét, a kőzet repedéssűrűségét. A karros formák összelességének és a szelvény hosszának a hányadosával képezhető a fajlagos kioldottság (VERESS M. et al 2000). A fajlagos leoldódás karrformánként is megadható. Ugyancsak számítottuk az összes karrforma és a különböző karrformák sűrűségét is (1. táblázat).

A vizsgált réteglapos térszinen (Dachstein) kialakított szelvényei mentén a fajlagos kioldódási és a karros formák sűrűsége
The specific dissolution of the lines of the research bed-plane (Dachstein) and the density of the karren forms

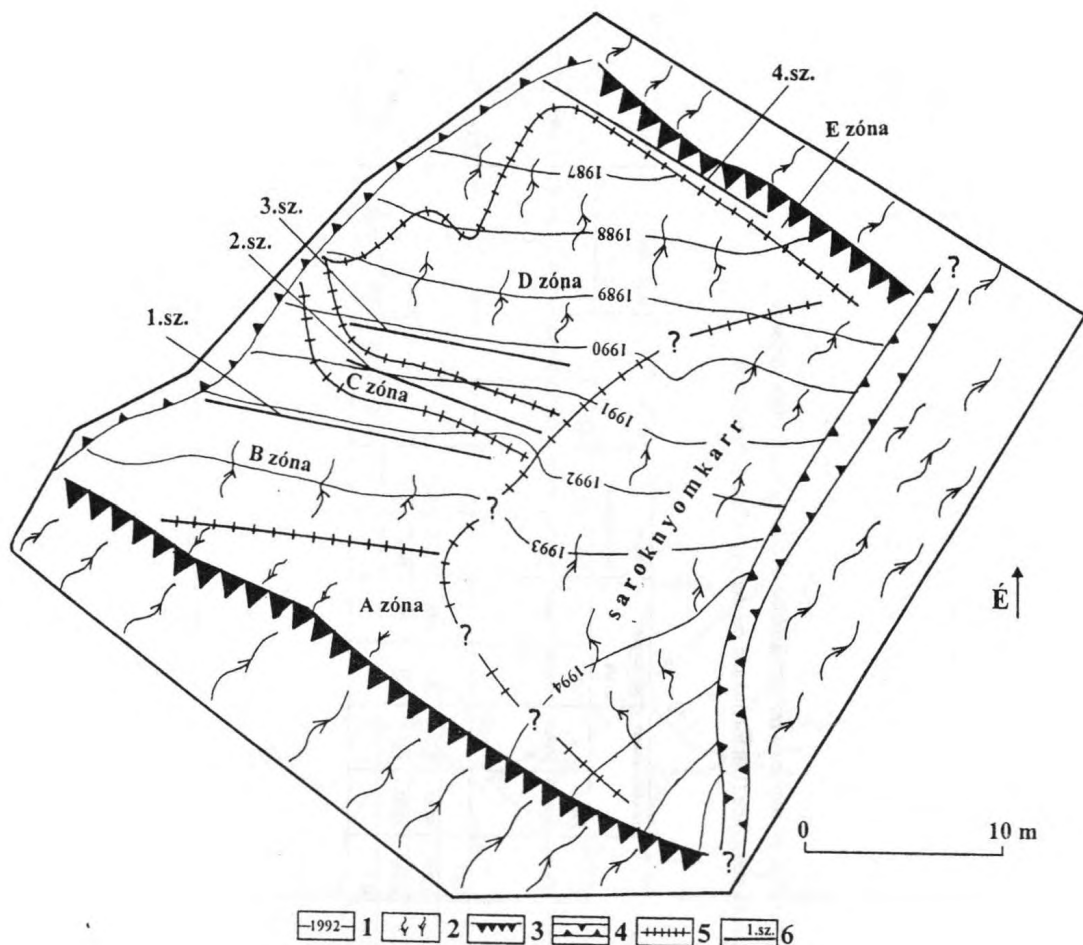
Szelvény Számja	Hordozó térszín		Egyszerű vályú		Összeített vályú		Meanderkarr		Összes vályú		Sarlányomkarr		Sarlányom uvala		Összes sarlányom		Kürtő		Madármáió		Összes		
	Övezet	Hossza (m)	Lejtő- szöge	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)	f.sz. (cm/m)	s (db/m)
1	B	15	21°30'	48,73	1,87	-	-	-	-	52,87	2,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	52,87	2,07
2	C	12	20°	7,92	1,17	1,25	0,08	-	-	9,17	1,25	30,83	2,75	22,75	0,92	53,58	3,67	-	-	-	-	62,75	4,92
3	D	15	15°	19,33	1,4	20,87	0,73	2,0	0,13	42,2	2,26	22,93	1,67	5,67	0,27	28,6	1,93	-	-	-	-	70,8	4,2
4	E	14	34°	8,36	0,36	1,36	0,07	1,14	0,07	10,86	0,5	-	-	-	-	-	-	31,43	0,64	2,5	0,64	44,79	1,21

f.sz.: fajlagos kioldódás, az átlagosan 1 méterre jutó átlagos összkialakítás

f.sz.: the specific dissolution of the main belong to one metre distance all dissolution

s: sűrűség, az 1 méterre jutó karforma átlagos darabszáma

s: main karren forms pieces of one metre distance



2. ábra: A kutatási terület domborzatrajzi-morfológiai térképe

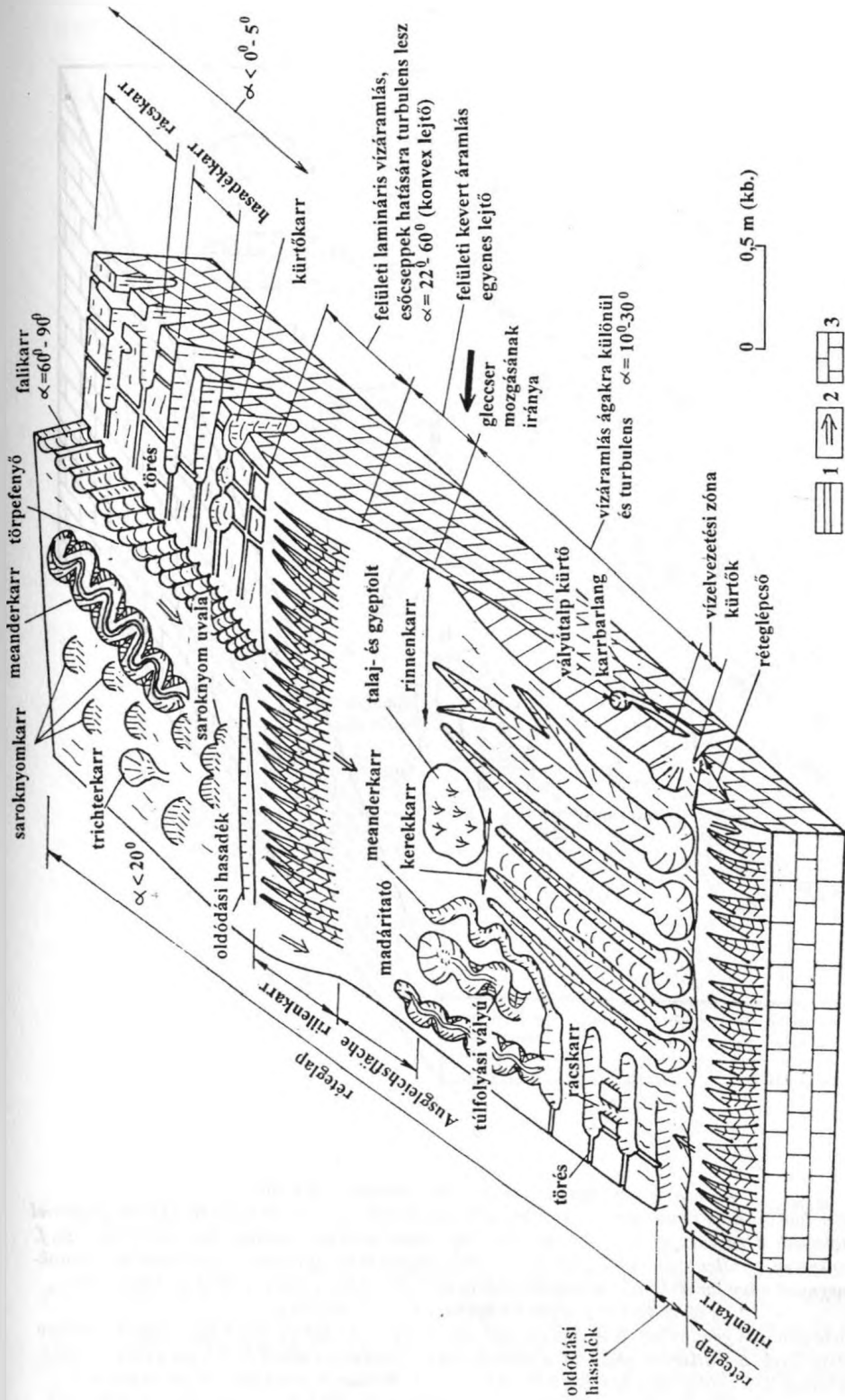
Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. réteglapos térszín (dőlésiránnyal), 3. rétegfej, 4. oldódásos hasadék, 5. zóna határ, 6. szelvényhely és azonosítási száma

Figure 2: The relief draught-morphological map of the research area

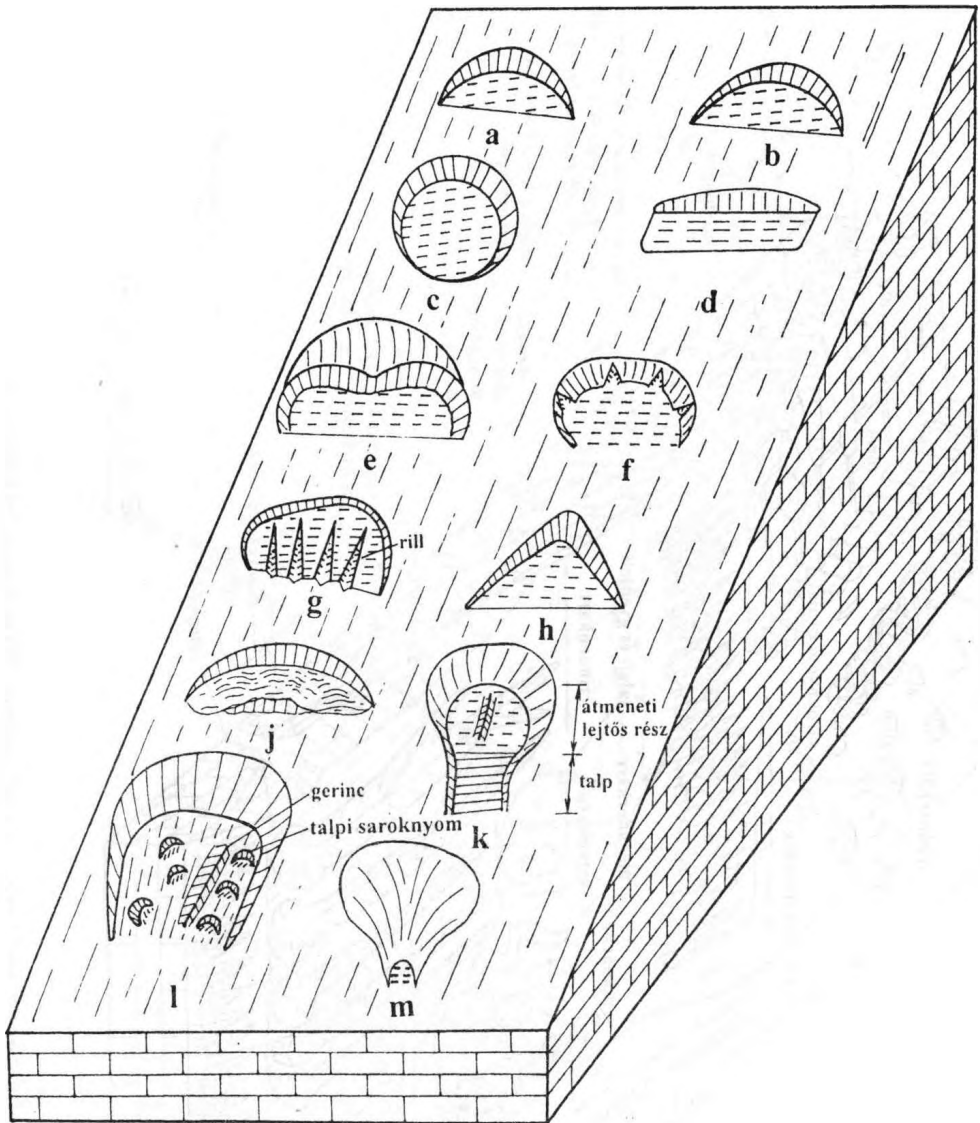
Legend: 1. contour line, 2. bedding plane (with line of dip), 3. bedding head, 4. solution gryke, 5. zone boundary, 6. place of cross-section and its identity number

3. A terület formakincse

A vizsgált réteglapos térszín mintegy 20x20 méteres kiterjedésű. Közel DNY-nak dőlő réteglépcsők határolják ÉK-ről és DNY-ról, míg ÉNY-ről és DK-ről oldódásos hasadékok különítik el a hasonló jellegű, de alacsonyabb felszínektől. E réteglapos felszínrészletek autonóm módon karrosodnak. Autonóm karrosodású réteglapos térszíneket (karrosodási egység) írtak le a Totes Gebirge hegységből (VERESS M. et al 1996), valamint a Júliai-Alpokból (VERESS M. 2000a). A réteglapos felszínek eltérő magasságának számos oka lehet. Így pl. az eltérő jellegű (VERESS M. 2000a), intenzitású és korú karrosodás. A primér réteglépcsős felszín a jég pusztítása során alakul ki akkor, ha a hordozó térszín rétegeinek dőlésiránya és a jég mozgásának iránya között mintegy 90°-os az eltérés (VERESS M. 2000a).



3. ábra: Gleccser által formált réteglapos felszínek főbb karrformái (VERESS M. 2001a)
 Jelmagyarzat: 1. törés, 2. felszín dőlése, 3. mészkő
 Legend: 1. joint, 2. dip of the surface, 3. limestone

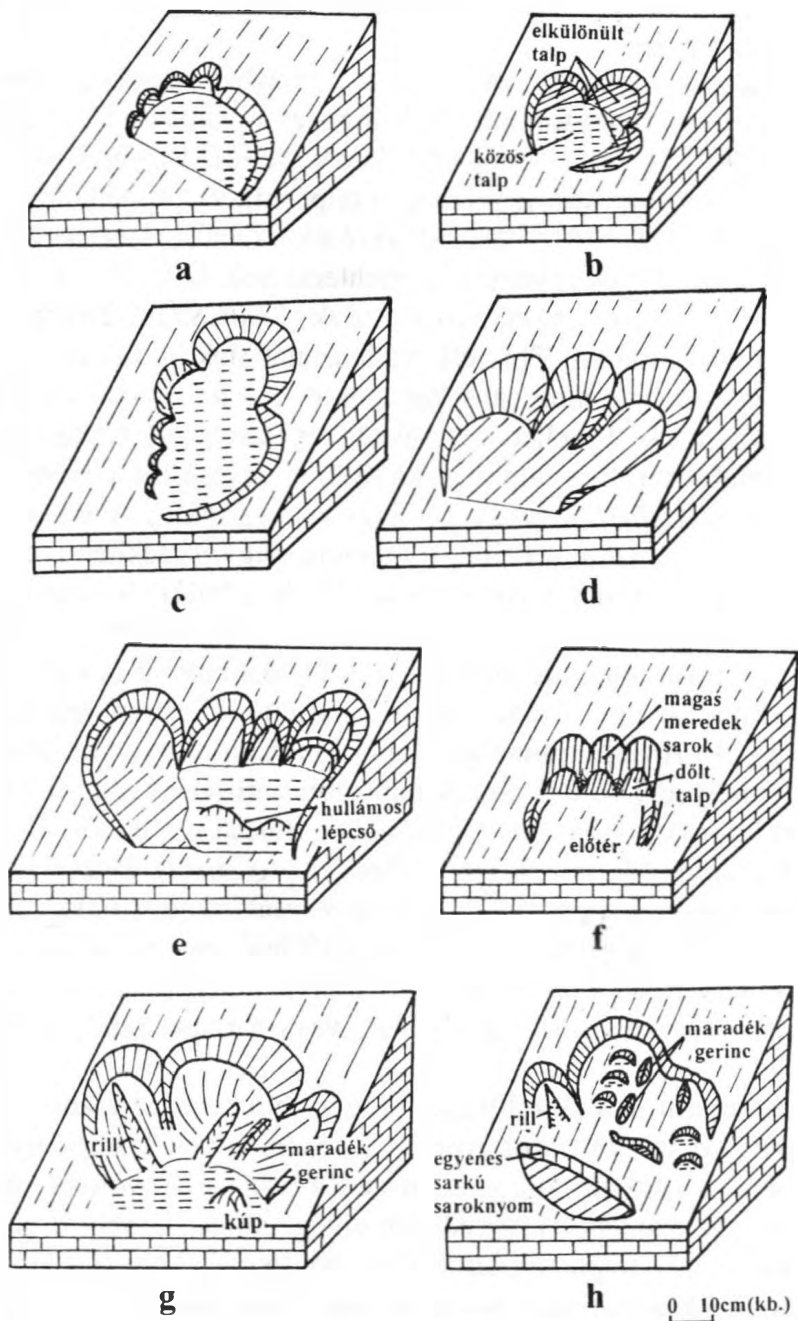


4. ábra: Néhány egyszerű saroknyom a kutatási területről

Jelmagyarázat: a. lankás sarkú saroknyom, b. meredek sarkú saroknyom, c. majdnem teljes kört kitevő sarokívvel rendelkező saroknyom, d. egyenes sarokívű saroknyom, e. talp nélküli saroknyom (alatta saroknyom uvalával), f. rilles sarkú saroknyom, g. rilles talpú saroknyom, h. íves sarkú, lankás talpú saroknyom, j. hullámos talpú saroknyom, k. megnyúlt talpú saroknyom l. saroknyom, talpán gerincekkel és saroknyomokkal, m. trichterkar

Figure 4: A few simple trittkarren from research area

Legend: a. trittkarren with gentle riser, b. trittkarren with steep riser, c. trittkarren which has a nearly complete circle-shape riser-arch, d. trittkarren which has a straight riser, e. trittkarren which hasn't got a tread (uvalas trittkarren bellow it) f. trittkarren which has rills on its riser, g. trittkarren which has rills on its tread, h. trittkarren which is arcuate on its riser, gentle on its tread, j. trittkarren which has a wavy tread, k. trittkarren which has an elongated tread, l. trittkarren with ridges and trittkarren on its riser, m. trichterkarren



5. ábra: Néhány uvala saroknyom a kutatási területről

Jelmagyarázat: a. saroknyom, amelynek peremét később kialakult saroknyomok tagolják, b. majdnem zárt saroknyom uvala, c. sík előteret közrefogó saroknyom uvala, d. saroknyom uvala, melynek az önálló és közös talpi részei nem különülnek el egymástól, e. saroknyom uvala, talpán lépcsővel, f. saroknyom uvala, amelynek önálló talpi és közös talpi részei elkülönülnek egymástól, g. saroknyom uvala, amelynek talpát rillek (meredekebb elkülönült talpon) és kúp (sík közös talpon) tagolják, h. saroknyom uvala meredekebb talpi részén rillel, kisebb saroknyomokkal és maradék gerinccel

Figure 5: A few uvala trittkarren at the research area

Legend: a. trittkarren, whose margin is dissected by younger trittkarren, b. nearly close uvala trittkarren, c. uvala trittkarren which boulder a planar foreground, d. uvala trittkarren whose independent and common tread parts aren't separated from each other, e. uvala trittkarren with step its tread, f. uvala trittkarren whose independent and common tread parts are separated from each other, g. uvalas trittkarren which are dissected by rills (on steeper separated tread), and conicle (on planar common tread), h. uvala trittkarren which has rills on its steeper tread, and smaller trittkarren and remnant ridges on its tread

A vizsgált terület karros formái a saroknyomok, a vályúk (rinnenek), a kürtők és madáritatók.

A saroknyomok nagy számban és formagazdagságban jellemzik a vizsgált területet. E karros formák morfológiájával *VINCENT, P. J.* (1983), *VERESS M.-LAKOTÁR K.* (1995), *VERESS M.* (2001b) foglalkozott. Felső, meredek részük a sarok, alsó lankásabb a talp, míg sarok nélküli részük az előtér (*VINCENT, P. J.* 1983, *VERESS M.-LAKOTÁR K.* 1995). A tölcsés talp és előtér nélküli saroknyomok a trichterkarrok (*BÖGLI, A.* 1951). A közös talpú saroknyomok a saroknyom uvalák (*VERESS M.* 2000b). A vizsgált térszín saroknyomainak főbb jellemzői az alábbiak (4. ábra).

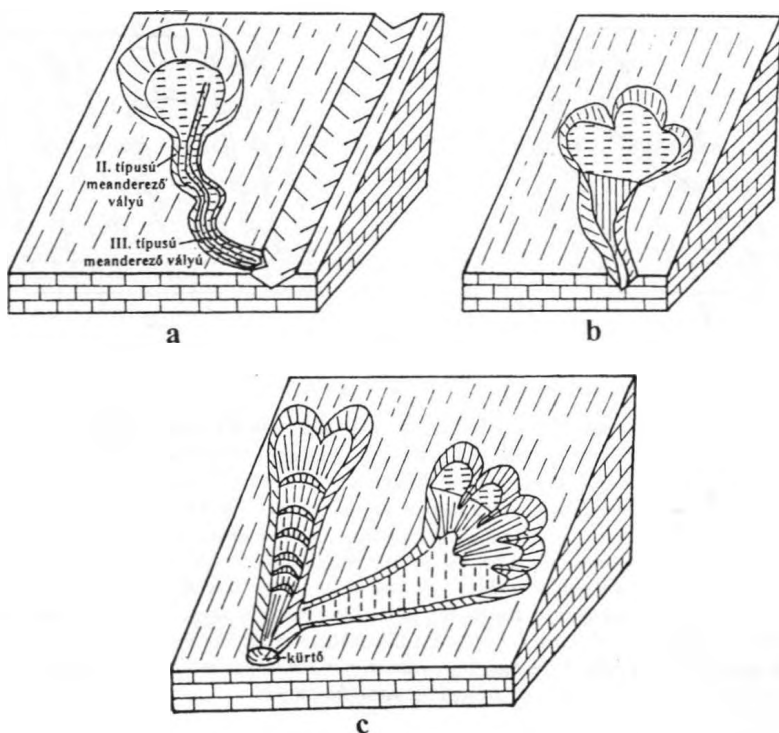
A sarok – amely mint más karsztokon – lehet magas és alacsony, lankás, vagy meredek. Emellett a területen gyakoriak az olyan saroknyomok, amelyeknél a sarok és talp nem különül el egymástól. (Ilyenkor a talp a hordozó lejtő dőlésével megegyező irányba megnyúlt.) A sarok felülnézetben lehet alig ívelt (félkör ívénél rövidebb), nagymértékben ívelt (félkör ívénél hosszabb), végül majdnem zárt (4a, 4b, 4c. ábrák). A sarok íve eltérhet a körívtől (lehet egyenes (4d. ábra), szögletes, hajtűszerű (4h. ábra)). A talp a sarok alakjának megfelelően megnyúlt. Dőlésirányú a saroknyom, ha a talpa a lejtő dőlésirányába, csapásirányú, ha a lejtő dőlésirányára merőleges irányba megnyúlt. A dőlésirányú és csapásirányú saroknyomok között számos átmeneti helyzetű fordul elő. A talp többnyire vízszintes és sík (néha ívelt, vagy dőlt), máskor összetett (különböző dőlésű részekből) állhat. Felzíne lehet hullámos (4j. ábra), vagy rillekkel (4g. ábra), kisebb saroknyomokkal, alaprajzban egyenes, vagy hullámos lefutású lépcsőkkel, magaslatokkal, gerincekkel (4k, 4l. ábrák) tagolt. Utóbbiak egymással párhuzamos lefutásúak, összetartók, vagy különböző irányúak lehetnek. A saroknyom csoportosulások saroknyomai szabálytalan, vagy sarokba rendeződök lehetnek.

A saroknyom uvalák főbb morfológiai jellemzői az alábbiak (5. ábra). A saroknyom uvalák saroknyomait a lejtésirányba lealacsonyodó küszöbök különítik el egymástól. A szomszédos rész saroknyomok közt a válaszfalak lehetnek rövidek és meredeken elvégződők. Utóbbi esetben széles, sík előterű, vagy talpú saroknyom uvalák jönnek létre (5a. ábra). Nagyon gyakoriak az olyan saroknyom uvalák, amelyeknél a talp két részre különül (5d. ábra). A felső lejtőrész dőlt, küszöbökkel elválasztott, az alsó egységes, sík és vízszintes (5b, 5f. ábrák). Előfordul, hogy a nagyméretű saroknyom peremét annál fiatalabb, fejlődő, kisebb saroknyomok tagolják (5a. ábra). A saroknyom uvala is lehet majdnem teljesen zárt („*poljeszerű*”), közrefogva egy-egy sík zezzugos lefutású előteret (5c. ábra). A saroknyom uvalák talpa ugyancsak tagolt (saroknyomok, rillek, lépcsők, maradék ge-

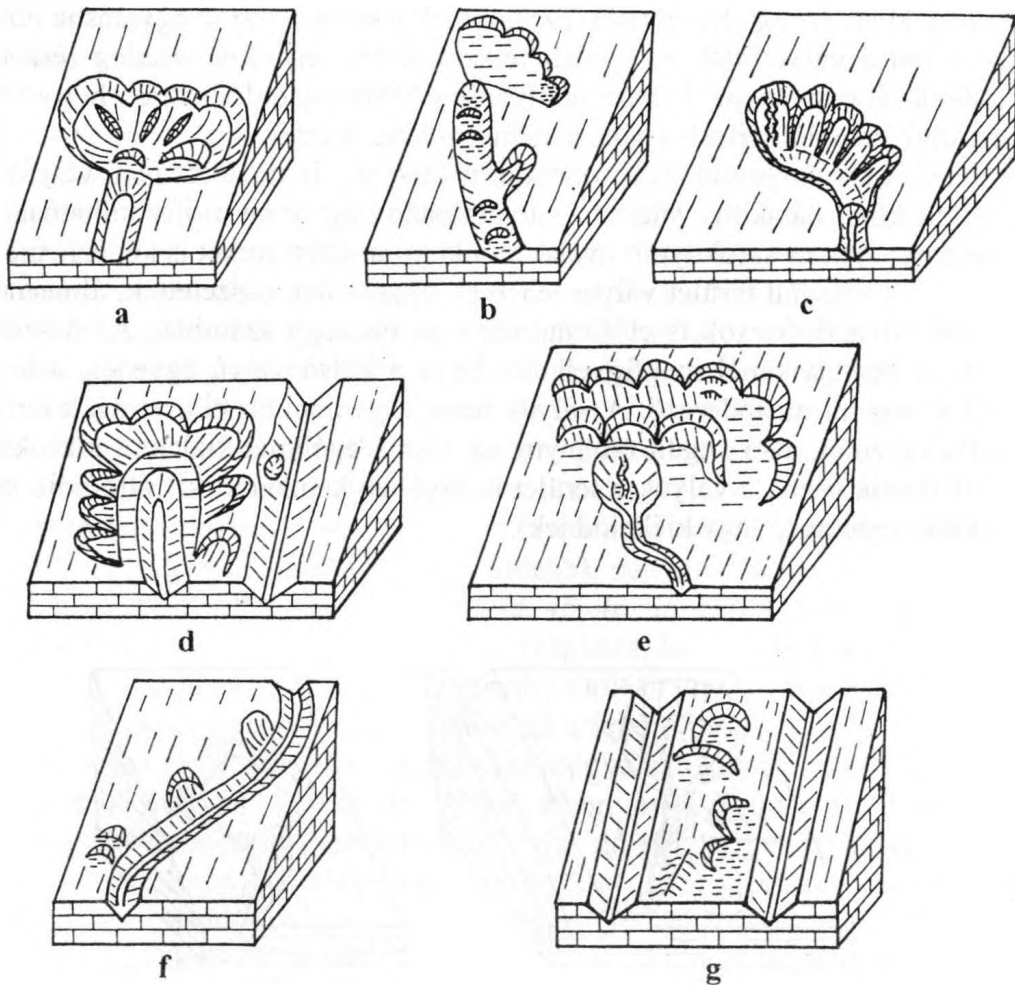
rincek által, 5e, 5g, 5h. ábrák). Ez utóbbiak a saroknyomok egymásba növése során a válaszfalak az eredeti térszín lealacsonyodott, esetleg részekre különül maradványai. E formák olyan mértékben leoldódhattak, hogy tetősíntjük nem dől lejtésirányba, hanem közel vízszintes.

A saroknyomok és saroknyom uvalák sík, lejtős térszínen, vályúk és kürtök közti hátakon, valamint vályútalpakon egyaránt előfordulhatnak. A saroknyomok és saroknyom uvalák saroknyomrendszereket is képezhetnek.

A vizsgált terület vályúi lehetnek egyszerűek összetettek, álmeanderezők. Meanderkarok is előfordulnak nem túl nagy számban. Az összetett vályúk némelyikénél megfigyelhető, hogy a külső vályú egyenes, a belső vályú viszont meanderező. A vályúk felső vége nem éri el a vizsgált terület felső peremét, alsó végük többnyire az alsó szegélynél kialakult kürtökhöz csatlakozik (néha a vályúk a terület belsejében képződött kis átmérőjű kürtökhöz vezetnek, vagy kiékelődnek).



6. ábra: Saroknyomok, saroknyomuvalák és vályúk folytonos átmenetű kapcsolódással
 Jelmagyarázat: a. saroknyom és összetett túlfolyási vályú, b-c uvala saroknyomok, amelyek vályúkba mennek át
 Figure 6: Trittkarren, uvala trittkarren and troughs continuous joining into each other
 Legend: a. trittkarren and complex decantation trough, b-c. uvala trittkarren, which continue in troughs



7. ábra: Saroknyomok, saroknyom uvalák és vályúk közöttük az átmenet nem fokozatos
 Jelmagyarázat: a-b saroknyomok előterénél függőleges véggel kezdődő vályú, c. vályú vég pereménél függő saroknyom uvala sor, d. meredeken elvégződő vályúvéget koszorúszerűen övező saroknyom uvalák, e. saroknyom rendszer pereménél képződött madárítatószerű saroknyom, túlfolyási vályúval, f. vályúperem függő saroknyomai, g. vályúk közti hátak függő saroknyomai

Figure 7: Trittkarren, uvala trittkarren and troughs whose connection isn't gradual
 Legend: a-b. trough which starts with a vertical side wall at the foreground of the trittkarren, c. the series of the uvala trittkarren which are hanging at the margin of the trough end, d. uvala trittkarren which border, like a circle, the steep by ending trough ends, e. kamenitza-like trittkarren developing at the margin of the trittkarren-sistem (with decantation trough), f. the hanging trittkarren of the trough margin, g. hanging trittkarren of the trough between the ridges

A kürtök főleg a terület alsó szegélyénél, az alulról határoló réteg-lépcső tövébenél kürtősört alkotva fejlődtek ki. E kürtök szélessége mélységükhöz képest nagy, oldalfaluk pusztuló, hozzájuk vályúk kapcsolódnak. A szomszédos kürtök részben összeoldódtak.

A fentebb bemutatott karrformák egymáshoz kapcsolódhatnak. Leggyakoribbak a saroknyom és vályú kapcsolódások.

Vályú kapcsolódhat egyetlen saroknyomhoz (6a. ábra), vagy többhöz (7c. ábra), ill. saroknyom uvalához (6b, 6c, 7a, 7b. ábrák). A kapcsolódás jellege változatos lehet. A vályúfőhöz több saroknyom is kapcsolódhat (7d. ábra), amelyek a vályúfőt szabályos vagy szabálytalan elrendezésben fogják közre.

Előfordulhat, hogy vályú vezet saroknyomhoz. Ilyenkor a vályú elvégezhető a saroknál, vagy azt átréselve a talpnál (8. ábra).

A saroknyomok ill. saroknyom uvalák vályúperemi helyzetűek is lehetnek. Ezek csapásirányúak (7f, 7g. ábrák). Különösen a vályúfőknél gyakoriak, ahol sorokat alkotnak, vagy uvalás jellegűek (7c. ábra).

A vályúközi háta saroknyomai sorokat alkotnak, amelyek dőlésirányúak. A dőlésirányú kifejlődésük ellenére ezek is kapcsolódhatnak vályúperemhez (akár mindkét határoló vályúperemhez). Megfigyelhető, hogy ugyanazon saroknyom sor egyik tagja az egyik, míg másik tagja a másik határoló vályúhoz kapcsolódik.

A két forma kapcsolódása az alábbi módokon történhet.

- Felülnézetben a saroknyom sarka folytonosan megy át a vályúba, vagy nem. Ekkor utóbbi előzőhöz képest keskenyebb (6b. ábra).
- Oldalnézetben a saroknyom függ a vályú felett (7a. ábra), vagy az átmenet a két forma közt folytonos (6b. ábra).
- A saroknyom (v. saroknyom uvala) belsejéből rill (vagy III. típusú vályú) vezet (6a. ábra) a rinnenhez (vagy a II. ill. III. típusú vályúhoz).

A saroknyomok sorokban a vályúk talpi részén (főleg a vályúfőhöz közel) is előfordulhatnak (6c. ábra). A talpi saroknyomok sarkai kevésbé íveltek, talpi részük azonban jól fejlett. Két változatuk különíthető el. Előfordulhatnak olyanok, amelyek csak a vályútalp egy részébe mélyülnek (7b. ábra). A sarok a vályútalpra simul. Másik változatuk a vályútalpat teljes szélességében elfoglalja és sarok részük becsatlakozik a vályú oldalba (6c. ábra).

5. A vizsgált réteglapos térszín karros fejlődése

5.1. Karros formák hatása újabb karros formák kialakulására

Egy karros forma egy másiknak a kialakulását gerjesztheti. Főképpen a saroknyomok és a vályúk (rinnenek) hatnak egymás kialakulására. Ez az alábbiakban nyilvánulhat meg.

- A saroknyom magányosan elhelyezkedhet a vályúfőben (6a, 6b. ábrák), vagy több saroknyom koszorúszerűen körbefoghatja a vályút (7a, 7b, 7c.

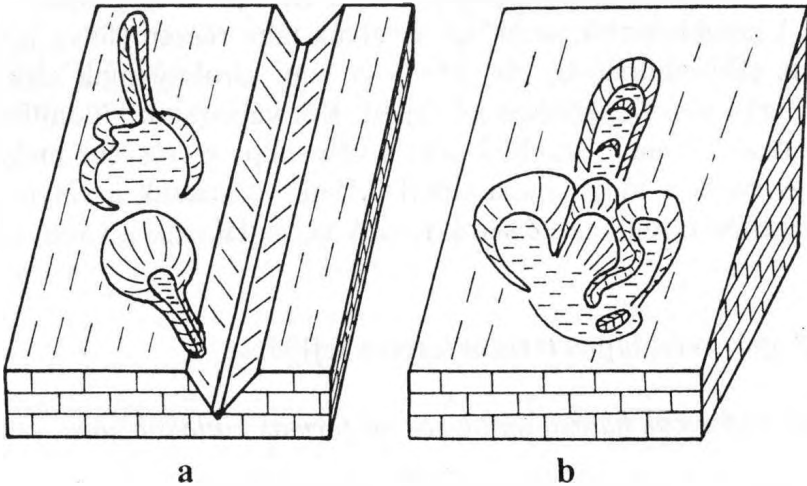
ábrák). Ekkor a saroknyom területéről kiinduló vízág alakítja ki a vályút, tehát utóbbi fejlődése antiregressziós.

- Előfordulhat az is, hogy saroknyomrendszerek ill. azok levezető vályúi képezik a nagyméretű vályúk oldalágait.

- Akkor, ha a saroknyomok a vályútalpat tagolják (6c. ábra), a saroknyomok kialakulhatnak a már létező vályútalpon, de a folyamat történhet fordított sorrendben is. Előbb saroknyomok fejlődnek ki, majd az ezek mentén áramló vízág oldóhatására kialakul a vályú. Az utóbbi esetben létrejövő vályú esővízbarázdásán fejlődik.

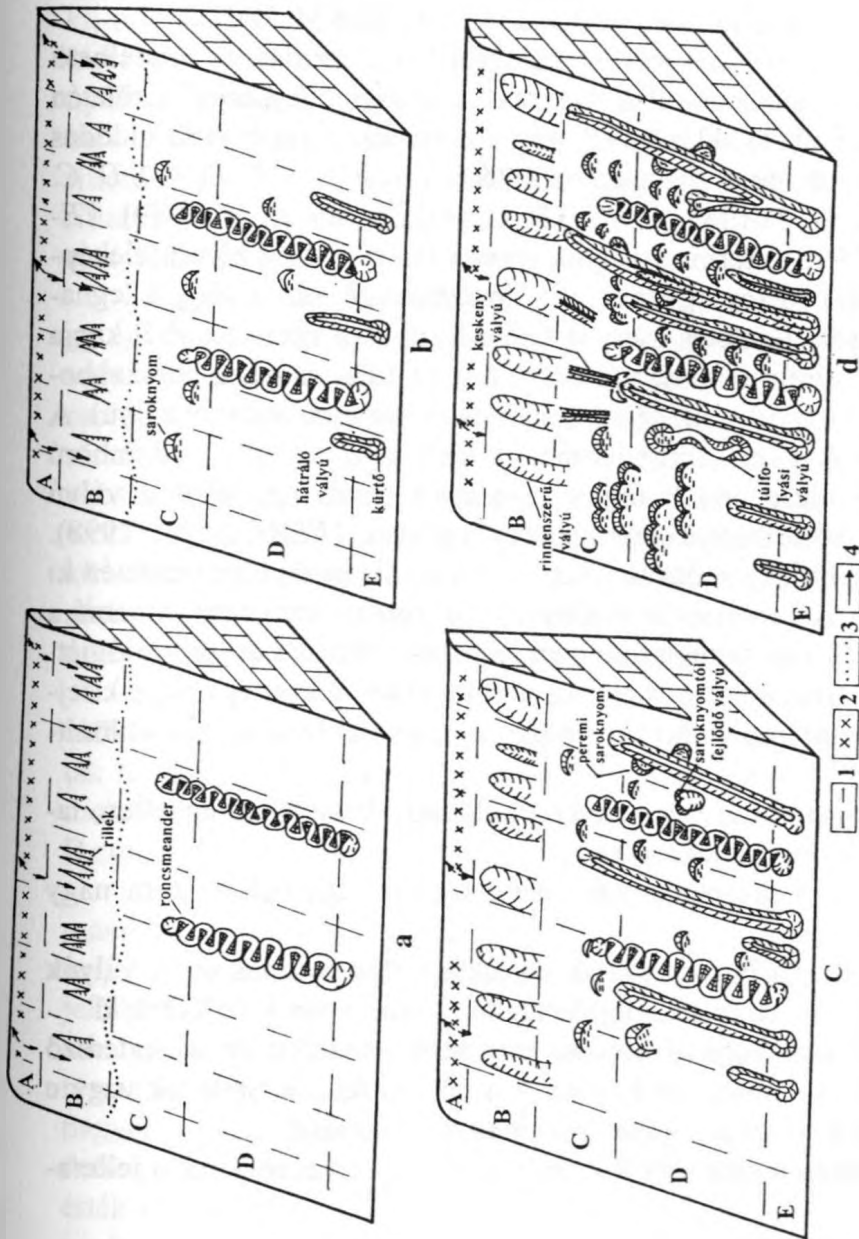
- Saroknyom belsejében alakul ki rill. Ilyenkor a rill képződés lokális: vagy a sarokrészen (4f. ábra), vagy a talpi részen (4g. ábra) történik. Valószínűleg előző esetben „Ausgleichsfläche” is létrejön, amely megfelel a saroknyom talpának. Ha a rillek a talpi részen képződnek az „Ausgleichsfläche” az előtér, vagy a saroknyom alatti hordozó térszín lehet.

- Előfordulhat, hogy vályúk kapcsolódnak saroknyomokhoz (8a, 8b. ábrák). Ilyenkor a vályúk kismélységűek a saroknyomok felett fokozatosan kiékelődnek. Feltehetően ezen esetben a vályúk adják a saroknyomok vízgyűjtő területeit.



8. ábra: Saroknyomhoz (a) és saroknyom uvaláéhoz (b) vezető vályú (a vályú a saroknyomhoz kapcsolódhat fokozatosan, vagy lépcsősen)

Figure 8: Trough leading to a trittkarren (a) and uvalá trittkarren (b); the trough can join continuous by or like steeps to the trittkarren



9. ábra: A réteglapos térszín karros fejlődése

9a. ábra: Roncsmeanderek és rillek kifejlődése 9b. ábra: Hátráló vályúk és az első sarroknyomok kialakulása, 9c. ábra: Rinnenleik kialakulása, 9d. ábra: Rinnenleik kialakulása és az első sarroknyomok kialakulása
 Jelmagyarázat: 1. zóna határ, 2. különböző felületi vízáramlási irányok határa, 3. felületi vízáramlás alsó határa, 4. vízáramlás iránya

Figure 9: Karren developing of the bed-plane surface

Figure 9a: The development of the remnant meanders and rills, Figure 9b: The development of the regression troughs and the first tritkarren, Figure 9c: The development of the rinnen leik trough, antiregression troughs and margin tritkarren, Figure 9d: The development of the walled tritkarren, tritkarren lines and narrow troughs (the troughs of the B zone)

Legend: 1. boundary of the zone, 2. the boundary of the directions of the different surface water current, 3. the lower boundary of the different surface water current, 4. the direction of the water current

5.2. A karros zónák kialakulása

A karrosodó lejtőkön fentről lefelé az alábbi karrformák fejlődnek ki (BÖGLI, A. 1976, FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. 1989): rillek (rillenkarr), „*Ausgleichsfläche*”, rinnenek (rinnenkarr). Számos megfigyelés szerint ki-fejlődik a karros lejtő alján egy rendszerint az előzőekhez képest keskeny öv, ahol a vízelvezetés történik (elnyelési zóna), amelyben kürtők, hasadékok, valamint vályúvégek uralkodnak (3. ábra, VERESS M. 2001a).

A rillenkarrós zónában az oldódás felületi vízáramláshoz rendelhető (itt az oldódást a turbulens áramlás okozza), az „*Ausgleichsfläche*” területén bár az áramlás felületi, oldódás nincs, míg a rinnenek zónájában az oldódás ismételt jelentkezik, de itt vízágakhoz kötődik (GLEW, J. R.-FORD, D. C. 1980, TRUDGILL, S. T. 1985, FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. 1989). VERESS M. (1995, 1998) szerint a vályúk (rinnenek) fejlődése háromféleképpen történhet. Hátrálva (az egyenes, ill. álmeanderező vályú vége a legnagyobb lejtésiránnyal ellentétes irányba fejlődik, miután ezen irányból kapja a legtöbb vizet), antiregressziósan (a vályú a lejtő dőlésirányába hosszabbodik, pl. a túlfolyási vályúk), ill. esővízbarázdásan (roncsmeanderes vályú). A roncsmeanderes vályú (homorú vályúperem alatt a faj aláhajló, a domború alatt lankás) mélyülése annak teljes hosszában (tehát ott, ahol a vályú roncsmeanderes morfológiájú) egyidejűleg történik (VERESS M. 1998). Ugyanis a kialakító vízág sodorvonalának már a vályúmélyülés kezdetén ki kellett lendülnie a vályú teljes hosszában, különben a vályú nem mutatná a roncsmeanderes (pl. keresztmetszete nem lenne aszimmetrikus) morfológiát.

A vizsgált terület nyugati részén (terület keleti részét egységes kifejlődésű saroknyomkarr jellemzi) morfológiailag az alábbi övezetek különíthetők el (8. ábra).

- Az A zóna felszíne sima, vagy enyhén hullámos, belsejében egyetlen, talajjal kitöltött madáritató fejlődött ki.
- A B zóna területén széles, lankás oldalú vályúk fejlődtek ki nem nagy gyakorisággal.
- A C zóna területére a B zóna vályúi elkeskenyedve nyúlnak át. A vályúk közti hátaikon, ill. a vályú mentes lejtőrészekon saroknyomok fejlődtek ki.
- A D zóna területén nagy sűrűséggel egyszerű, összetett és meanderező vályúk (rinnenek), valamint saroknyomok a jellemzőek. A rinnenek vagy e zónában kezdődnek, vagy a C zóna vályúinak folytatódásai.
- Az E zóna területén a már leírt kürtősor, ill. vályú elvégződés a jellemzőek.

A karros lejtők karros övezetei (3. ábra) és az itt bemutatott térszín-részlet karros zónáinak (2. ábra) az eltérései az alábbiakban mutatkoznak meg.

- A vizsgált terület felső része (A zóna) karrforma nélküli. Hiányzik a rill öv, valamint az „*Ausgleichsfläche*”.

- A rinnenek két zónában is kialakultak (B és D öv).

Véleményünk szerint a rillenek az A övben azért nem alakulhattak ki, mert réteglapos felszín ezen része a jég által legömbölyített. Ezért itt a kicsi lejtőszög változás miatt a vízáramlási sebesség kicsi. Turbulencia hiányában rillenek sem jöhettek létre. Feltételezzük, hogy a rillenek a B zónában alakultak ki. Itt, miután olyan vályúk találhatóak, amelyek méretei a rillenek méreteinek többszörösét teszik ki, de nem lefolyástalanok a rillenekből kellett kialakulniuk. (Ezáltal nemcsak a rillek hiánya, hanem ezen vályúknak a jelenléte is magyarázható).

Ha a B zóna megfelel az egykori rillenkarros övnek, akkor a C zóna az egykori „*Ausgleichsfläche*”. Ennek közvetett bizonyítéka, hogy e zóna vályúi kis szélességűek ill. a fentről és alulról határoló zónák vályúihoz kapcsolódnak. A kicsi szélesség arra vezethető vissza, hogy a vályúk kialakulásának kezdete viszonylag fiatal lehet. Valószínű, hogy kialakulásukat az okozhatta, hogy a B zóna rinnenszerű vályúiból vízágak indultak a C zóna területére, amelyek ott a vályúk képződését indították el. A fentiekből az is következik e vályúk antiregressziósan fejlődtek. Esetenként azonban a D zóna intenzívebben hátráló vályúi elérhettek e zóna egy-egy vályúját, miáltal egyes sávokban a B, C és D zóna formái egy rendszert képezhetnek.

A D zóna vályúi letről (a kürtöktől) hátrálva fejlődő, illetve az esővízbarázdásan fejlődő roncsmeadneres vályúk. Különösen az előzőek tagolták fel erőteljesen a réteglap felszínét. Fejlődésük során egyrészt saroknyomokat roncsolhattak, ill. semmisíthettek meg, ill. hátrálásuk során a C sőt a B zóna területét is elérhették ill. elérhetik a továbbiakban.

A vályú hátrálást és saroknyom megsemmisülést látszanak alátámasztani a szelvények mentén mért fajlagos kioldottsági értékek (1. táblázat). A saroknyomok által reprezentált fajlagos kioldottság a D zónában (3. jelű szelvény) kisebb mint a C övben. Ennek oka véleményünk szerint, hogy a hátráló vályúk a D zónában több saroknyomot semmisíthettek meg. Egyrészt mert e zónát érték el előbb, másrészt mert a D zónában a vályúsűrűség nagyobb, mint a C zónában. A terület keleti részén a vályúhátrálás még kezdetibb stádiumban van. Az itt kifejlődött saroknyom rendszert még nem érték el az E zóna felől hátráló vályúk. Tehát itt olyan morfológiai viszonyok a jellemzőek, amelyek annak középső, valamint nyugati részét jellemezhették korábban.

5.3. A formák kialakulásának relatív sorrendje

Legidősebb karrformáknak a meanderező (roncsmeander) vályúkat és a rinnenszerű rilleket tartjuk. Ugyanis a roncsmeanderek ha vízágak létrejönnek már kialakulhatnak. A vízágak felett a felületi vízlefolyás zónájában ugyancsak korán kialakulhattak a rillek.

A kürtők kialakulása csak később történhetett akkor, amikor a vízágak által tartósan elegendő vizet kapott az elnyelési zóna.

A kürtők kialakulása miatt megnőtt a helyi magasságkülönbség. Ez gyorsította a vízágak vizének áramlási sebességét. A gyorsabb áramlás viszont növeli az oldódás intenzitását (DUBLJANSZKIJ, J. V. 1987, SZUNYOGH G. 1987). Ezért a kürtők kialakulását követően e formáktól elkezdődött a regressziósan fejlődő vályúk kifejlődése.

A saroknyomok kifejlődése valószínűleg folyamatosan és hosszabb ideje tart és a terület különböző részein igen eltérő időpontokban kezdődhetett el. A kapcsolódó formákhoz képest relatív korukról az alábbiak állapíthatók meg.

- A részben elpusztult formák (pl. a saroknyomok) mindig idősebbek az azokat elpusztító formáknál.
- Az a forma, amely a másikon alakult ki, mindig fiatalabb, mint a hordozó forma. Ez alól az olyan vályútalpi saroknyomok jelentenek kivételt, amelyek sarka a hordozó vályú oldalához simul. Az ilyen saroknyomok a hordozóvályúnál idősebbek. A vályú a saroknyomokból alakult ki.
- Akkor, ha a saroknyom nem függőhelyzetű, a saroknyomból kiáramló víz hozta létre a vályút. A vályú a saroknyomnál fiatalabb.
- Akkor, ha a saroknyom függőhelyzetű (vályúfőnél, vagy vályúperemnél, de csapásirányú) kialakulása független a vályútól. A saroknyom a vályú kialakulása után is létrejöhetett.
- A vályúkőzi gerinc csapásirányú saroknyomai a vályúkhoz képest bármikor kialakulhattak. Valószínű azonban, hogy a vályúknál fiatalabbak, mert ellenkező esetben a vályúk ezek mentén hátráltak volna, így azok részben, vagy teljesen megsemmisültek volna.

5.4. A karros fejlődéstörténet

A fentiek nyomán a vizsgált térszín karros fejlődéstörténete az alábbiakban foglalható össze (9. ábra).

- Roncsmeanderek fejlődnek ki a D és C övben. Ezzel egyidőben (vagy még korábban) kialakulnak a B zóna rillei.
- A C és D zónában saroknyomok, az E zónában kürtők képződnek.

- A kürtöktől a D zóna területén regresszáló vályúk fejlődnek ki. Peremi saroknyomok képződnek.
- A B zóna rilljei rinnenszerűvé alakulnak, újabb regresszáló vályúk képződnek, az idősebbek átnyúlhatnak a C zónába. További saroknyomok képződnek. Egyes saroknyomoktól, saroknyom csoportosulásoktól antiregressziós (túlfolyási) vályúk kezdenek fejlődni.
- Kialakulnak a C zóna keskeny vályúi, újabb saroknyomok képződnek.

6. Következtetések

a. A vályúk és saroknyomok egymás fejlődését nagymértékben irányítják és meghatározzák. Előfordulhat, hogy saroknyomok hatására alakulnak ki vályúk, vagy saroknyomok alakulnak át vályúvá, de gyakori, hogy a vályúk megjelenése gerjeszti saroknyomok kialakulását.

b. A vizsgált réteglapos térszín bár rendelkezik néhány specifikus karmorfológiai sajátossággal (rill zóna hiánya, stb.) összességében a magashegységi réteglapos térszínnek jellegzetes karrosodását reprezentálja. Fent vízgyűjtő, középen vízvezető, alul vízelvező zónára különíthető.

c. A morfológiai sajátosságok, a fajlagos kioldódási valamint a forma sűrűség elemzésével nagy valószínűséggel megrajzolható az övek kialakulási sorrendje és így a karrosodás terjedésének az iránya. Eszerint úgy tűnik, hogy a folyamat a lejtő felső és alsó részén egyidejűleg játszódik le (rillek ill. meander karrok), majd letről fölfelé, ill. fentről lefelé terjed. Valószínű, hogy különösen a saroknyomok által képviselt karrosodás mozaikszerű (e karros mozaikok kialakulási idejüket és fejlődésüket tekintve nagymértékű autonómiával bírnak.)

IRODALOM

BAUER, F. (1953): Verkastung und Bodenschwund im Dachsteingebiet - Mitteilungen der Höhlenkommission 1. f. p. 53-56.

BÖGLI, A. (1951): Probleme der Karrenbildung - Geographica Helvetica, 6. p. 191-204.

BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung - Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.

BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana p. 141-149.

CVJIČ J. (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography, - Geogr. Rev. XIV, p. 26-49.

- DUBLJANSZKIJ, J. V.* (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucssenyija geologiceszkih javlenij, Novoszibirszk, p. 97-111.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London
- GLEW, J. R. - FORD, D. C.* (1980): Simulation study of the development of rillenkarren - Earth Surface Prozesse 5. p. 25-36.
- SZABÓ L.* (2001): Karrlejtök összehasonlító morfometriai vizsgálata a Dachstein-fennsíkon – Karsztfejlődés VI. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 171-183.
- SZUNYOGH G.* (1987): A hévízes eredetű gömbfülkék víztükör alatti kioldódásának elméleti vizsgálata - Karszt és Barlang I-II. p. 29-31.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York
- VINCENT, P. J.* (1983): The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren - Zeits. f. Geomorph. 27. p. 205-222.
- VERESS M.* (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai) Pauz Kiadó, Szombathely p. 7-30.
- VERESS M.* (2000a): Adalékok karros térszínek felszínfejlődéséhez - Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, p. 115-126.
- VERESS M.* (2000b): Karrformák összeoldódása – Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 143-158.
- VERESS M.* (2001a): Karrformák morfogenetikai csoportosítása – Földr. Közl. (meg. alatt)
- VERESS M.* (2001b): Saroknyomok – Földr. Közl. (meg. alatt)
- VERESS, M.-LAKOTÁR, K.* (1995): Saroknyom karrok morfogenetikai csoportosítása Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai) Pauz Kiadó, Szombathely, p. 89-102.
- VERESS M. - HORVÁTH E. T. - ZENTAI Z.* (1996): Egy magashegységi karszterület vertikális formáinak vizsgálata (Totes Gebirge, Ausztria) - A BDTF Tud. Közl. X. Természettudományok 5. Szombathely, p. 141-157.
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2000): A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben – Karszt és Barlang (megj. alatt)

ADALÉKOK A KORZIKAI TAFONIK MORFOGENETIKÁJÁHOZ

VERESS MÁRTON¹ – ZENTAI ZOLTÁN¹ – PÉNTEK KÁLMÁN²

¹Berzsényi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@fs2.bdtf.hu, zzoltan@fs2.bdtf.hu

²Berzsényi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék, 9700 Szombathely, Kár-
olyi Gáspár tér 4. pentek@fs2.bdtf.hu

Abstract: In the study we present the tafonis of the Corsican granite. We examined the composition of the granite, we measured the size of the tafonis towards different elongated direction. We could analyse the shape of the tafonis by using their sizes. We derive the development of the tafonis from the denutation of the rock along the spheroidal surface. We consider tafonis as such forms, which could develop primarily earlier. It may be happen under climate which is different from nowadays.

1. Bevezetés

2000 tavaszán Jakucs László kezdeményezésére a BDF Természetföldrajzi Tanszékéről tanulmányutat szerveztünk Korzikára. (A szakembergárda kiegészült néhány geológussal.) Az út célja a gránittafonik tanulmányozása volt.

A tafoni kifejezést *PENC, A.* (1895) használta először. A kifejezést a korzikai tájnyelvből kölcsönözte (tafoni, egyes számban tafone). Eredeti jelentése ablak, üreg. *Penc A.* a tafoni alatt a korzikai gránitba mélyülő üregeket értette. A tafoni kifejezést tehát kezdetben egészen szűk értelemben használták. Kizárólag a gránit és ezen belül is a korzikai, szardíniai gránitok jellegzetes üregeit értették alatta.

Később a fentebb említett területeken kívül a Föld számos térségéből is leírtak tafoni formákat, továbbá a tafoni elnevezést kiterjesztették más kőzetek üregeire is. *KELLETTAT, D.* (1980), Szantorinról és Krétáról, *MATSUKURA, Y.* et al. (1989) *MATSUKURA, Y. – MATSUOKA, N.* (1991) Japánból, *CALKIN, P. – CAILLEUX, A.* (1962) az Antarktiszról, *BRADLEY, W.C.* et al. (1978), *DRAGOVICH, D.* (1969), *BALÁZS D.* (1982) és *GILL, E.D.* (1981) Ausztrália D-i részeiről említenek tafonikat, *VILES H. – PENTECOST, A.* (1994) Dél-Afrikából, *MOTTERSHEAD, D.N.* (1994) Angliából, *ROBINSON, D.A. – WILLIAMS, R.B.G.* (1994) Csehországból, *SEGERSTROM, K. – HENRIKQUEZ, H.* (1964) Chiléből, *RÁDAI Ö.* (1980) Spanyolországból, *MUSTOE, G.E.* (1982) és *CAMPBELL, S.W.* (1998) az USA-ból (Cascade-hegységből és Arizónából) írtak le tafonikat.

A gránit mellett riolitról (*SEGERSTROM, K. – HENRIKQUEZ, H. 1964*), metamorf palákról, pl. zöldpaláról (*MOTTERSHEAD, D.N. 1994*), gneiszről, (*DRAGOVICH, D. 1969*), üledékes kőzetekről (homokkő, konglomerátum és arkóza) is említenek tafonikat (*KELLETTAT, D. 1980, MATSUKURA, Y. et al. 1989, MATSUKURA, Y. – MATSUOKA, N. 1991, BALÁZS D. 1982, GILL, E.D. 1981, VILES, H. – PENTECOST, A. 1994, MOTTERSHEAD, D.N. 1994, ROBINSON, D.A. – WILLIAMS, R.B.G. 1994, MUSTOE, G.E. 1982, CAMPBELL, S.E. 1998*). Egyes nézetek szerint azonban akár mészkövön is kialakulhatnak tafonik (*SMITH, B.J. 1978, RÁDAI Ö. 1980*).

A formák mérete is tág határok között szóródhat, a néhány centimétertől a több 10 m-ig. Újabban a kis méretű formákat méhsejt üregek néven szokás elkülöníteni (*TERMIER, H. 1963, KELLETTAT, D. 1980, GILL, E.D. 1981*).

A tafonik genetikáját tekintve is megoszlanak a vélemények. *TERMIER, H. (1963)* szerint a tafonik mindig D-re néznek, *SEGERSTROM, K. – HENRIKQUEZ, H. (1964)* Atacama-sivatagbeli megfigyelései szerint a tafonik nyílásai mindig az uralkodó szélirányba tekintenek. Véleményük szerint a tafonik fő kialakító tényezője a szélerezózió. A fentiek mellett más tafoni kialakulási elképzelések is ismeretesek. Így inszolációval, kifagyással, sókristály növekedéssel (*MUSTOE, G.E. 1982*), sómarással, szélmarással, abrázióval, kavitációval, hidratációval, hidrolízissel, mállással magyarázták létrejöttüket. A kőzetfelszín erőteljesebb felmelegedése és ennek következtében a repedéshálózatban történő oldatok bepárlódása, illetve a külső és belső felszín közötti eltérő intenzitású és eltérő jellegű fizikai és kémiai mállással hozta kapcsolatba a tafoni képződést *FÜREDI V. et al. (2001)*. *CSUTÁK M. – JAKUCS L. (2000)* szerint szingenetikus üregesedés (az olvadék gázosodik) során képződnek.

2. Korzika geológiai felépítése

A sziget területe geológiailag két részre különül. Az északkeleti rész a fiatalabb, az Alpok Ny-i vonulatainak a folytatását képezi. Szoros genetikai kapcsolatot mutat Provance térségével, ahonnan a terciérben szakadt le és 50°-os keleti rotációval került a mai helyére. A forgómozgás eredményeképpen K-felé térrövidülés történt, aminek következtében a ligur szerkezeti egység ofiolitos képződményei Ny-felé rátolódtak a sziget alaphegységi képződményeire. Az ofiolitos eredetű zöldpala sorozatokat magába záró metamorf képződmények a sziget ÉK-i részén nagy területi elterjedésben figyelhetők meg (*FISHER, W. 1999*).

A sziget délnyugati részén idős variszkuszi eredetű kőzetek bukkanak a felszínre. Zömében variszkuszi eredetű gránitoidok, amiket gyakran ütnek át bázisos vulkáni telérek, illetve a gránitoid testekhez vulkáni lávatestek csatlakoznak (pl. Les Calanche térségében). Ez a terület a dél-franciaországi Fekete-hegységgel, Maures-Esterel-Tanneronnal mutat szoros rokonságot (DELGA, M. D. 1978). Az alpi és az idős korzikai szerkezeti elemek varratvonalán húzódik a "központi depresszió" (DELGA, M. D. 1978).

Fiatalképződmények csak alárendelten jelentkeznek Korzikán. Emelésre érdemes közülük a sziget D-i részén Bonifacio környékén található terciér mészhomokkő. Fiatalképződmények esetleg kvarter képződmények közé sorolható az ép, üde gránitot több méter vastagon befedő mállott gránitmurva.

A sziget keleti partvonala sík, homokos, emelkedő partvonal abrúziós teraszokkal és a magasabb helyzetű abrúziós teraszokból kiinduló hegyláb felszínekkel. Az északi és a nyugati partszakasz meredek, süllyedő terület, tagolt, abrúziós formakincsű partszakaszokkal. Les Calanche térségében a meredek partot alkotó vulkáni agglomerátum felszínét 10-20 cm vastag csokoládébarna mállási kéreg fedi. A sziget legmagasabb pontja a 2710 m magas Monte Cinto. Ennek térségében már glaciális formák, cirksz völgyek, kisebb gleccservölgyek, kárscúcsok és kárgerincek jellemzőek.

3. A tafonik morfológiája

A tafonik morfológiai leírásához használjuk a tafoni alak és a tafoni bemélyültségének fogalmát. E fogalmak alatt az alábbiakat értjük.

- Tafoni alaknak a formának a gömbtől való eltérését tekintjük.
- Tafoni bemélyültség alatt azt értjük, hogy a forma valamely képzeletbeli alakzatnak (gömb, ellipszoid) hányad részét teszi ki.

A tafonik főbb morfológiai jellemzői az alábbiak.

- A tafonik közelítően ellipszoid alakúak. Azért csak közelítően, mert az elméleti ellipszoid alaktól eltérnek. Az eltérés vonatkozhat mind annak mértékére (a tafoni adott pontján a tafoni és az ellipszoid felülete közti eltérés nagysága), mind kiterjedésére (a tafoni felület hányad részén áll fenn az ellipszoidtól az eltérés).
- A tafonik bemélyültsége igen eltérő mértékű lehet. Előfordulhatnak olyan kevésbé bemélyült tafonik, amelyek az ellipszoidnak csak igen kis hányadát teszik ki (alig mélyednek a kőzetbe), valamint nagyobb mértékben bemélyült tafonik (amelyek majdnem, vagy teljesen zárt üregek). A két említett alak között számos átmenet fordul elő.

- A tafonik egymáshoz viszonyított helyzete is igen változatos lehet. Leggyakoribbak az egyszerű tafonik (egyetlen bemélyedés), de gyakoriak az összetettek is. Ekkor a nagyobb első generációs tafoni falába úgynevezett második generációs tafonik mélyülnek. Többszörösen összetett tafonik is előfordulhatnak. E formákban a második generációs tafonik falán további, harmadik generációs tafonik mélyülnek. Az első generációs tafonik tekinthetők főtafoniknak (másképpen hordozó-, vagy anyatafoninak), míg a második- vagy harmadik generációs tafonik résztafoniknak. Ritkábban, de fellelhetők ikres tafonik (két közel hasonló méretű tafoni kapcsolódik egymásba).

- A nagyobb tafoni falán előforduló tafonik elhelyezkedhetnek annak mennyezeti részén, de az oldalfalán is, hiányoznak viszont az aljatról. A résztafonik, ha csoportosan fejlődnek ki, gyakran nem különülnek el egymástól. Ilyenkor a tafonikat elválasztó keskeny gerincek fokozatosan lealacsonyodnak, a két résztafoni egyetlen tafoniba megy át.

- A tafonit határoló kőzet akkor, ha gránit ellipszoidban alakult ki többnyire kis vastagságú.

- A tafoninak egy, de akár több nyílása (ablaka) is lehet. Az ablak lehet hasadékszerű, vagy körkörös. A hasadékszerű nyílás elhelyezkedhet a tafoni mennyezeti részén is. Utóbbi esetben valószínűleg utólagos felnyílás történt.

- A tafoni alsó részén a bezáró kőzet nem folytonos kifejlődésű. A kőzetben kifejlődött változatos szélességű hasadék mentén a tafoni alak is módosul. A határoló falfelület inkább sík, mintsem íves. Megemlítendő továbbá, hogy a felület a tafonin kívül a bejárat alatt meredek dőlésű, a tafoni bejáratnál rendszerint lépcső is megfigyelhető.

- A tafoni nyílásának síkja (amely alatt a nyílás peremeire fektetett síkot értjük) változatos helyzetű lehet. Ha a bejárat síkja vízszintes, akkor a tafoni bejárata nyílhat lefelé, vagy felfelé.

- A tafonik morfológiai környezete is változatos lehet. Leggyakrabban gránit ellipszoidok oldalában vagy belsejében fejlődhetnek ki. Előfordulhatnak azonban a gömbhéjas szerkezet pusztulásával kialakult lépcsők völgy oldalában, töréslépcsőn, közel síkká lepusztult hullámos térszínen, vagy különböző genetikájú magaslatok, hegyek oldalában.

4. Vizsgálati módszerek

Vizsgálatainkat a korzikai gránittafonikra összpontosítottuk, bár Korzikán is előfordulnak más kőzeteken tafonik, mint pl. zöldpalán, vagy mészhomokkövön.

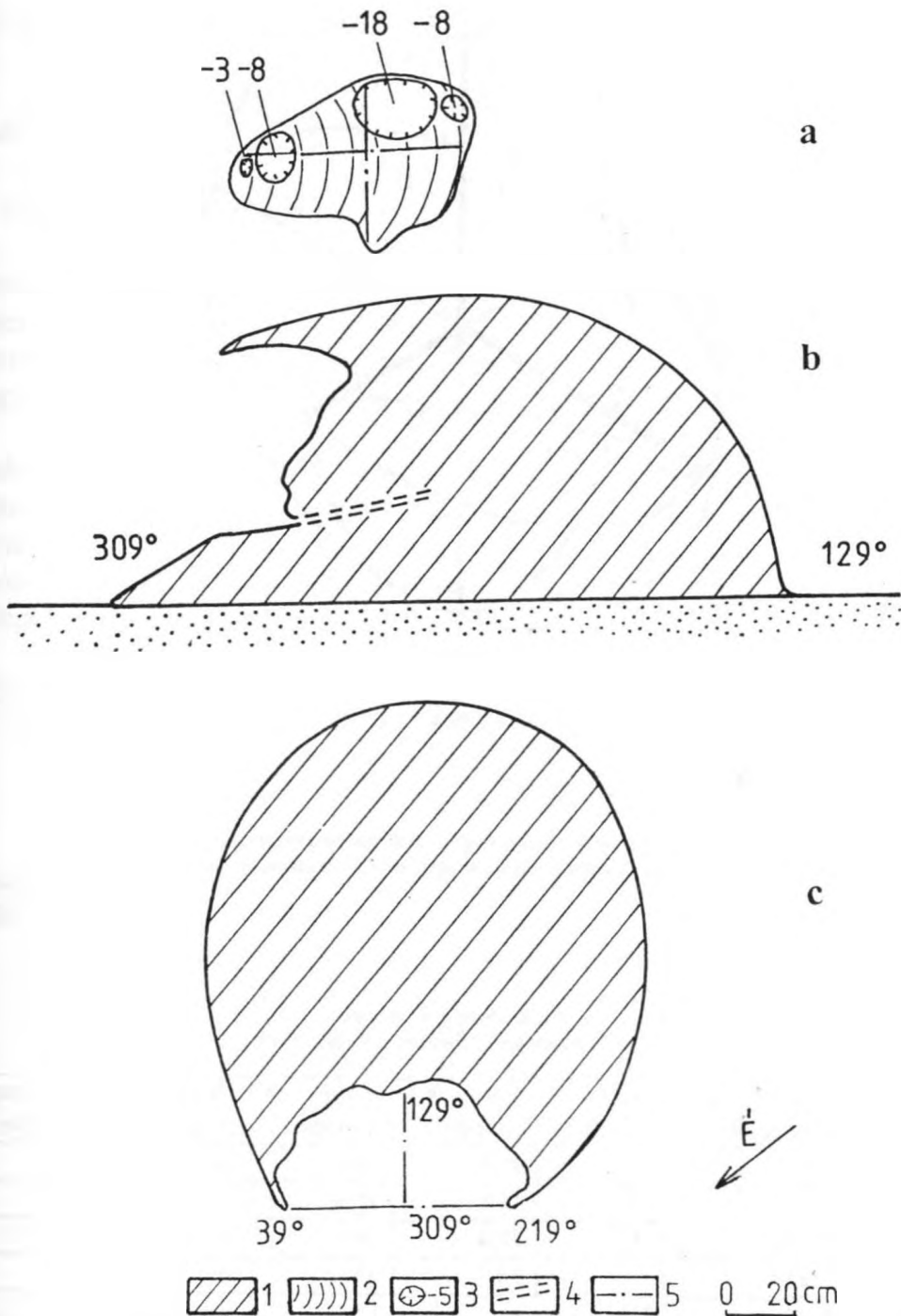
Megfigyeléseket folytattunk F. de Bavella vidékén, a Désert Des Agriates területén, Calvi környékén, a Golo folyó völgyében és a Portoi-öböl partvidékén (1. ábra). A terepi megfigyeléseket a jellegzetes formák szelvényezésével, illetve felmérésével egészítettük ki (2. ábra). Kőzetmintákat gyűjtöttünk a tafonikat alkotó gránitokból és azokat röntgendiffrakciós vizsgálat alá vetettük (I. táblázat).

Öt mintaterület tafonijain mértük a tafonik méretbeli kiterjedését három irány mentén. A mérések során a tafonit 3-tengelyű ellipszoidnak tekintve a 3 főirány mentén megmértük az alakzat átmérőjét. Először meghatároztuk azt a vízszintes helyzetű síkot a tafoni belsejében, amelynek a tafoni által határolt területe a legnagyobb. Ezután e síkban kijelöltük a legnagyobb átmérő irányát, s mértük ennek nagyságát, amelyet $2a$ -val jelölünk. Ezt követően a fentiekben rögzített horizontális síkban merőlegest állítottunk az imént meghatározott $2a$ hosszúságú legnagyobb átmérőre annak O felezőpontjában. Mértük az így meghatározott merőleges átmérő hosszát, amelyet $2b$ -vel jelölünk. Végül a $2a$ és $2b$ hosszúságú szakaszokat tartalmazó horizontális síkra állított függőleges irányban is mértük a tafoni kiterjedését a $2a$ és $2b$ hosszúságú szakasz O metszéspontjában. Ez az érték megadja a forma vertikális kiterjedését, amelynek nagyságát $2c$ -vel jelöljük (3. ábra). A felvételezés során rögzítettük a tafoni morfológiai jellemzőjét is (egyszerű, vagy összetett tafoni). Összetett tafoniknál a rész tafonik adatait külön-külön is mértük.

A mérések során nehézséget okozott a roncsolódott, pusztuló félben lévő tafonik felvétele. E formáknál a hiányzó részeket képzeletben kiegészítettük és a felméréseket úgy végeztük el, mintha teljes tafonikat vizsgálnánk. Ezeknél a méréseknél természetesen növekedett a mérés pontatlansága, utóbbi esetben becslésünk szerint a mérések $\pm 3-6$ cm-es pontossággal készültek. A továbbiakban a lényegében ép és roncs állapotú tafonikat is egységesen tárgyaljuk, s úgy tekintjük, mintha egy $2a$, $2b$, $2c$ nagyságú átmérőkkel rendelkező 3-tengelyű ellipszoid felületek, illetve annak egyes darabjai lennének.

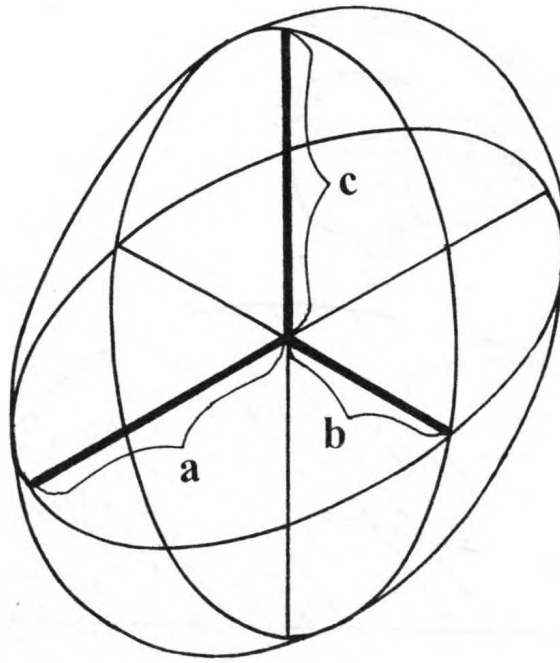


1. ábra: A vizsgálati helyszínek Korzikán
 Jelmagyarázat: 1. település, 2. folyó, 3. kutatási terület
 Fig 1: Research places on Corsica
 Legend: 1. settlement, 2. river, 3. searching area



2. ábra: Egy tafoni a III. területről alaprajzban (a), előlnézetben (b) és oldalnézetben (c)
 Jelmagyarázat: 1. gránit, 2. nagy tafoni, 3. kis tafoni mélységadattal (cm), 4. elválási felület, 5. mérési segédegyenes

Fig 2: A tafoni from the area number III. from above (a), front view (b), profile (c)
 Legend: 1. granite, 2. great tafoni, 3. small tafoni with depth datum (cm), 4. joint surface, 5. measuring auxiliary straight



$$a \geq b$$

$$a \leq c$$

3. ábra: A tafoni alakját megközelítő általános ellipszoid
 Fig 3: Generally ellipsoid which can approach to the shape of the tafoni

I. táblázat
 Table 1.

A korzikai kőzetminták ásványos összetétele
 The mineralogical composition of the Corsican rock samples

Ásvány	2000/05/18/3 IV. terület	2000/05/18/4 IV. terület	2000/05/18/7 II. terület	2000/05/18/8 III. terület	2000/05/20/5 IX. terület	2000/05/24/1 XII. terület
Plagioklász	40 %	50 %	35 %	30 %	38 %	50 %
Kvarc	15 %	20 %	15 %	12 %	20 %	30 %
Mikroklin	12 %	8 %	28 %	38 %	25 %	8 %
Biotit	25 %	9 %	2 %	6 %	3 %	2 %
Titanit	3 %	jelen	-	1 %	jelen	-
Epidot	1 %	2 %	3 %	1 %	jelen	jelen
Klorit	jelen	4 %	6 %	3 %	1 %	jelen

5. A tafonik morfolometriai leírása

Vizsgálatunk célja, hogy az egyes tanulmányozott területeken felmért tafonik alakja milyen mértékben tér el a tökéletes gömb formájától.

Ezért értelmezünk egy olyan mennyiséget, amelyik jól mutatja, hogy a tafoni alakja hogyan viszonyul a gömb alakhoz.

A tafonit megközelítő ellipszoid horizontális metszete a fentiek szerint egy olyan ellipszis, amelynek tengelyei $2a$, illetve $2b$, s a konstrukció szerint fennáll az $a \geq b$ egyenlőtlenség. Az ellipszoid O szimmetria középpontján áthaladó két vertikális, egymásra merőleges síkú metszete szintén egy-egy ellipszist határoz meg, amelyeknek tengelyei $2a$, $2c$, illetve $2b$, $2c$.

A kúpszeletek geometriájából ismert, hogy az ellipsziseknek a körtől való eltérését méri az excentricitás, amely az O szimmetria középponttól kiindulva az egyik fókuszpont és a nagytengely végpontja távolságának arányát jelenti. Ez az arányszám kör esetén 0, s annál nagyobb, minél inkább eltér az ellipszis a körtől. Ezt a fogalmat szeretnénk általánosítani térben az ellipszoidok jellemzésére.

Képezzük ezért a tafonit megközelítő ellipszoid horizontális síkjában fekvő metszet ellipszis excentricitását:

$$(1) \quad e_{AB} := \frac{\sqrt{|a^2 - b^2|}}{\max\{a, b\}},$$

majd ezután teljesen hasonlóan a fentiekben meghatározott két vertikális síkban fekvő metszet ellipszisek excentricitását:

$$(2) \quad e_{AC} := \frac{\sqrt{|a^2 - c^2|}}{\max\{a, c\}},$$

és

$$(3) \quad e_{BC} := \frac{\sqrt{|b^2 - c^2|}}{\max\{b, c\}}.$$

E három excentricitás értékéből képezzük a

$$(4) \quad E := \frac{e_{AB} + e_{AC} + e_{BC}}{3}$$

mennyiséget, amely tulajdonképpen a három excentricitás számtani átlaga, s amelyet a továbbiakban az *ellipszoid excentricitásának* fogunk nevezni. Az E excentricitás értékét megvizsgálva láthatjuk, hogy mivel

$$(5) \quad 0 \leq e_{AB} < 1, \quad 0 \leq e_{AC} < 1 \quad \text{és} \quad 0 \leq e_{BC} < 1,$$

így nyilvánvalóan teljesül az

$$(6) \quad 0 \leq E < 1$$

egyenlőtlenség is. Vegyük észre, hogy $E=0$ akkor és csakis akkor következik be, ha az ellipszoid tökéletes gömb, hiszen ekkor

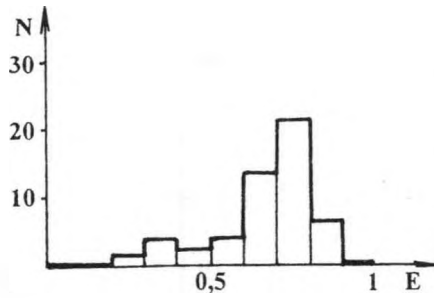
$$(7) \quad e_{AB} = e_{AC} = e_{BC} = 0,$$

s minden más esetben $0 < E$, s annál közelebb van értéke 1-hez, minél jobban eltér az ellipszoid a gömbtől.

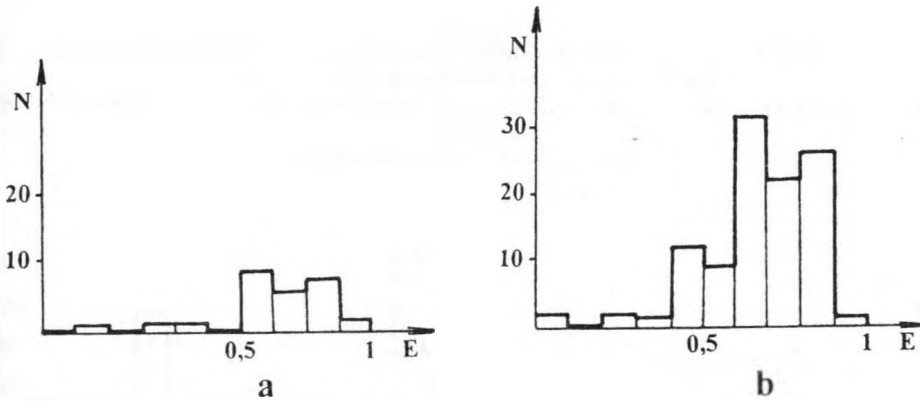
A fentiekben a tafonikat megközelítő ellipszoidok E excentricitását határoztuk meg, s az egyes területeken vizsgáltuk ezek eloszlását. Az egy adott területhez tartozó tafonik E értékeit 0,1-es osztályközökbe sorolva megszerkesztettük külön az egyszerű és külön az összetett tafonik excentricitási hisztogramját. Eredményeinket a *II. táblázatban* foglaltuk össze, az egyes területek hisztogramjait pedig a 4-8. ábrán mutatjuk be.

A különböző területek tafonijainak hisztogramjait elemezve az alábbi megállapítások adódnak.

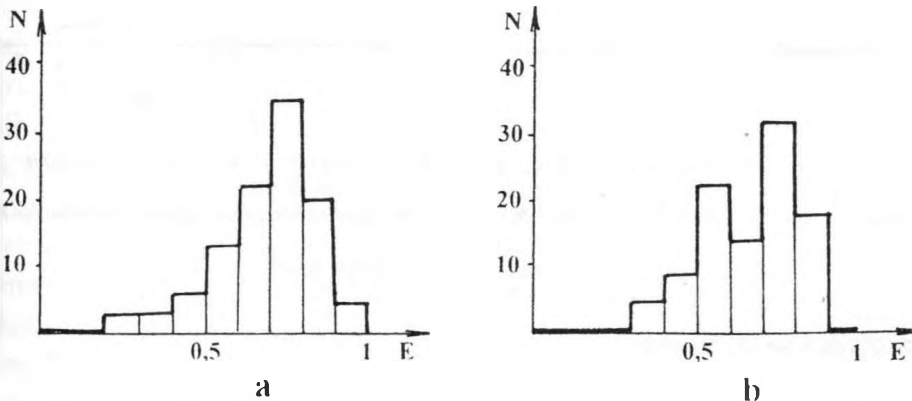
- A legtöbb megvizsgált területen az egyszerű tafonik hisztogramja egyetlen maximummal rendelkezik.
- A megvizsgált területek szinte mindegyikénél az összetett tafonik hisztogramja két maximummal rendelkezik.
- Az összetett tafonik esetén az egyes tafoni generációk maguk is külön-külön két-két maximummal rendelkeznek.
- Alakjukat tekintve elnyúltabb és kerekdedebb tafoni különíthető el:
 - az előbbi típusba tartozik minden egyszerű tafoni és az összetettek egyik csoportja ($E=0,7-0,8$),
 - az utóbbi típusba tartozik az összetett tafonik másik csoportja ($E=0,5-0,6$).



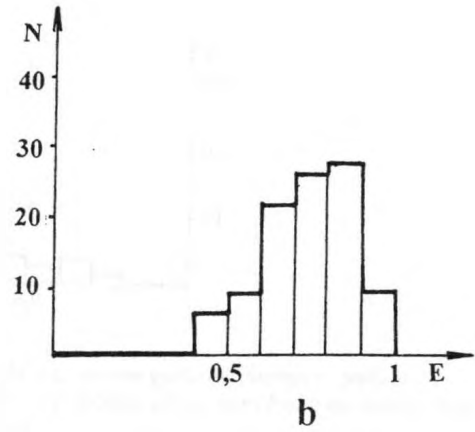
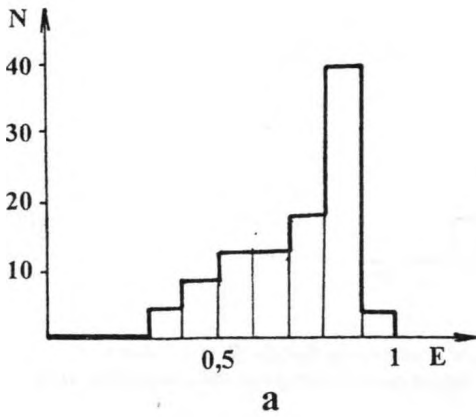
4. ábra: A tafonik elnyúltság szerinti eloszlását bemutató hisztogram a Korzika II. sz. területen
 Fig 4: Histogram which presents the dispersion of the tafonis' longitudinal expansion on the area number II. of the Corsica



5. ábra: A tafonik elnyúltság szerinti eloszlását bemutató hisztogram a Korzika III. sz. területen
 Jelmagyarázat: a) egyszerű tafonik, b) összetett tafonik
 Fig 5: Histogram which presents the dispersion of the tafonis' longitudinal expansion on the area number III. of the Corsica
 Legend: a) simple tafoni, b) complex tafoni



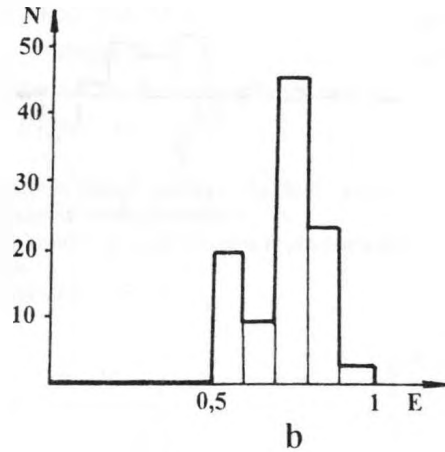
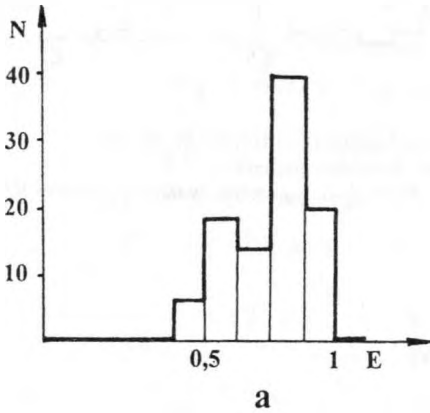
6. ábra: A tafonik elnyúltság szerinti eloszlását bemutató hisztogram a Korzika VII. sz. területen
 Jelmagyarázat: a) egyszerű tafonik, b) összetett tafonik
 Fig 6: Histogram which presents the dispersion of the tafonis' longitudinal expansion on the area number VII. of the Corsica
 Legend: a) simple tafoni, b) complex tafoni



7. ábra: A tafonik elnyúltság szerinti eloszlását bemutató hisztogram a Kozzika IX. sz. területen
 Jelmagyarázat: a) egyszerű tafonik, b) összetett tafonik

Fig 7: Histogram which presents the dispersion of the tafonis' longitudinal expansion on the area number IX. of the Corsica

Legend: a) simple tafoni, b) complex tafoni



8. ábra: A tafonik elnyúltság szerinti eloszlását bemutató hisztogram a Kozzika XII. sz. területen
 Jelmagyarázat: a) egyszerű tafonik, b) összetett tafonik

Fig 8: Histogram which presents the dispersion of the tafonis' longitudinal expansion on the area number XII. of the Corsica

Legend: a) simple tafoni, b) complex tafoni

6. A tafonik kialakulása

A gránit képződése kristályosodási góccok (kihülési centrum) körül kezdődik. Valószínűleg a nem egyenletes lehűlés (kristályosodás) eredményeként gömbhéjas szerkezet alakul ki. Ezt a szerkezetet mutatják nagyon markánsan pl. a kugel gránitok. Ismert továbbá az is, hogy az olvadék kihü-

lése során a kőzetben hülési hasadékok, elválási felületek is képződnek (9a. ábra).

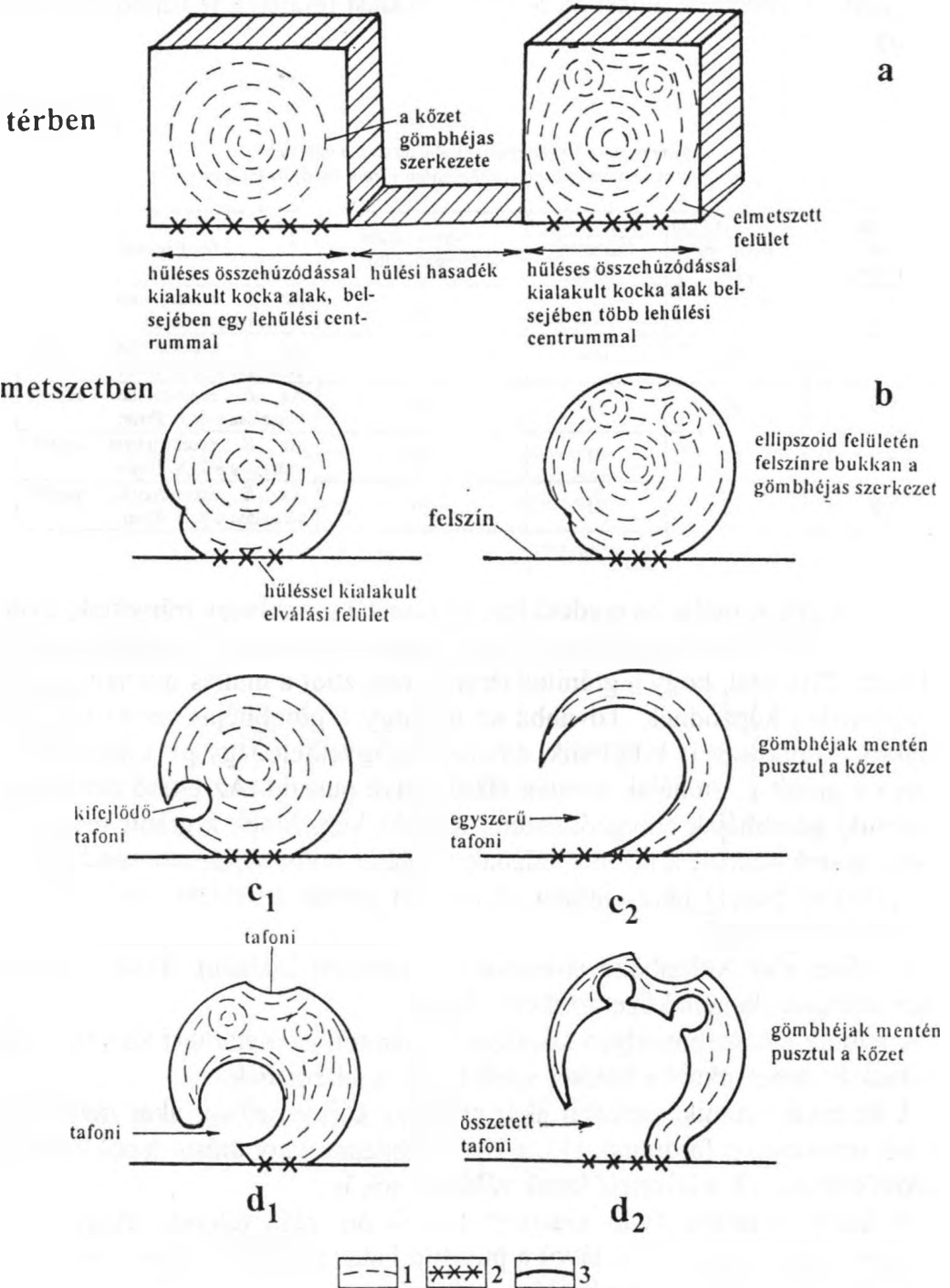
II. táblázat
Table II.

A felmért tafonik néhány jellemzője területi bontásban
A few characteristics of the measured tafonis from the different areas

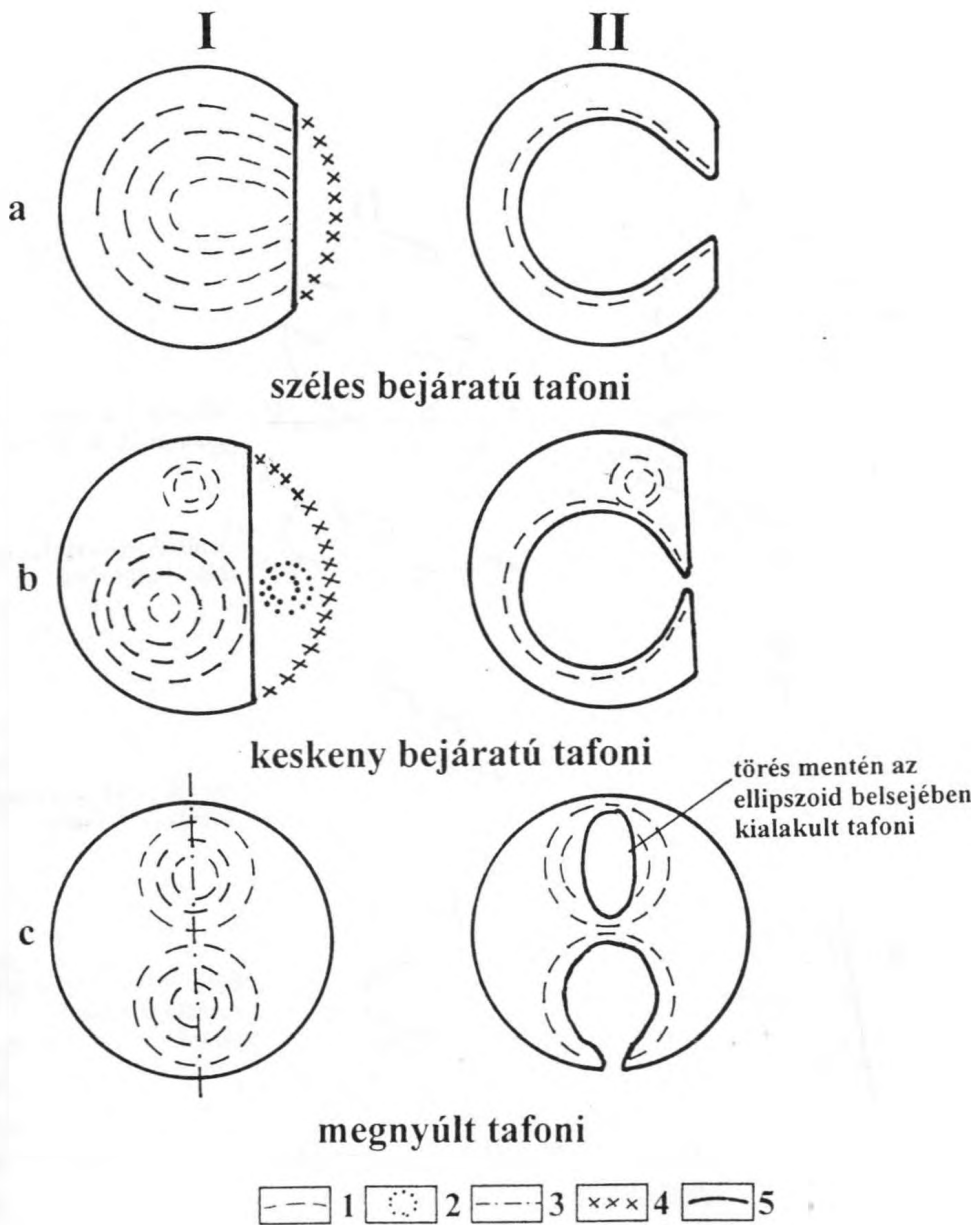
A vizsgálati terület sorszáma	A tafoni típusa		A tafonik száma összesen (db)	Megjegyzés
	Egyszerű (db)	Összetett (db)		
II.	54	0	54	Az <i>E</i> excentricitási adatok eloszlása a 4. ábrán
III.	27	105	132	Az <i>E</i> excentricitási adatok eloszlása a 5a,b. ábrán
VII.	66	34	100	Az <i>E</i> excentricitási adatok eloszlása a 6a,b. ábrán
IX.	23	41	64	Az <i>E</i> excentricitási adatok eloszlása a 7a,b. ábrán
XII.	15	31	46	Az <i>E</i> excentricitási adatok eloszlása a 8a,b. ábrán

A gránit mállásos eredetű lepusztulását a gömbhéjak irányítják. Ezért a gömbhéjak térbeli kifejlődése a gránit lepusztulás térbeli módját is meghatározza. Erre utal, hogy a gránitos térszíneken, ahol a mállás intenzív, gránit ellipszoidok képződnek. Továbbá az is, hogy a gömbhéjas szerkezet néha makroszkopikusan is kifejlődik, amely megfigyelhető. Így pl. Lumio közelében a gránit gömbhéjak mentén elkülönülve pusztul. Az eltérő mértékben pusztuló gömbhéjak elvégződéseinél lépcsők képződnek a gránit felszínen. Felfogásunk szerint a tafonik falának felületei gömbhéjak, pontosabban 3-tengelyű ellipszoid héjak felülete(i) mentén jönnek létre (9b. ábra). Ezt az alábbiak bizonyítják.

- A tafoni alak különböző erőhatásokra egyaránt kialakul. Tehát a forma nem erőhatás, hanem közetszerkezet függő.
- A tafonik elsősorban olyan kőzeteken (grániton és metamorf kőzeten) alakulnak ki, amelyeknél a hüléses szerkezetek a jellemzőek.
- A korzikai tafonik esetében akár abráziós környezetben, akár mállásnak kitett térszíneken fordulnak elő, a kőzet érintésre vagy ütésre lapok mentén elkülöníthető, ill. a kőzetről lapok választhatók le.
- A hordozó tafoni falán kialakult kisebb ún. rész tafonik létrejötté. A főtafoni falán, a bejárattól távol a pusztító hatás akkor lehet hatékony, ha a kőzet szerkezet erre nagymértékben „rásegít”.
- A tafonik bejárati szélessége gyakran kisebb mint a belső átmérőjük. (A tafoni belső szélessége azért nagyobb mint a bejárati, mert fala és a gömbhéj felülete egybeesik.)



9. ábra: A tafoni kialakulás
 Jelmagyarázat: 1. gömbhéjas szerkezet, 2. hüléssel kialakult elválási felület, 3. tafoni
 Fig 9: The development of a tafoni
 Legend: 1. spheroidal structure, 2. cooling crack, 3. tafoni

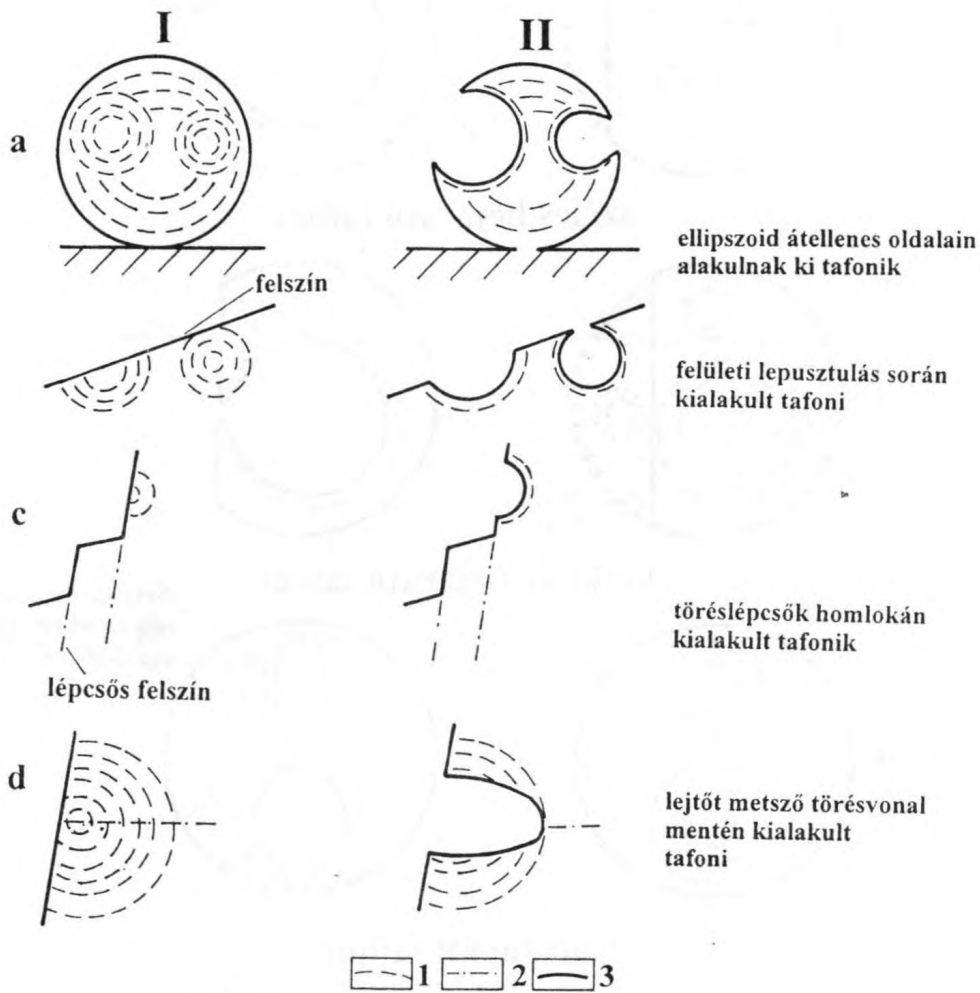


10. ábra: Különböző alakú tafonik kialakulása

Jelmagyarázat: I. tafoni kialakulás előtt, II. tafoni kialakulásakor, 1. gömbhéjas szerkezet, 2. elpusztult gömbhéjas szerkezet, 3. törés, 4. ellipszoid, 5. tafoni

Fig 10: The development of the different shaped tafonis

Legend: I. before the development of tafoni, II. at the development of tafoni, 1. spheroidal structure, 2. destroyed spheroidal structure, 3. joint, 4. ellipsoid, 5. tafoni



11. ábra: Különböző geomorfológiai környezetben képződött tafonik

Jelmagyarázat: I. tafoni kialakulás előtt, II. tafoni kialakulásakor, 1. gömbhéjas szerkezet, 2. törés, 3. tafoni

Fig 11: Tafonis, which developed in different geomorphological environment

Legend: I. before the development of tafoni, II. at the development of tafoni, 1. joint, 2. joint, 3. tafoni

A tafoni fejlődése egy gránit ellipszoid esetében szerintünk az alábbi módon történik. A gránit pusztulása során – különösen ott, ahol a kőzetben törés van – újabb és újabb gömbhéjak tárulnak fel. A gránit ellipszoidba mélyülő tafoni fala (tafoni kezdemény) kezdetben nagy szögben metszi a gömbhéjak felületét, ha az előző felülete és utóbbi között a távolság nagy (9c₁. ábra). E szakaszban ezért a tafoni fejlődése lassú és képződése elakadhat. A tafoni növekedésével felülete egyre inkább egybeesik valamely gömbháj felületével. Amikor a két felület helyzete megegyezik a tafoni kifejlett lesz (9c₂. ábra). Fejlődése a tafoni kezdemény fejlődéséhez képest gyorsabb lesz. Ugyanakkor a tafoni növekedése lefelé behatárolt lesz, ugyanis alul hülési hasadék határolja a gránit ellipszoidokat. Ezért a tafoni alsó felületét gyakran ferde sík felület határolja. (A tafoni más irányokba történő növekedése során a gránit ellipszoid felületére nyílhat.) A vázolt folyamatot számos tényező okozhatja, ezért a különböző tafoni kialakulási módok mindegyike igaz lehet. A tafoni alakot a gömbháj felületek által irányított, a gránit belsejében végbemenő helyi lepusztulási formának tartjuk.

Akkor, ha a gránit ellipszoid belsejében egyetlen lehülési centrum körül alakult ki a gömbhéjas szerkezet, egyszerű tafoni (9c. ábra), ha több lehülési centrum jött létre, összetett tafoni (9d. ábra) képződik. Utóbbi esetben az elsőként kialakult tafoni növekedése során újabb lehülési centrumok gömbhéjas szerkezete tárul fel, amelyekben újabb tafonik alakulnak ki. Ezek azonban kisebb méretűek, amelynek az alábbi okai lehetnek:

- későbbi feltárulás,
- itt a pusztulás kisebb intenzitású,
- a hordozó gömbhéjas szerkezet mérete kisebb mint a főtafonit hordozó gömbhéjas szerkezet mérete.

Az egyszerű tafonik excentricitás eloszlásai egy csúcsúak, míg az összetett tafonik esetében az eloszlások többnyire kettősek. Ha a tafoni alak – mint ahogy fentebb állítjuk – többé-kevésbé a kőzet gömbhéjas szerkezetét képezi le, akkor a tafoni eloszlások közvetetten adott kőzettömegben a gömbháj alakját is megadják. Az egy csúcsú eloszlás esetén a gömbhéjas szerkezetek kevésbé, a két csúcsú eloszlás esetében jobban különböznek. Előző esetben vagy azért, mert adott helyen csak egyetlen gömbhéjas szerkezet létezik, vagy több, de azok kevésbé deformáltak. Utóbbi esetben a gömbhéjas szerkezetek viszont deformálódtak. A deformáltság szerintünk azzal magyarázható, hogy a gömbhéjas szerkezetek sűrűn fejlődtek ki. Ezért növekedésük során alakjuk torzult, miután a szomszédos gömbhéjas szerkezetek egymás növekedését gátolják. Emiatt az ilyen helyeken a tafoni alakok olyan változatosak lesznek, hogy az excentricitás eloszlások a már említett kettős csúcsot mutatják. Ugyanakkor az egymáshoz közeli gömbhéjas szerke-

zetek potenciálisan kedvező feltételeket teremtenek az összetett tafonik létrejöttének.

Nézetünk szerint a tafoni morfológiája nem csak a gömbhéjas szerkezetek térbeli kifejlődésétől és sűrűségétől függ. Előfordulhat, hogy a gömbhéjas szerkezet feltárul és a gömbhéjak metszik a kőzet felszínét. Ekkor a tafoni felülete és a gömbhéjak felülete már a tafoni fejlődés kezdetén megegyezhet. A kifejlett tafoni gyorsan kialakul, de kevésbé bemélyült lesz. A gömbhéjas szerkezet feltárulásának mértékétől függhet a tafoni bejárat szélessége is (9d. ábra).

Ha a gránit ellipszoid pusztulása során nagy felületen tárul fel a gömbhéjas szerkezet, tág nyílású tafoni (10a. ábra), ha kicsi felületen tárul fel, szűk nyílású tafoni (10b. ábra) alakul ki. Akkor, ha a gömbhéjas szerkezetet átszelő törés jól fejlett, a tafoni növekedés kevésbé irányított egyetlen gömbhéjas szerkezet gömbhéjai által, ezért megnyúlt tafoni képződik (10c. ábra).

A tafonik eloszlása, de helyzete is, attól is függ, hogy a gömbhéjas szerkezetnek milyen a morfológiai helyzete. Így gránit ellipszoidon ott és annyi helyen alakul ki tafoni, ahol és amennyi helyen a gömbhéjak az ellipszoid felszínére (vagy annak közelébe) kerülnek (11a. ábra). A tafonik lejtőkön is kialakulhatnak akkor, ha ez a felület gömbhéjakat metsz el, vagy valamely gömbhéjas szerkezet e felülethez közel kerül (11b. ábra). A tafonik kialakulhatnak töréslépcsők felületén is (11c. ábra) egymás felett akár több szintben is. Ilyenkor a gömbhéjas szerkezetet törés vagy vető tárja fel. Ugyancsak megnyúlt tafoni alakul ki, ha a gömbhéjat feltáró lejtőt törés, vagy vető metszi (11d. ábra).

7. A korzikai tafonik kora

A korzikai gránittafonik képződési idejét a Golo-folyó szurdokában (St. Regina) található tafonik alapján határozhatjuk be. A szurdok a sziget középső részén a Monte Cinto csúcs alatt, 450-600 m t.sz.f. magasságban helyezkedik el. A völgy granodioritba illetve monzogránitba vágódik be.

Jellegzetes a völgy és környékének a morfológiája. Keresztszelvényben a völgy három jól elkülöníthető szakaszra osztható.

A legalsó szakasz a jelenlegi mederszelvény. Morfológiájára jellemző, hogy falai függőlegesek, simára csiszoltak, a gránittafonik teljes egészében hiányoznak innen. Csupán a folyóvízi evorziós üstök max. 1-2 m-es üregei, félhengerei tagolják e felületet. Utóbbiak esetében szembetűnő eltérés a tafonikhoz képest, hogy az evorziós üstök falán nem, vagy csak alárendelten jelentkeznek a hagymahéjszerű elválás, bennük gyakran kavicsok találhatóak.

A völgyoldal falán jól kirajzolódik a kisvízi és az árvízi vízszint, a kettő között jelentős kb. 10-15 m különbség mutatkozik.

A második völgyrészlet alakitanilag nagymértékben hasonlít az előzőhöz. Ennek is függőleges a fala, a tafoni forma teljesen hiányzik, mindössze néhány inaktív evorziós üst látható az oldalában. Jelentős eltérés az előző szinthez képest, hogy ez a szakasz ma már az árvízi vízszint szintje felett helyezkedik el. Ezt jelzi, hogy ennek oldalában már megtelepedett a növényzet is. A második szakasz magassága kb. 50 m.

A harmadik völgyrészlet arculata nagymértékben különbözik az előzőétől. Ennek keresztmetszete "V" alakú s oldalában nagy sűrűségben található tafonik. A tafonik itt változatos méretűek, a néhány cm-es méhsejt üregektől a több m-es átmérőjükig terjednek. A viszonylag ép tafonik mellett a nagymértékben roncsolódott, pusztulófélben lévő tafonikig is előfordulnak. Ez a völgyszakasz kb. 200-250 m magas.

A negyedik szakasz már nem tekinthető szorosan a völgy részének, hanem a "V" alakú völgyszakasz fölötti hegyoldal tartozik ide. Itt már a glaciális formák a jellemzőek (cirkuszvölgyek, gleccservölgyek, és közöttük élesen csipkézett kárcsúcsok, kárgerincek).

A fenti keresztzelvény alapján az alábbi következtetések vonhatóak le.

A Golo völgymetszetének alsó két szakasza, a jelenlegi meder és a felette elhelyezkedő inaktív mederszakasz morfológiailag megegyezik, így joggal feltételezzük azt, hogy azonos vagy legalábbis hasonló körülmények között történt a kialakulása. A jelenkori meder felett kb. 50 m-es bevágódás figyelhető meg, ennek kora a pleisztocénre, esetleg az óholocénre tehető. A tafonik hiányának az alábbi okai lehetségesek.

- A tafoni képződés a szurdok második (középső részének) kialakulása előtt történt.
- A tafoni kialakulás feltételei a szurdokban hiányoztak.
- Tafonik képződtek, de kialakulásukat követően az árvizek által megsemmisültek (néhányik esetleg evorziós üstté alakult).

Akkor, ha a felsorolt lehetőségek közül az elsőt fogadjuk el, az adódik, hogy a tafonik kialakulása már viszonylag korán elkezdődött. Miután a Föld különböző részein arid, szemi-arid ill. hideg klimatikus környezetben fordulnak elő tafonik valószínű, hogy képződésük inszolációs hatásra történhet. Erre a szigeten a messinumban lehettek a legkedvezőbbek a feltételek. Ha a sziget tafonijai ma is képződnek – amit valószínűleg nem lehet kizárni – akkor az inkább mállással történhet.

8. Következtetések

- A korzikai tafonik a gránit ellipszoidokkal analóg formák. Kialakulásuk természetesen nem kívülről befelé, hanem fordítva, belülről kifelé végbe-menő pusztulással történik.
- A tafoni alak függ a gömbhéjas szerkezet térbeli kifejlődésétől, sűrűségétől, a kőzet egyéb szerkezeti (pl. törés) elemeinek jelenlététől ill. hiányától, valamint attól, hogy a tafoni képződés kezdetén adott gömbhéjas szerkezet és a kőzet felszín közti távolság mekkora, ill. attól, hogy a gömbhéjas szerkezet hányad része pusztult el. A tafoni mérete ezen utóbbi tényező mellett még a gömbhéjas szerkezet méretétől, e szerkezetek sűrűségétől, míg a tafoni eloszlás a gömbhéjas szerkezetek sűrűségétől, a morfológiai környezettől függ.
- A korzikai tafonik képződése már korábban a messinimumban elkezdődhetett. A folyamat esetleg a jelenleginél számottevőbb intenzitással és a jelenlegitől eltérő módon és klimatikus környezetben zajlott.
- Az összetett tafonik jelenléte közvetetten arra utal, hogy a kőzetben viszonylag sűrűn és deformáltan fejlődtek ki a gömbhéjas szerkezetek. Emiatt összetett és változatos alakú tafonik képződtek. Valószínűnek tartjuk, hogy ahol egyszerű tafonik alakultak ki – ha a tafoni gránit ellipszoidban képződött – ott vagy egyetlen gömbhéjas szerkezet jött létre, vagy ha több, akkor azok sűrűsége kicsi. Ezért utóbbi esetben a gömbhéjas szerkezetek nem csak hogy nem torzultak, hanem miután ezeket homogén kőzetrészek különítik el egymástól, a tafoni növekedése ez utóbbiba már nem, vagy csak kis mértékben terjedhetett át. Az elmondottak értelmében összetett tafonik ekkor sem alakulhattak ki.

IRODALOM

- BRADLEY, W. C. - HUTTON, J. T. - TWIDALE, C. R. (1978):* Role of salts in development of granitic tafoni South Australia. - *Journal of Geology* 86, p. 647-654.
- BALÁZS D. (1982):* A sivatagok világa. - Gondolat Kiadó, Budapest p. 88-92.
- CALKIN, P. - CAILLEUX, A. (1962):* A quantitative of cavernous weathering (tafonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica.- *Zeits. f. Geomorph.* 6, p. 317-324.
- CAMPBELL, S. W. (1998):* Chemical weathering associated with tafoni at Papago park, Central Arizona. - *Earth Surface Processes and Landforms* 24. 3. p. 271-278.

- CSUTÁK M. - JAKUCS L. (2000):* A korzikai gránittafonik morfofenetikai problémái. - Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről, p. 1-18.
- DELGA, M.D. (1978):* Corse-Paris
- DRAGOVICH, D. (1969):* The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern South Australia. - Zeits. f. Geomorph. 13 p. 163-181.
- FISHER, W. (1999):* Korzika – egy mediterrán sziget tájrajza. – Földrajzi Közlemények CXXIII. (XLVIII.) p. 201-208.
- FÜREDI V. - SALLAY E. - SÁSDI L. - FUTÓ J. (2001):* Pseudokarsztos jelenségek vizsgálata Korzikán – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 291-305.
- GILL, E. D. (1981):* Rapid honeycomb weathering (tafoni formation) in greywacke, S.E. Australia. – Earth surface processes and landforms, 6, p. 81-83.
- KELLETTAT, D. (1980):* Studies on the age of Honeycombs and tafoni features. – Catena 7, p. 317-325.
- MATSUKURA, Y. - MATSUOKA, N. - YANO, N. (1989):* A preliminary study on tafoni and honeycombs in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan. - Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 15, p. 29-32.
- MATSUKURA, Y. - MATSUOKA, N. (1991):* Rates of tafoni weathering on uplifted shore platforms in Nojima-zaki, Boso Peninsula, Japan.- Earth surface processes and landforms, 16, p. 51-56.
- MOTTERSHEAD, D. N. (1994):* Spatial Variations in Intensity of Alveolar Weathering of a Dated Sandstone Structure in a Coastal Environment, Weston-super-Mare, UK. – In: *ROBINSON, D. A.-WILLIAMS, R.B.G. (szerk.) Rock Weathering and Landform Evolution. 10. p. 152-174.*
- MUSTOE, G. E. (1982):* The origin of honeycomb weathering. - Geological Society of America Bulletin, 93, p. 108-115.
- PENC, A. (1895):* Morphologie der Erdoberfläche. - Engelhorn, Stuttgart.
- RÁDAI Ö. (1980):* Tafoni képződés karbonátos kőzetben, Észak-Spanyolországban. - Karszt és Barlangkutatás IX. p. 93-106.
- ROBINSON, D. A. – WILLIAMS, R.B.G. (1994):* Sandston Weathering and Landforms in Britain and Europe. – In: *ROBINSON, D.A.-WILLIAMS, R.B.G. (szerk.) Rock Weathering and Landform Evolution. 22. p. 381-391.*
- SEGERSTROM, K. - HENRIQUEZ, H. (1964):* Cavities or "tafoni" in rock faces of the Atacama desert, Chile. - Geological Survey Research 501-C, p. C121-C125.

SMITH, B. J. (1978): The origin and geomorphic implications of cliff foot recesses and tafoni on limestone hamadas in the northwest Sahara.- *Zeits. f. Geomorphologie*, 22 p. 21-43.

TERMIER, H. (1963): *Erosion and Sedimentation* - D. van Nostrand Compl. Ltd, London.

VILES, H. – PENTECOST, A. (1994): Problems in Assessing the Weathering Action of Lichens with an Example of Epilithes on Sandstone. – In: *ROBINSON, D.A.-WILLIAMS, R.B.G.* (szerk.) *Rock Weathering and Landform Evolution*. 7. p. 99-116.

A GIPSZ KARSZTOSODÁSÁT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK LABORATÓRIUMI VIZSGÁLATA

MANTLER MÓNIKA

Audi Hungaria Motor Kft., 9021 Győr, Kardán út 1,
monika.mantler@audi.hu

Abstract: The basis of the examinations are the filtration system, developed on dropped gyps plates. I have put the effect to gypsplate of watters – on vich has the environment influence – under observation a. watters with diferent pH, b. watters with difwrwnt temperature, c. watters with different dropping velocity.

1. Bevezetés

A Berzsényi Dániel Főiskolán már korábban is történtek a gipsz karsztosodási folyamatát laboratóriumi körülmények között feltáró vizsgálatok (VERESS M. et. al 1998). Ezek célja a különböző dőlésszögbe beállított gipszlapokon lejátszódó oldódás megfigyelése illetve a kialakult formák vizsgálata és csoportosítása volt, ioncserélt vízzel történő csepegtetés hatására. Leírásra kerültek a főbb formák (kürtök, madáritató, vályú), valamint bemutatásra került a gipsz áramlási rendszere, amely a következő.

- A csepegtetés ideje alatt állandóan vízzel kitöltött zóna.
- A csepegtetés ideje alatt időszakosan vízzel kitöltött zóna.

Amíg az állandóan vízzel kitöltött zónában a csepegtetési időnél hosszabb ideig jelen van a víz (egyes részein a következő csepegtetési időszak kezdetéig is megmarad), addig az időszakosan vízzel kitöltött zónában legfeljebb csak a csepegtetési időtartam végéig (egyes részein lényegesen rövidebb ideig). Az állandóan vízzel telített zónában az oldásra több idő áll rendelkezésre, de a víz gipsszel való telítődése miatt csak a csepegtetési zóna közelében jelentős az oldódás, ugyanis itt még viszonylag "friss" (telítetlen) az oldószer. Az állandóan nedves zóna vizének visszaduzzadásával jön létre az időszakosan telített zóna. A csepegtetési időszak befejeztével innen a víz az állandóan nedves zóna irányába szivárog, miközben feltehetően magával szállítja az oldott gipszet és a mállás után visszamaradt szennyezőanyagot.

Mivel a két csepegtetési időszak között rövid idő telt el, az állandóan nedves zóna kevésbé száradt ki, s így már a következő csepegtetési időszak elején hamar vízzel telítetté vált, s az időlegesen vízzel kitöltött zóna na-

gyobb kiterjedésüre fejlődhet ki. Ezáltal az üregesedés a csepegtetési helyhez viszonyítva a gipszben távolabb is végbemehet. Bár a víz az időszakosan vízzel kitöltött zónában kevesebb ideig tartózkodik, mint az állandóan vízzel kitöltöttben, de ide telítetlen oldószer érkezik, s így ebben a zónában jelentősebb az oldódás, a felszín alatti üregesedés. Az időszakosan nedves zóna vízzel való kitöltődése az állandóan nedves zóna kitöltöttségétől függ, s így közvetve a csepegtetés sebességétől.

A karrosodást gipszen laboratóriumi körülmények között *GLEW, J. R.-FORD, D. C.* (1980) vizsgálták. A gipszlap teljes felszínét 2,6 m magasból, 500 órán keresztül, 35-40 mm/óra intenzitással, szimulátorral esőztették. A kísérlet alatt és után, a kialakult rovátkák (rillek) hosszúságát, szélességét és mélységét mérték. A kísérleti felszínen a rovátkák mélyülését 100 óránként mikrométeres pontossággal mérték, a gipszbe öntött 4 db réztűhöz viszonyítva. A kísérlettel rámutattak a felszín lejtése és a rovátkák hossza közötti összefüggésre.

Munkánk a főiskolán megkezdett vizsgálatok folytatása. A megfigyelések ezúttal nem a dőlésszög, hanem különböző fizikai illetve kémiai jellemzőjű vizek gipszre kifejtett hatására irányultak. A kísérlet során 3 környezeti tényezőt vizsgáltuk. Az első esetben eltérő pH-jú, a másodikban eltérő hőmérsékletű, a harmadikban pedig eltérő intenzitással csepegő vizek hatását tanulmányoztuk.

2. A kísérletek körülményei

2.1. Vizsgálati módszer

Azonos szögben (5°) beállított gipszlapokra történt csepegtetés azonos környezeti tényezők mellett (léghőmérséklet, besugárzás, csepegtetett víz mennyisége). A kísérlethez modellgipszet ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$) használtunk, ami hőmérsékleti hatásra ($107-108^{\circ}\text{C}$ - ra való hevítés) elveszítette kristályvíztartalmának háromnegyedét. A modellgipsz víz hozzáadására formálhatóvá válik, majd ismét szilárd tömeggé merevedik. Ezt a tulajdonságát kihasználva egyforma méretű (37 cm hosszú, 26 cm széles, kb. 4 cm vastag) gipszlapokat alakítottunk ki.

A megmerevedett, megszáradt gipszlapok felületét dörzspapír segítségével csiszoltuk simára. A későbbiekben - a simább felület elérése érdekében - a gipszlapok kialakításakor a még folyékony gipsz felületére üveglapot helyeztünk, melyet a gipsz teljes megszilárdulása után könnyedén el tudtunk távolítani. Az egyenlő méretűre formázott gipszlapokat 3 oldalú fadobozban helyeztünk el. A vizet rázótolcsérből csepegtettük a gipszlap

ugyanazon pontjára. A gipszlapon lefolyt, illetve a gipszlapból kiszivárgó vizet mérőedényekben fogtuk fel. Hogy a gipszlapon átszivárgott vizet a tartódoboz faanyaga ne szívja magába, a gipszlapok alá üveglapot helyeztünk.

A kísérleteket a Széchenyi István Főiskola Környezetvédelmi Tanszékének Kémia laboratóriumában végeztük el. A gipszlapokat az ablaknál levő padokon helyeztük el, de hogy mérsékeljük az egyes napszakokban a közvetlen besugárzás hőmérséklet-módosító hatását, az adott ablakot a vizsgálatok teljes időtartama alatt elsötétítettük.

3. Megfigyelések

3.1. Csepegtetés eltérő kémhatású csapadékvizekkel, illetve ioncserélt vízzel

A kísérletet 2 különböző légszennyezettségű helyen (Győr Ipartelepen és Győrtől 40 kilométerre fekvő Tápszentmiklós községben) felfogott csapadékvízzel, illetve ioncserélt vízzel végeztük, amelyeknek az alábbi módon meghatároztuk a pH-ját.

A csapadékvizek és az ioncserélt víz elektromos vezetőképességének meghatározásához Radelkis gyártmányú OK 102 típusú konduktométert használtunk harangelektróddal. A mérés előtt a műszert az előírásnak megfelelően kalibráltuk, majd ismert fajlagos vezetőképességű oldat (0,01 mól/l KCl) segítségével a $K = \kappa/G$ képlet alapján határoztuk meg a cellaállandót (K).

ahol: κ 0,01 mól/l KCl oldat fajlagos vezetőképessége adott hőmérsékleten (K_{20}),

G 0,01 mól/l KCl oldat mért vezetőképessége.

I. táblázat
Table I.

A vizek jellemzői a csepegtetés előtt
The characteristics of the waters before the dropping

	G Az oldat vezető- képessége [μS]	K Cellaállandó [cm^{-1}]	κ_{20} Az oldat fajlagos vezetőképessége 20 °C-on. [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	pH
Győrben felfogott esővíz	74	0,958	67,80	5,18
Tápszentmiklóson felfogott esővíz	21,0	0,958	19,2	5,53
Ioncserélt víz	5,70	0,958	5,22	6,11

Megmértük a három minta vezetőképességét, majd a vizek hőmérsékletének figyelembe vételével (f: korrekciós faktor) a $\kappa_{20} = G \cdot K$ képlet segítségével számoltuk ki az egyes minták 20 °C-ra vonatkoztatott fajlagos vezetőképességét. Ezek után meghatároztuk a vizek pH-ját is (I. táblázat).

A légköri felhő- és csapadékvizek pH-jának meghatározásánál figyelembe kell vennünk, hogy a vízben viszonylag jól oldódó légköri széndioxid miatt az egyensúlyi pH=5,62. Így a légkör vízben oldódó szennyező gázai ezzel a víz-szénsav pufferrendszerrel reagálnak, tovább csökkentve a pH értékét. A kapott pH értékekből látható, hogy a legsavasabb az ipari területről felfogott víz (I. táblázat).

Ezt követően az eltérő, de ismert pH-jú vizekkel csepegtettünk az alábbi módon. Választótölcsér segítségével az első gipszlapra a városi környezetben felfogott, szűrt esővizet, a másodikra a Tápszentmiklósról származó szűrt esővizet, míg a harmadikra ioncserélt vizet csepegtettünk. A csepegtetés a gipszlapnak mindig ugyanazon pontjára történt. A rázótolcsért a kísérlet során olyan állásban rögzítettük, hogy a lehető legközelebb legyen a gipszlaphoz, de ne érintse azt, így a becsapódásból származó mechanikai rombolás nagymértékben lecsökkent. A becsapódás ezért mindig ugyanakora és meglehetősen kis mértékű volt. A kísérlet során 8 alkalommal – minden második napon – 3-3 dl vizet csepegtettünk le a gipszlapokra, viszonylag állandó (49-54 csepp/perc) sebességgel. A csepegtetési időszakok előtt megmértük a vizek, s a helyiség levegőjének hőmérsékletét, illetve a páratartalmat. Az adatokat a II. táblázat tartalmazza.

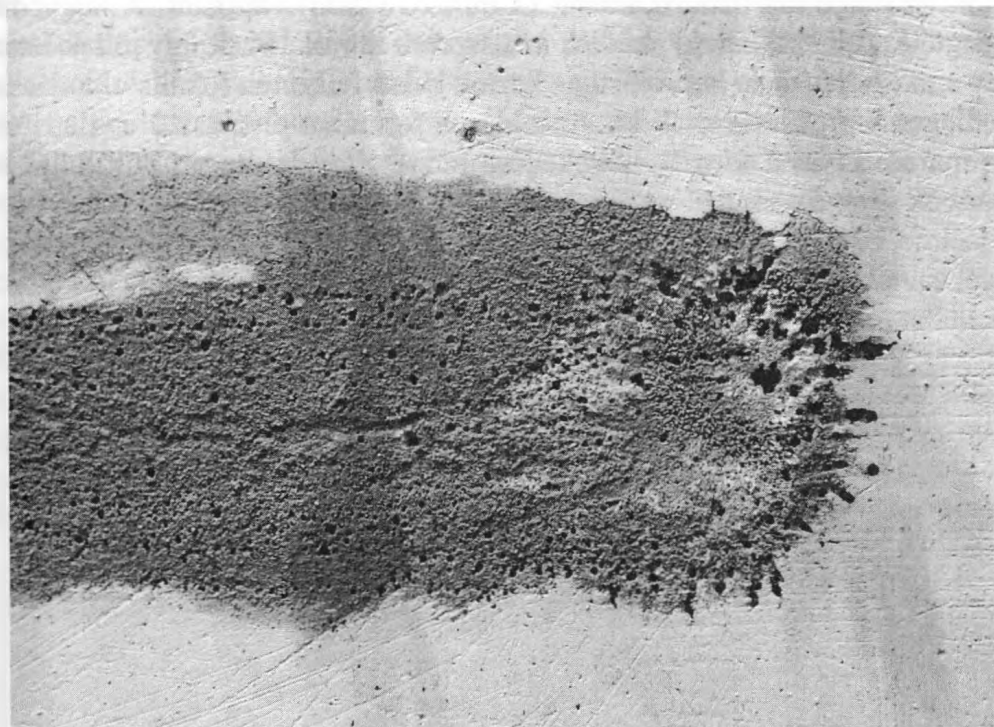
II. táblázat
Table II.

A csepegtetési kísérlet főbb fizikai jellemzői
The main physical characteristics of the dropping experiment

Csepegtetési időszak száma/ dátuma	Csepegtetési sebesség csepp/perc			Víz hőmérséklet °C			Lég hőmérséklet °C	Levegő nedvességtartalma
	1.	2.	3.	1.	2.	3.		
1. 2001.05.07.	52	54	51	20,4	20,2	20,5	22	56 %
2. 2001.05.09.	51	53	51	20,6	20,5	20,7	22	51 %
3. 2001.05.11.	52	53	52	20,5	20,7	20,9	23	54 %
4. 2001.05.14.	51	51	49	20,4	20,6	20,5	22	58 %
5. 2001.05.18.	50	50	53	20,6	20,6	20,7	21	50 %
6. 2001.05.21.	50	50	51	20,7	20,9	20,9	22	49 %
7. 2001.05.23.	52	51	52	20,6	20,7	20,8	22	47 %
8. 2001.05.25.	53	50	51	20,9	21,1	21,0	23	49 %
Átlag	51,38	51,5	51,25	20,59	20,66	20,75	22,13	51,75 %

1. Győrben felfogott csapadékvíz, 2. Tápszentmiklóson felfogott csapadékvíz, 3. Ioncserélt víz
1. Rain collected in Győr, 2. Rain collected in Tápszentmiklós, 3. Distilled water

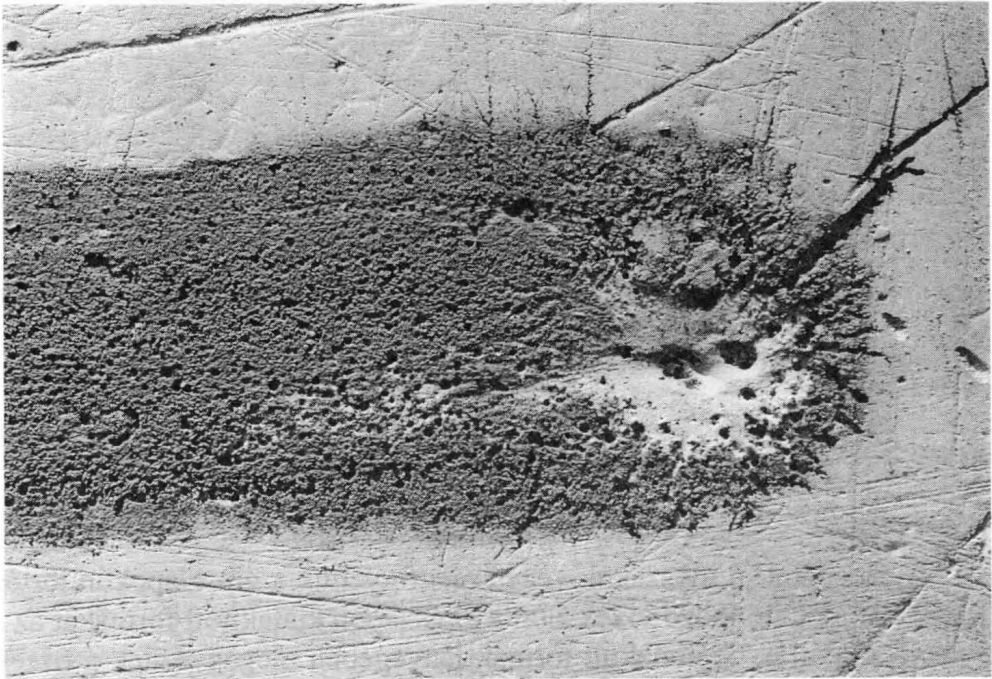
A vizek pH-ját és fajlagos vezetőképességét csepegtetés előtt és után is megmértük, illetve a gipszlapon lefolyt víz kalciumszulfát-tartalmát is meghatároztuk.



1. kép: Ioncserélt vízzel csepegtetett gipszlap
Picture 1: The gypsum surface which was dropped distillat water

A csepegtetési időszakok végén megfigyeltük a gipszlapokon történt változásokat. A különböző vizek által a gipszlapon kialakított formákat az 1, 2, 3 képek mutatják. A kialakult formák lényegében megegyeznek a BDF-n 1995/96-ban végzett csepegtetés során kialakult formákkal, ezért az erről készült tanulmányban (VERESS M. et. al 1998) kialakított nevezéktant használjuk alább. Azt tapasztaltuk, hogy már az első 3 dl víz lecsepegése jelentős oldó hatással volt a gipszre. A gipsz felületére érkező cseppek azonnal elszivárogtak a gipszben, s apró üregeket un. elsődleges kürtöket alakítva ki. Ezen mikroformák átmérője 0,5 mm-nél kisebb, elhelyezkedésük az esetek döntő többségében szabályosságot nem mutatott. Ez alól kivételt képeztek a felületi karcokban (a felület lecsiszolásából származó egyenetlenség) kialakuló, gyöngyfűzészerűen elhelyezkedő kürtök. A további

csepegtetés hatására az elsődleges kürtők összeoldódásával jöttek létre a másodlagos kürtők, majd utóbbiakból harmadlagos körtők alakultak ki. Az elsődleges kürtők közötti küszöbök roncsai a másodlagos- és harmadlagos kürtők peremét egyenetlenné tették. A másodlagos kürtő átmérője 0,8 mm és 2 mm közötti volt, a mélysége megközelítette az 1 mm-t. A harmadlagos kürtők átmérője tág határok között (2 mm - 16 mm) változott. A negyedik csepegtetési időszakban képződtek az összetett kürtők. Ezek úgy jöttek létre, hogy a másodlagos és harmadlagos kürtők belső felszínén lokális oldódással elsődleges kürtők alakultak ki. Az oldásos formákat elválasztó eredeti térszín maradványai a formák növekedése közben folyamatosan pusztultak, s küszöbök illetve maradék-gerincek maradtak vissza.

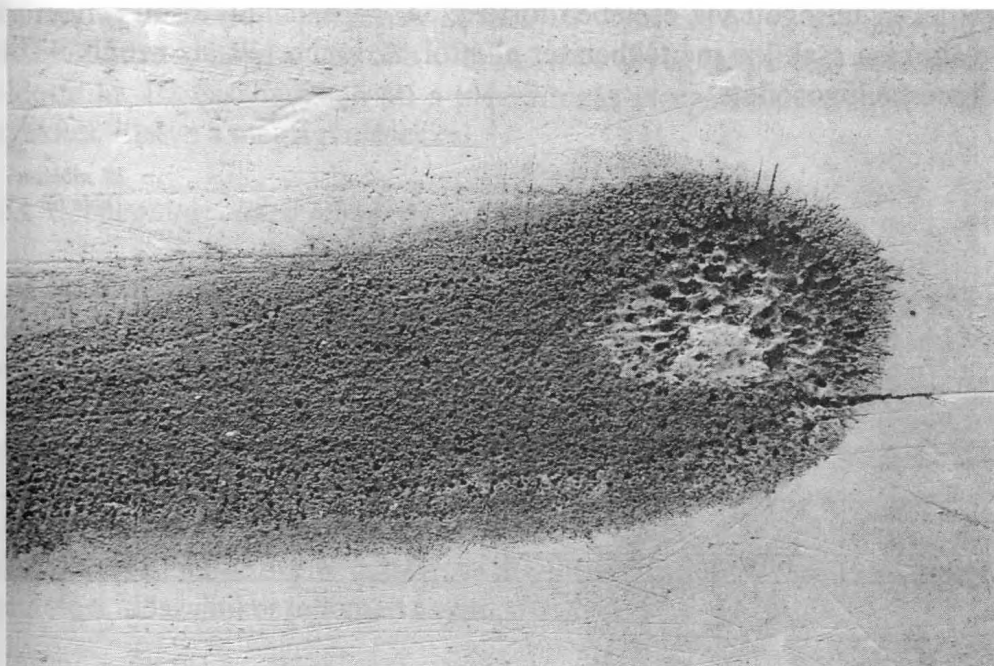


2. kép: Győrben felfogott vízzel csepegtetett gipszlap
Picture 2: The gypsum surface which was dropped rain collected in Győr

Felszín alatti oldódással kialakuló formák az üregek. Ezek kifejlődési hely szerint lehetnek peremi helyzetűek (a csepegés alatt kialakult medence, vagy madáritató peremén fejlődnek ki, elsődleges kürtőkből), illetve központi helyzetűek (a medence alatt kifejlődő üregek). A medence peremén fejlődő üregek vertikális és horizontális növekedésük következtében

megközelítik a felszínt, s a gipsz az üreg felett elveszti az alátámasztását. Az így felnyílt forma a szakadéktöbör.

Az eltérő kémhatású vizekkel történő csepegtetési vízadagolás hatására a gipszlapokon az egyes formák különböző időben alakultak ki, illetve fejlődtek tovább. Az ioncserélt vízzel csepegtetett gipszlap felszínén több elsődleges kürtő, illetve ezek összeoldódásából létrejövő másodlagos, illetve harmadlagos kürtő található. Küszöbök, maradékgerincek sokasága teszi változatossá a felszínt. Kevesebb a szakadéktöbör, a legnagyobb összetett töbör, a madáritató (ahová a csepp érkezik) kisebb mélységű. Mindez jelentős felszíni oldásra utal. A legtöbb omlás, a legmélyebb madáritató a Győr területén felfogott vízzel csepegtetett gipszlapon figyelhető meg. Ezen a gipszlapon több alkalommal észleltünk a csepegtetés ideje alatt omlást, s ezáltal központi üregek feltáródását. A madáritató területén csak kevés lokális oldódással kialakuló másodlagos, illetve harmadlagos kürtő található. Mindebből a felszíni oldódás kisebb szerepére következtethetünk. Ennek egyik lehetséges magyarázata lehet az, hogy a savasabb kémhatású folyadék gipsszel való érintkezésekor nem csupán disszociáció történik, hanem lejátszódik egy olyan kémiai folyamat is, amely reakció ideje hosszabb. Emiatt oldás és így üregesedés a gipsz felszíne alatt történik.



3. kép: Tápszentmiklóson felfogott vízzel csepegtetett gipszlap
Picture 3: The gypsum surface which was dropped rain collected in Győr

A tápszentmiklósi esővízzel csepegtetett gipszlapon a nagyobb mértékű felszíni lokális oldást jelzi a nagy mennyiségű elsődleges kűrtő. Ezek összeoldódása hosszabb időt vett igénybe.

A fentebb leírtak arra utalnak, hogy eltérő folyamatok játszódtak le a három gipszlap esetében. Mivel a vizek minőségén (pH, szennyezettség) kívül a környezeti feltételek illetve a felhasznált gipsztípus (modellgipsz) azonos volt, valószínű, hogy a savasabb víz hatására (ipari területről felfogott csapadékkal csepegtetett gipszlap) a gipszen más és nagyobb oldódásos formák képződnek, mint a kevésbé savas víz hatására.

3.2. A csepegtetett víz néhány fizikai jellemzőjének változása víz-gipsz kölcsönhatást követően

A kísérlet során mértük a gipszből kilépő víz fizikai jellemzőit, a csepegtetett vizek hőmérsékletét és a csepegtetés intenzitását. Alább e mérések eredményét mutatjuk be.

A gipszlap felszínén lefolyt illetve a gipszlapból kiszivárgott vizet felfogtuk, s a kísérlet végén megmértük az elektromos vezetőképességét, a pH-ját illetve az összes keménységét. A vizsgálatok során az alábbi eredményeket kaptuk. A III. táblázatból kitűnik, hogy a legnagyobb pH-változás az iparvidéken felfogott víz esetében történt. A Tápszentmiklóson felvett víz pH-változása csak kis mértékben tér el ettől, az ioncserélt víz azonban sokkal kevésbé lúgosodott.

III. táblázat
Table III.

A vizek jellemzői a csepegtetés után
The characteristics of the waters after dropping

	K Cella-állandó [cm ⁻¹]	G Az oldat vezető-képessége [μS]	K ₂₀ Az oldat fajlagos vezető-képessége 20 °C-on. [μS/cm]	pH	
				Csepegtetés után	Csepegtetés előtt
Győrben felfogott esővíz	0,958	1850	17,502	6,65	5,18
Tápszentmiklóson felfogott esővíz	0,958	2130	20,20	6,85	5,53
Ioncserélt víz	0,958	1840	17,42	6,55	6,11

A CaSO₄ tartalom meghatározására végzett titrálás jellemző adatai
Characteristics of the titrational process for conducting the CaSO₄ content

	Győrben felfogott csapadékvíz	Tápszentmiklóson felfogott csapadékvíz	loncserélt víz
Bemért minta mennyisége	100 ml	100 ml	20 ml
Fogyott EDTA mennyisége 1. alkalommal	126,4 ml	118 ml	20,15 ml
Fogyott EDTA mennyisége 2. alkalommal	126,6 ml	118 ml	20,28 ml
Fogyott EDTA mennyisége átlag	126,5 ml	118 ml	20,2 ml
CaSO ₄ tartalom	1715,49 mg/l	1606 mg/l	1375,12 mg/l

A pH változás mértéke a kioldott CaSO₄ mennyiségével hozható összefüggésbe. A vizek összes keménységét titrálás útján kaptuk meg, s ebből számoltuk a kalcium tartalmat. A titrálási adatokat a *IV. táblázat* foglalja össze. Látható, hogy a legtöbb CaSO₄ –ot a Győr területéről származó víz oldotta ki. Ez összhangban áll a pH-változás vizsgálatokor kapott eredményekkel, illetve a megfigyelésekkel.

3.3. Csepegtetés eltérő hőmérsékletű vizekkel

A vizsgálathoz a Győr területén felfogott csapadékvizet használtunk. Összehasonlításként az első kísérlet eredményeit vettük. Ott a vizek hőmérséklete az egyes csepegtetési időszakban 20,4 – 20,9 °C illetve 20,5 –21 °C közé esett. Mivel elegendően kicsi a szórás, nem követünk el nagy pontatlanságot, ha mindkét víz hőmérsékletét 20,6 °C – nak tekintjük. Először 25°C-os, majd 30 °C-os vizekkel csepegtettünk, 8-8 alkalommal, alkalmanként 5-5 dl vízzel. A gipszlapokat most is 5°-os szögben döntöttük meg, s rázótolcsér elhelyezése is megegyezett az első kísérletnél leírtakkal. A csepegtetési időszakokat jellemző adatokat a *V.táblázat* tartalmazza.

V. táblázat
Table V.

Az eltérő hőmérsékletű vizekkel történt csepegtetésre vonatkozó adatok
Dropping data of waters of the different temperature

Csepegtetési időszak száma/ dátuma 2001 A / B	Csepegtetési sebesség csepp/perc				Léghőmérséklet °C		Levegő nedvesség-tartalma (%)	
	A		B		A	B	A	B
	I.	II.	I.	II.				
1. 10.01./10.15.	52	51	51	50	22	23	45	49
2. 10.02./10.16.	52	52	50	51	21	22	49	49
3. 10.03./10.17.	51	52	51	50	22	23	47	48
4. 10.04./10.18.	52	51	51	52	23	23	52	49
5. 10.05./10.19.	51	50	52	51	23	22	52	47
6. 10.08./10.24.	50	50	51	51	22	22	54	52
7. 10.09./10.25.	50	51	51	52	22	23	53	53
8. 10.10./10.26.	50	50	52	51	21	23	51	51
Átlag	51	50,875	51,125	51	22	22,625	50,37	49,75

A – 25 °C-os vizek csepegtetése; B – 30 °C-os vizek csepegtetése. I: Csapadékvíz; II: Ioncserélt víz
A: water dropping at 25 °C, B: water dropping at 30 °C I: rain water, II: distillat water

A gipszlap felszínén lefolyt illetve a gipszlapból kiszivárgott vizet felfogtuk, s a kísérlet végén megmértük az összkeménységét (VI. táblázat).

VI. táblázat
Table VI.

Különböző vizek CaSO₄ tartalma (titrálással)
CaSO₄ contain of the different waters (with titrisational process)

	Csapadékvíz		Ioncserélt víz	
	25 °C -os	30 °C -os	25 °C -os	30 °C -os
Bemért minta mennyisége	20 ml	20 ml	20 ml	20 ml
Fogyott EDTA mennyisége 1. alkalommal	26,5 ml	33,5 ml	21 ml	23,3 ml
Fogyott EDTA mennyisége 2. alkalommal	26,29 ml	32,4 ml	21 ml	23 ml
Fogyott EDTA mennyisége átlag	26,4 ml	33 ml	21 ml	23,15 ml
CaSO ₄ tartalom	1797 mg/l	2246 mg/l	1429,58 mg/l	1575,93 mg/l

Az átlagosan 20,6 °C hőmérsékletű vizek kioldott gipsztartalma az ioncserélt víz esetében 1375,15 mg/l, míg csapadékvíznél 1715,49 mg. Ha megnézzük, milyen arányban nő a gipsz kioldása a hőmérséklet emelkedésével, a következőket tapasztaljuk. Látható hogy a magasabb hőmérsékleti tartományban a vízhőmérséklet növelésével nagyobb arányú a CaSO₄ kioldás, mint ugyanilyen hőmérséklet-változáskor (≈5°C-os emelkedés) egy alacsonyabb hőmérsékleti tartományban (VII. táblázat). Emellett az arány a hőmérséklet emelésével a csapadékvízben jobban nő, mint az ioncserélt vízben. Ennek oka a több, az oldást felgyorsító tényező együttes jelenléte, komplex hatása lehet.

VII. táblázat
Table VII.

*A kioldott CaSO₄ – tartalom a hőmérséklet függvényében
The dissolutorial CaSO₄ contain int he function of tetmperature*

Víz hőmérséklet	Ioncserélt víz			Csapadékvíz			
	20,6 °C	25 °C	30 °C	20,6 °C	25 °C	30 °C	
Kioldott CaSO ₄ tartalom (mg/l)	1375,15	1429,58	1575,93	1715,49	1797	2246	
Kioldott CaSO ₄ aránya 20,6 °C : 25 °C és 25 °C : 30 °C	1 : 1,04		1 : 1,1		1 : 1,05		1 : 1,25
	20,6 °C : 25 °C : 30 °C			1 : 1,04 : 1,15		1 : 1,05 : 1,31	

JAKUCS L. (1971) adatai szerint a különböző hőmérsékletű vizek az alábbi CaSO₄ tartalommal rendelkeznek.

18 °C –os tiszta (desztillált) vízben 2,550 g/l ,

25 °C –os tiszta (desztillált) vízben 2,637 g/l ,

30 °C –os tiszta (desztillált) vízben 2,650 g/l.

Adataink és az általa megadott értékek eltéréseinek okai az alábbiak lehetnek.

- eltérő vizsgálati módszerek,
- különböző minőségű gipsz,
- nem azonos pH-jú vizek.

Kísérleteink szerint a nagyobb hőmérsékletű csapadékvíz több gipszet képes oldani, mint az ugyanilyen hőmérsékletűre növelt ioncserélt víz.

3.3. Csepegtetés eltérő intenzitással

A gipszlapokra eltérő csepp/perc sebességgel, tehát eltérő intenzitással, csepegtetési időszakonként 5 dl ioncserélt vizet csepegtettünk.

A könnyebb összehasonlítás érdekében a csepegtetési sebességeket úgy állítottuk be, hogy az első gipszlapra hulló csepp/perc sebességnek egész számú többszöröse legyenek (A csepegtetések jellemzőit a VIII. táblázat tartalmazza.)

VIII. táblázat
Table VIII.

Csepegtetési sebességek
Dropping velocity (dropp/minute)

Csepegtetési időszak Szám/ dátuma	Csepegtetési sebesség csepp/perc			Vizhőmérséklet °C			Lég hőmérséklet °C	Levegő nedves- ség- tartalma
	1.	2.	3.	1.	2.	3.		
1. 2001.11.07.	25	51	75	20,4	20,5	20,5	23	58 %
2. 2001.11.09.	24	50	75	20,2	20,2	20,3	22	54 %
3. 2001.11.12.	24	50	75	20,2	20,3	20,3	23	54 %
4. 2001.11.14.	25	50	74	20,1	20,3	20,2	21	57 %
5. 2001.11.16.	26	50	75	20,3	20,2	20,2	21	55 %
6. 2001.11.19.	24	51	75	20,4	20,4	20,3	22	57 %
7. 2001.11.21.	25	51	76	20,3	20,4	20,3	22	54 %
8. 2001.11.23.	26	50	75	20,3	21,3	21,2	22	52 %
Atlag	24,75	50,36	75	20,26	20,45	20,41	22	55 %

Valószínű, hogy az azonos cseppmérettel, de eltérő sebességgel csepegtetett vizek nem azonos módon lépnek kapcsolatba a gipszlapal. Ezért megadtuk a csepegtetési intenzitást (Az intenzitás azt a csapadékmennyiséget fejezi ki mm-ben, amennyi 1 m² felületen gyűlne össze adott idő alatt, ha nem lenne elszivárgás.). Az intenzitás mértékét az egyes esetekben a IX. táblázat adja meg.

IX. táblázat
Table IX.

Az eltérő cseppsebességnél fellépő intenzitás adatok
Intensity data at different dropping velocity

Csepegtetési sebesség (csepp/perc)	25	50	75
Lefolyt vízmennyiség (ml)	500	500	500
Csepegtetési időszak időtartama (min.)	167	83	56
Csepegtetett vízmennyiség (ml/óra)	179,6	361,4	535,7
Intenzitás (mm/óra)	0,3	0,5	0,8

Minden csepegtetési időszak után megvizsgáltuk a gipszlapok felszínén kialakult formákat, s az alábbiak állapíthatók meg:

a. Az első csepegtetési időszak alatt felszíni lefolyás csak a 75 csepp/perc sebességgel csepegő víz esetén következett be, de a gipszlapon ekkor még nem folyt végig a víz. Annál a gipszlapnál, ahol a leglassúbb csepegtetés történt, a felszíni lefolyás csak az utolsó csepegtetési időszakban indult meg, de a víz néhány centiméternyi felszíni lefolyást követően elszivárgott.

b. Azon a ponton, ahol a vízcsepp a gipsz felszínére ért, az 1995/96-os kísérletben leírt madáritató alakult ki. Ennek létrejöttében a csepperózió, a felszíni és felszín alatti oldás, s az omlás, beszakadás játszott szerepet. A madáritató mérete és jellemzői a különböző cseppsebességnél eltérően alakulnak. A 25 csepp/perc sebességgel csepegő víz a gipszen közel szabályos kör alaprajzú, zárt mélyedéshez hasonló madáritatót hozott létre. Ebben a mélyedésben, amikor a gipsz már vízzel kitöltődött, víz halmozódik fel, tó alakul ki. A „tó” a legnagyobb sebességű csepegtetésnél alakult ki legelőször.

c. A madáritató környezetében a gipszen a formák kifejlődése függ a csepegtetési sebességtől. A gyors csepegés esetén a gipszen kialakult madáritató rövid idő alatt feltöltődött vízzel. A tó vizére hulló vízcseppek szétfröccsenve a madáritató peremén túl hullottak a gipsz felszínére. A szétfröccsent friss (még gipsszel nem telítődött) oldószer lokális oldódással nagyszámú elsődleges kürtöt alakított ki. A további csepegtetések alkalmával ezek már összeoldódtak, illetve összetett formákat hoztak létre. A negyedik csepegtetési időszak alkalmával észleltük először, hogy szürke színű mállási maradék (a gipsz szennyező anyagai) halmozódott fel a madáritató alján. A mállási maradék is részben hozzájárulhatott, hogy a víz a továbbiakban kevésbé volt képes elszivárogni a gipszben. A mélyedést részlegesen kitöltve akadályozta annak továbbfejlődését. A mállási maradék egyrészt a madáritató peremén kialakult felszín alatti üregekben keletkezhetett, s a csepegtetés befejezése után, az időszakosan vízzel kitöltött zónából lehúzó víz halmozta át a madáritató talpára. Másrészt helyi eredetű, a madáritató kioldott anyagának maradéka. Mivel a víz (az említett okok miatt) elszivárogni már kevésbé volt képes, a madáritató peremén túlcordult.

d. A csepegtetés alatt ugyancsak kialakult az összetett karrvályú, ami az eredeti térszíntől átlagosan 1mm-el mélyebb, s a kísérlet során folyamatosan nőtt. E forma a három gipszlapnál eltérő mértékben fejlődött ki (legkevésbé a legkisebb cseppsebességnél).

4. Összefoglalás

Vizsgálataink szerint a gipsz oldódási intenzitása nő, ha csökken a víz pH-ja, nő a hőmérséklete, valamint a csepegtetés intenzitása (természetes körülmények között az esőzés intenzívebb.)

Az első kísérlet során azt tapasztaltuk, hogy a vizek savassága hatással van a kioldott gipsz mennyiségére. Jelentősebb volt a különbség az ioncserélt víz és a tápszentmiklósi felfogott csapadékvíz gipszkioldó képessége között, mint a két csapadékvíz között. Az egyes vizek csepegtetés előtt illetve után mért pH értékének a változása is összhangban volt az oldóképességgel. Az eltérő pH-jú vizek eltérő formákat hoztak létre a gipszlap felszínén illetve a felszín alatt. Ebből arra következtethetünk, hogy a gipsz oldódása során nem csupán ionokra történő disszociáció játszódik le, hanem más folyamatok is.

Az eltérő intenzitással csepegtetett vizek esetén a gipsz lepusztításában eltérő arányú a volt az oldás és az erózió szerepe. Megbízható, pontos eredményt adó mérést erre vonatkozóan nem végeztünk, de a gipszen kialakult formák, a mállási maradék elhelyezkedése, s a lefolyt vizek gipsztartalma arra engedett következtetni, hogy a nagyobb intenzitás esetén a nagyobb mértékű eróziós hatás mellett jelentősebb az oldás is. Ez azzal magyarázható, hogy a csepegtetési központban a víz nem képes olyan gyorsan elszivárogni, mint ahogy érkezik, ezért megindul a tóképződés, majd a friss, reakcióképes víz áramlása a gipszfelszínen. A gipszfelszínt nem borítja mállási maradék, így a víz beszivárgását ez nem akadályozza. A legkisebb intenzitással csepegtetett gipszlapon a víz nagy része csepegtetési központban szivárgott el, amit a 7.-8. csepegtetési időszakban már az oldódásból visszamaradt szennyezők részben eltömítettek, nehezítve ezzel a helyi felszíni oldást. (Ekkor indult meg a felszíni lefolyás.)

Az eltérő hőmérsékletű vizekkel történt csepegtetés esetén magasabb hőmérsékletű víz több gipsz kioldására képes. A gipszkioldó képesség a hőmérséklet emelkedésével nagyobb mértékben nő csapadékvíznél, mint az ioncserélt víz esetében.

IRODALOM

HORVÁTH L. (1986): Savas eső. - Gondolat Kiadó, Budapest

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémia Kiadó, Budapest

GLEW, J. R.-FORD, D. C. (1980): A simulation study of the development of rillenkarren. - *Earth Surface Processes*, 5. p. 25-36.

- MÉSZÁROS E.* (1977): A levegőkémia alapjai. - Akadémia Kiadó, Budapest
- REUTER* (1972): Die antrophogen-geodynamischen Prozesse aus der Sicht der Geotechnik; Z. angew. Geol. 18.
- REUTER-MOLEK-KOCKERT* (1977): Einführung in die Ingenieurgeologie des Salz und Gipskarstes, Bergakademie Freiberg; Sektion Geotechnik und Bergbau
- VERESS M.-PIDL K.-MANTLER M.* (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között – BDF Tud. Közl. XI. Természettud. 6., Szombathely, p. 147-166.
- VÖLKER, C.-VÖLKER, R.* (1987): Ponore des Südhazes – Karstmuzeum Heimkehle

ÚJ BARLANGOK AZ AGGTELEK-RUDABÁNYAI-HEGYVIDÉK ÉS A CSEREHÁT TERÜLETÉN

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: Since 1998 I made a cadaster in several areas of the Aggtelek-Rudabánya Mountains and in the Cserehát hills. During fieldwork I found numerous new caves and karst formations which I want to show in this paper.

1. Bevezetés

1998 óta számos helyen végeztem kataszterezési munkát az Aggtelek-Rudabányai-hegységben, illetve a Cserehát területén. A terepbejárások során több új barlangot, illetve karsztos objektumot találtam, melyeket jelen publikációban kívánok ismertetni. Az ismertetett barlangok további feltárássra, felmérésre várnak. E munkát egy olyan előtanulmánynak szánjuk, mely ismételten megcáfolja azt a nézetet, hogy a már régóta kutatott Aggteleki karszton és környékén számos, a szakirodalomból ismeretlen, illetve részben ismert barlangot lehet találni.

A kataszterezések folyamán térképen ábrázoltuk a karsztos objektumokat, illetve barlangokat. Több helyen megkezdtük az ismeretlen barlangok feltárást, dokumentálását.

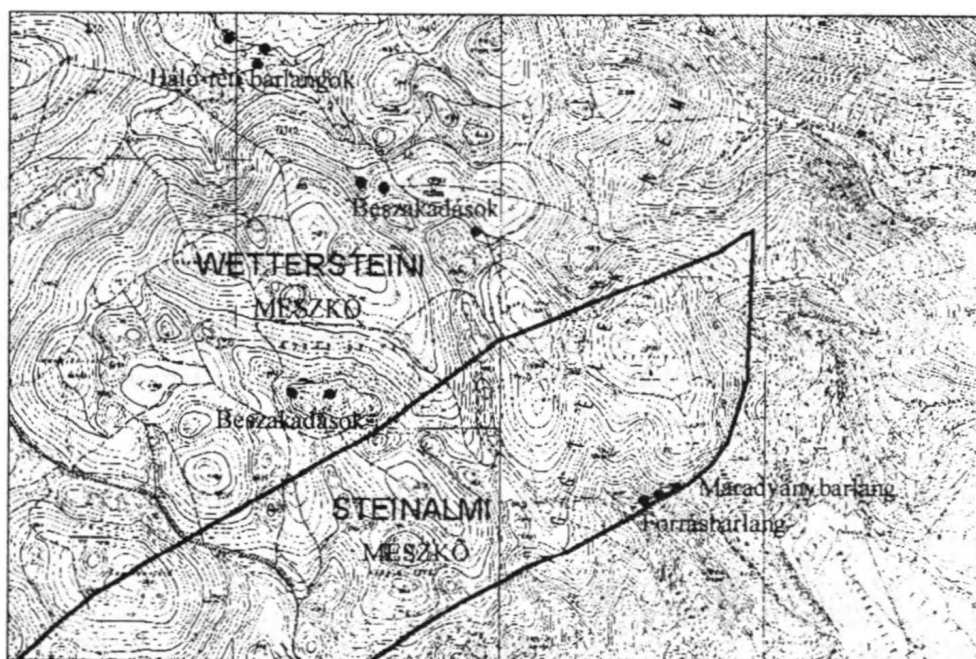
2. Az Aggtelek-Rudabányai-hegység új barlangjai, illetve karsztos objektumai

2.1. Az Aggteleki-hegység

Az Aggteleki-hegységben jelentős méretű feltáratlan barlangrendszer húzódik a Szín község felett található Kakas-tető alatt. A Kakas-tető és környezete a Szelcepusztai karszterület K-i, DK-i végét alkotja. A fennsíkon töbrök, víznyelős töbrök találhatóak. Néhány helyen eltömődött víznyelők maradványa látható, területükön akár 1,5 m-es mélységű beszakadások is előfordulhatnak.

2001 telén terepbejárás során karsztos objektumra és barlangra bukantunk a Színi Kakas-tető oldalában. A Kakas-tető DK-i oldalának felső

harmadában Steinalmi mészkő bukkan a felszínre, réteglépcső formájában. A réteglapokon, a magashegyi karrokra emlékeztető fejlettségű karcsatornákkal találkozhatunk. A kibukkanás DNy-i végének legalján egy valamikori, mára már teljesen inaktív forrásszájat találtunk. A méretekből sejthető, hogy a mögötte található barlang jelentős méretekkel bírhat. Jelenleg több m³ –nyi törmelék van a bejáratánál felhalmozódva, bevilágítani is csak pár méterig tudtunk. A forrásszájtól nem messze egy másik barlangjáratot is találtunk, mely méretei alapján 3 m, illetve ember számára járható eléri a barlang méretet. A járat végpontján közettörmelék és talaj halmozódott, mely tovább bontható.



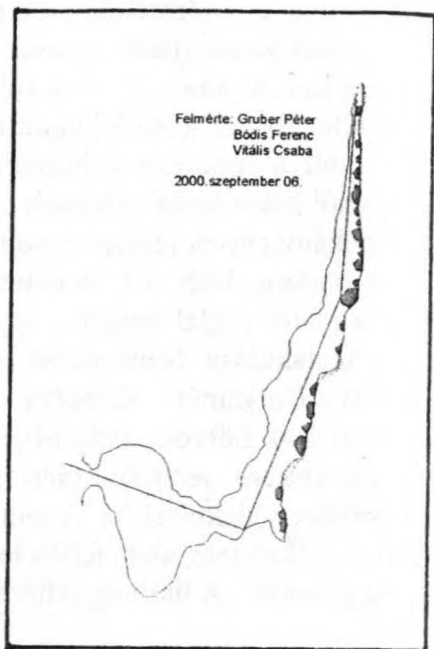
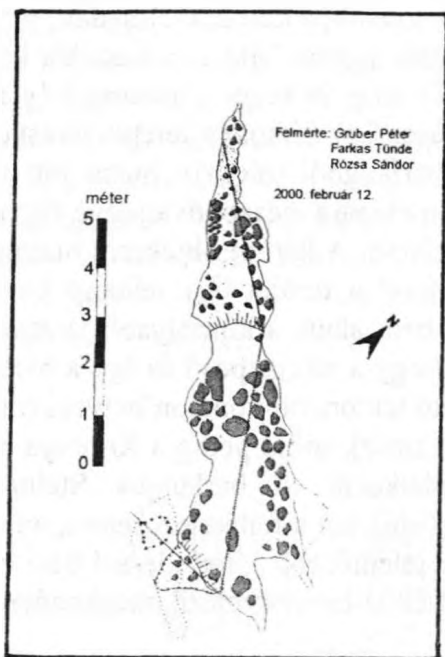
1. ábra A Kakas-tető és környékének karsztos objektumai
 Fig. 1. Karst formations of Kakas-tető and its surroundings

A legérdekesebb objektum a kibukkanás felső régiójában található, ahol egy maradványbarlangot találtunk. A maradványbarlang a fennsík peremi típushoz (VERESS M. 1998) tartozik. A felszínen cseppkölefolyás és cseppkőzászló figyelhető meg. A bejárata egy függőleges, szűk hasadék,

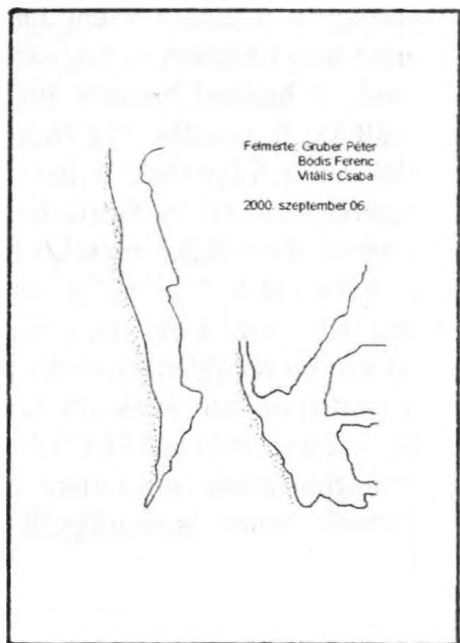
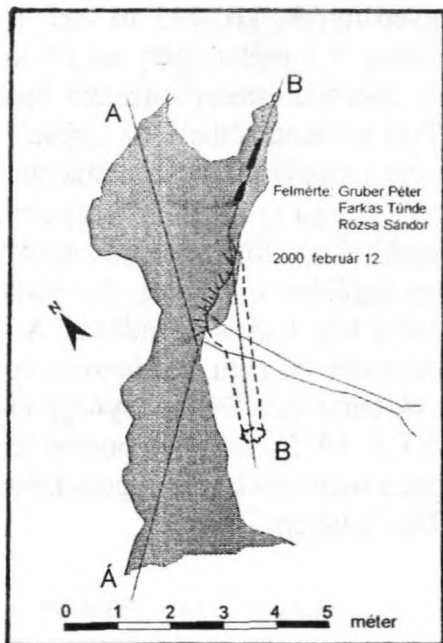
mely ember számára nem járható méretű, azonban jól látható, hogy néhány méter után egy törmelékletőn folytatódik tovább, a már kiszélesedett, járható méretű barlangjárat. Súllyal történt mérés szerint lejtő és a hasadék kb. 5 méter hosszú lehet. Hogy a súly miért állt meg, és hogy a barlang folytatódik-e tovább az a jövő kutatásának kérdése. Egy biztos, a terepbejárásakor -8°C volt a felszínen a hőmérséklet, a barlangból intenzív huzat jött elő, melyből közvetlenül a hasadék tetejében a vízpára lecsapódva jéggé fagyott. Ez néhány cm-es felületen volt megfigyelhető. A három objektum bizonyítja a barlang létét a Kakas-tető alatt. Mivel a terület egy néhány km²-es karsztplatót foglal magába, így feltételezhető alatta a komolyabb járatrendszer kialakulása. Nem utolsó szempont, hogy a réteglépcső és így a barlangok is a Bolyamér – Kopolya – Kakas-tető tektonikai vonalon helyezkednek el. Mind az Eötvös Lóránd-barlang (Bolyamér), mind pedig a Kopolya barlangrendszere jelentős méretekkel rendelkezik. A barlangok Steinalmi mészkőben alakultak ki. A fentiek megerősítik azt a feltételezést, miszerint a Kakas-tető alatt feltételezhető egy jelentősebb kiterjedéssel bíró barlang jelenléte. A barlang feltáró kutatását 2002-ben tervezzük megkezdeni.

2.2. Tornai-dombság

A Komi-lyuk bejárata Hídvégardó községtől D-i irányba kb. 1 km távolságban található Szent János – hegyen nyílik, kb. 243 m tszf. (GPS mérés) magasságban, a hegytetőn. A barlang 5,5 méter mély és 14 méter hosszú. A bejárati hasadék Pötscheni- és Szentjánoshegyi-mészkő határán alakult ki. A hasadék alja közettörmelékkel borított, látható az „akna” törmelék alatti folytatása. A hasadékból induló kúszó járat Szentjánoshegyi-mészkőből áll. Erre a formációra jellemző a márga és az aleuritpala sorozata, néhol sötétszürke mészkő betelepülésekkel. A főte igen jól aprózódó mészkőben alakult ki. Könnyen omlik, így bejárása veszélyes. Az omladék eltömítette mind a bejárati hasadékot, mind a kúszó járat hasadékát. A végpont tovább bontható. A barlangban képződmények nem találhatóak. A kúszó járat főtéjében gyökerek találhatóak. A barlangot Dénes György említi először a területről (*JAKUCS L. – DÉNES GY. 1975*), azonban pontos leírás, helymeghatározás nem történt. A barlangot a helybeliek már régóta ismerik, felkeresik. Ismert és megfigyelt denevér lakóhelyként is.



2. ábra a Komi-lyuk alaprajza és hosszszelvénye
 Fig. 2. Plan and long section of Komi-lyuk

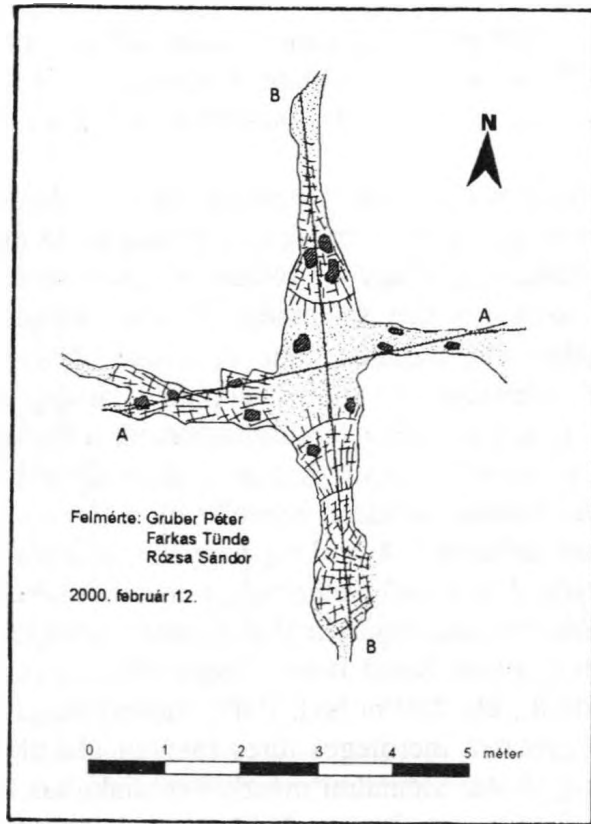


3. ábra A Csúszdás-barlang alaprajza és hosszszelvénye
 Fig. 3. Plan and long section of Csúszdás cave

A Csúszdás-barlang bejárata Hídvégardó községtől D-i irányba kb. 1 km távolságban található Szent János – hegy DNY-oi oldalában nyílik, kb. 235 m tszf. (GPS mérés) magasságban. A barlang egy ÉK–DNY irányú törés mentén, középső-triász korú Steinalmi mészkőben alakult ki, hossza 13 méter.

Két természetes bejáratral rendelkezik, az alsóbb helyzetben lévő DNY-i bejárat a nagyobb, 3 m széles és 1 m magas. Itt egy csúszós talaj kitöltésen kell felmászni mintegy 4,5 métert és ekkor beérkezünk a kis terembe, melynek hossza 4 méter, szélessége 3 méter, magassága 1,5 méter. A terem D-i végében egy hasadék indul el felfelé 60°-os szögben, amely 2 méter után eléri a felszínt, ez a másik bejárata a barlangnak. Ha ezen a bejáraton indulunk el lefelé, akkor lecsúszdázhatunk a kis ablakon keresztül a terembe, majd a teremből kicsúszhatunk a tágas DNY-i kijáraton. A terem két kisebb kilyukadással, ablakkal rendelkezik a főtéjén, ezek azonban ember számára nem járhatóak. A barlang nagyobb bejáratában, illetve a terem falán kis mennyiségben megfigyelhetőek, a huzatból kivált borsókövek.

A Tündike-barlang bejárata Hídvégardó községtől D-i irányba kb. 1 km távolságban található Szent János – hegy DNY-i oldalában egy sziklalejtő aljában nyílik, kb. 220 m tszf. (GPS mérés) magasságban. A barlang két majdnem egymásra merőleges törés mentén alakult ki, összhossza 14 méter. A barlang járatai Steinalmi mészkőben alakultak ki. Két természetes bejáratral rendelkezik, azonban ezek közül csak az egyik járható méretű ember számára. Ez a bejárat K-Ny irányú törés mentén alakult ki és egy kis terembe vezet. A terem 1 m x 2 m alapterületű, magassága 1,5 m. A teremből É-i irányba induló járat igen szűk, 3 m hosszú, a végén tovább folytatódik, bontható. A terem hossz tengelye É-D-i irányú, amely egy hasadék mentén fejlődött ki. A hasadék D-i irányba is tovább folytatódik, vége a felszínre lyukad, egy keskeny nyílással, ez azonban ember számára nem járható nagyságú. A teremből Ny-i irányba is indul egy keskeny kúszó járat, enyhén lejtve. A járat ketté ágazik, azonban mindkét ág összeszűkül. A barlang alja talajjal és közettörmelékkal borított. A barlangban említésre méltó képződmények nem találhatóak. A bejárati kuszodában és a teremben kis méretű, huzatból kivált borsókövek találhatóak. A barlang élőhelyként szolgál(t) ragadozó emlős(ök) számára (róka), erre utaló nyomok a fészkek, a csontmaradványok (borda), illetve az igen jellegzetes ürülék szag.



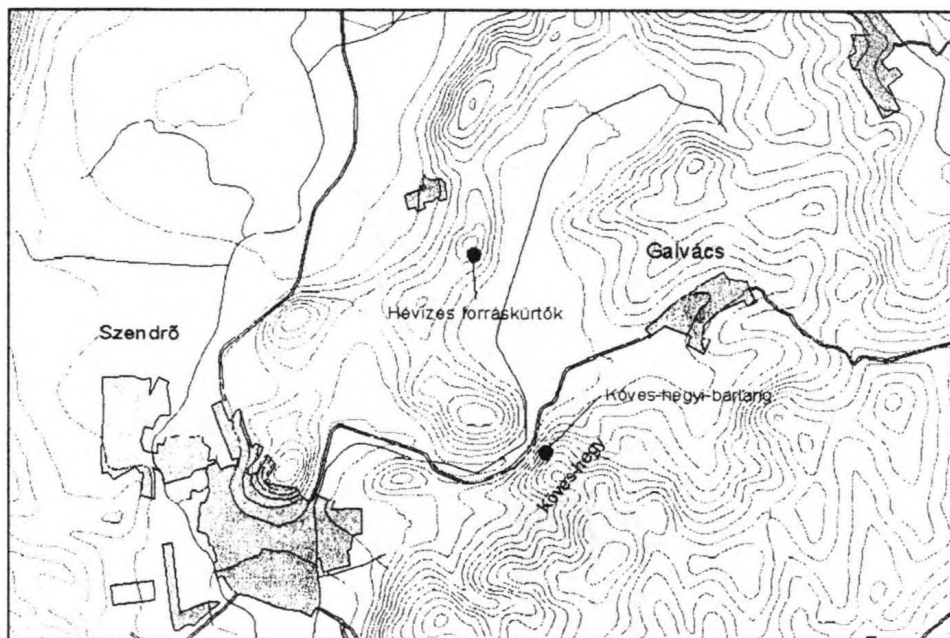
4. ábra A Tündike-barlang alaprajza
Fig. 4. Plan of Tündike cave

2.3. Szendrői-rögvidék

2001 őszén terepbejárás során karsztos objektumra bukkantunk a Szendrői-rögvidék Galvácsi Köves-hegyének oldalában, illetve az egykori Galvácsi mészkőbánya oldalfalában.

A mészkőbánya oldalfalában melegvizes eredetű forráskürtök láthatók, melyek közül egyet megbontva nagyméretű, esztramosiakra emlékeztető kristályok kerültek elő. A kitöltésből előkerült ásványokat átadtuk az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóságnak. Az 5-6 cm-es nagyságú kristálytűkről kiderült (röntgenes vizsgálat), hogy kalcitból állnak. 2002-ben tervezzük a felső nagyméretű forráskürtő megbontását, a hévizes barlangba való bejutás érdekében.

A közelben található Köves-hegy oldalában három víznyelő eltömődött szájára bukkantunk. Az egyik száját megbontva bejutottunk a barlangba. A barlang jelen végpontján teljes keresztmetszetében puha, porlódó talajjal kitöltött. Reményeink szerint az egyes nyelőjáratok összecsatlakozása után nagyobb méretű, légtérrel barlangba jutunk. A barlang jelenleg 10 méter hosszú, a feltáró kutatás közben kb. 5 m³ kitöltést távolítottunk el. 2002-ben tervezzük a barlang további feltárását.

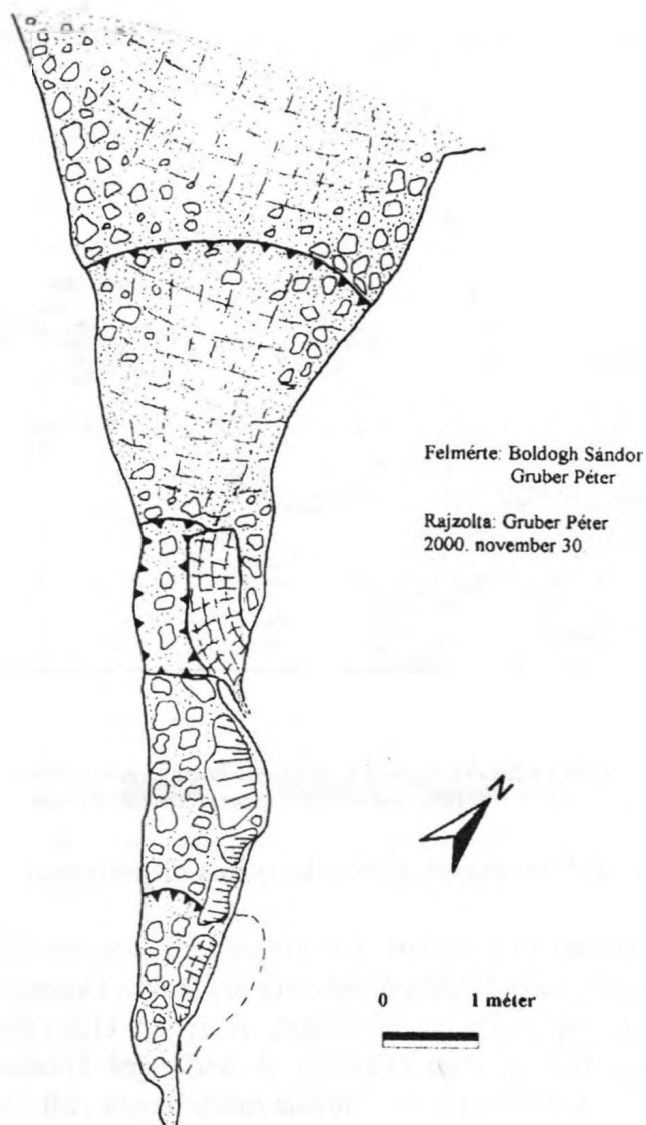


5. ábra A Szendrői-rögvidék új barlangjai, illetve karsztos objektumai
 Fig. 5. New caves and karst formations of Szendrői-rögvidék

3. A Cserehát új barlangjai, illetve karsztos objektumai

Jelen ismereteink szerint a Cserehát területén jelenleg két járható és egy eltömődött barlang található, mindhárom Rakaca község belterületén. A barlangok különlegessége az alapkőzet, melyben kialakultak. Mindhárom barlang rakacai márványban található. A barlangok keletkezésében fontos szerepet játszott a tektonika, az oldódás másodlagos volt, ugyanis a járatok mindegyike tektonikus hasadékban alakult ki. A legnagyobb barlang a Fedor János-barlang, melynek bejárati szádája 2-2,5 m nagyságú. A barlangban képződmények nincsenek, fő kitöltését közettörmelék és omladék alkotja.

A másik két barlang bejárata nagymértékben feltöltődött. Az egyikben kommunális hulladék, a másikban közettörmelék található. A barlang bejáratában huzat eredetű borsókő kiválások találhatók. Mindhárom barlang végpontja tovább bontható, azonban a földtani felépítésből adódóan (alapkőzet karsztosodása) jelentősebb méretű barlang feltárása nem várható.



6. ábra A Fedor János-barlang alaprajza
Fig. 6. Plan of Fedor János cave

IRODALOM

JAKUCS L. – DÉNES GY. (1975): Aggteleki karsztvidék. - Útikalauz. Sport. Budapest.

VERESS M. (1998): A magyarországi karsztok néhány típusa. – Dissertationes Savarienses, Szombathely, Savaria University Press, p. 12-16.

KUTATÁSI EREDMÉNYEK A CANIN-FENNSÍK BARLANGJAI- BAN

NYERGES ATTILA

Környezetvédelmi Minisztérium, Természetvédelmi Hivatal, Barlangtani és
Földtani Osztály; Budapest, 1025, Szépvölgyi út 162/b,
nyerges.a@mail4.ktm.hu

Summary: The research of Hungarian cavers in the Michele Gortani system (Monte Canin, Italy) resulted in the exploration and survey 14.5 km new passages between 1994-2002. In this part, which has a 800 m vertical distinction, one can observe several freatic levels connected by vadose zone. The cross-sections are very typical in these places. As an achievement of the search for novel entrances from the surface a new one has been explored recently. With the connection of the nearby cave-systems more the 50 km long system is expected, which could be the longest in Italy.

1. Bevezetés

Tarvisio közelében elhelyezkedő Sella Nevea feletti 1800-2000m magasságú Canin-fennsík karsztformáit (elsősorban barlangjait) mutatjuk be.

2. Kutatástörténet

A fennsík számos barlangot rejt magába. Legnagyobb barlangrendszer a Michele Gortani - Davanzo - Vianello-Buse d'AJar (34km/-880m), más néven a Col delle Erbe rendszer („a Fűves Domb Barlangrendszere”), valamint a Complesso del Foran del Muss (19,6km/-1100m, olasz-lengyel feltárás).

A trieszti barlangkutatók a Commissione Grotte Boegan klub közreműködésével 1965-ben tárták fel a M. Gortanit és háromévi kutatás után 1968-ban érték el a végponti szifont -892m mélységben. 1970-ben +28m-el magasabban (1928m-en) a felszínről kiindulva egy új bejáratot találtak és ez által a barlang mélysége -920m-re módosult és a feltárt hossza akkor 8325m volt. 1985-ben a közelben húzódó Davanzo-barlangrendszerrel sikerült összeköttetést találni és így a két barlang alkotta rendszer meghaladta a 13km-es hosszúságot. 1986-ban a végponti szifon bűvármerülése alkalmával 200m-t beúszva további -14m-rel növelték a mélységét, mellyel elérte a -934m-t. 1998-ban újra térképezték a főjáratot a végpontig és csak -880m

mélységűnek határozták meg azt. 2000-ben olasz kutatók összekötötték a Vianello-Buse d'Ajar rendszerrel. A magyar kutatók 1994 óta foglalkoznak rendszeresen a barlang feltárásával és 2002-ig további 14,5 km-el növelték meg annak hosszát, feltárva egy új sorrendben a 10. bejáratot is (Magyar-barlang, 1. ábra).



1. ábra: Részlet a Michele Gortani barlang alaprajzából
Fig. 1. The Michele Gortani cave of the ground-plan of a detail

3. A terület karsztformái

3.1. Felszíni formák

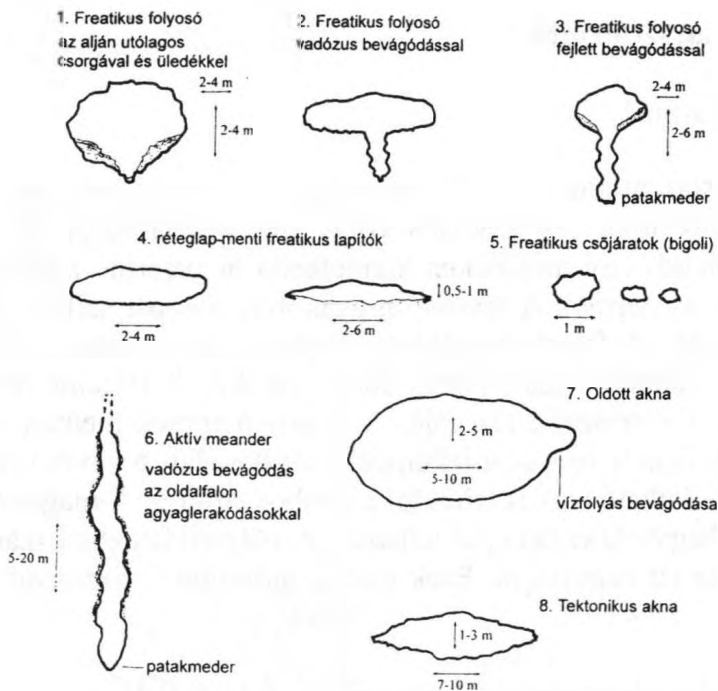
Az 1800-2000m-es tszf. magasságok között elhelyezkedő Canin-fennsíkot észak felől egy glaciális völgy (Raccolana-völgy ill. a Rio del Lago), míg délről egy meredeken kiemelkedő hegygerinc határolja (Canin csúcs: 2587m és gerinc). A fennsíkon gyakoriak a kopár sziklás, lekoptatott glaciális formák. A felszínformákban meghatározó a mészkő és a dolomit lepusztulása, valamint azok karsztosodott módja. A felszínt réteglépcsők, karrasztalok és karmezők tagolják. A fennsíkeremek mentén lépcsőzetes (teraszos), tömbös letörések a jellemzők. 1800m alatt a növényzet övezetes elrendeződése látható (füves lejtőktől a lombos erdőig). A magas tengerszint feletti zónát hegyvidéki éghajlat jellemzi. A völgyoldalokban számos karsztos forrás vize lát napvilágot. Ezek pontos hidrológiai viszonyai még feltáratlanok.

3.2. Felszín alatti formák (a Col delle Erbe rendszerben)

A közel 900 m-es szintkülönbségű tipikus magashegységi barlangrendszert több eltérő jellegű és kialakulású részre lehet különíteni (*I táblázat*). Mind a függőleges, mind a vízszintes járatok kialakulásában a tektonikai preformáció igen jelentős. A barlangrendszer két fázisban alakult ki, az alábbi módon.

- a. a karsztvízszint alatti freatikus képződésű járatok rendszere, mely később több szinten is kialakult, majd a hegység kiemelkedésével szárazzá vált.
- b. Ezt követően a leszivárgó vizek hatására (*2. ábra*).

Az aktív, vízlevezető részeket korábban kialakult inaktív freatikus szakaszok osztják meg és kötik össze, lehetővé téve különböző vízlevezetési rendszerek egybekapcsolódását. Azaz más-más forrásrendszerek felszíni átjárhatóságát biztosítják (Pl. Goriuda, Boca). A viszonylag közeli, hasonló helyzetben lévő –960m-es mélységű ab. Led Zeppelin-ben végzett vízfésztés eredménye a fennsíki különböző egymástól távoli forrásaiban is jól észlelhető volt, ami tovább bonyolítja a hidrológiai viszonyokat („*lyukas konzervdoboz effektus*”; IPOGEA 1998).



2. ábra: Idealizált keresztmetsvények a freatikus (1,2,3,4,5) és vadózus járatokról (6,7,8)
 Fig. 2. The phreatic (1, 2, 3, 4, 5) and vadose (6, 7, 8) corridors of the cross-sections

A vízszintes járatok zónái négy jól elváló szinten húzódnak. A legfelső kettő (1800m, és 1600m tszfm-ban) átlagosan a legfejletlenebb, legszűkebb keresztmetszetekkel rendelkezők freatikus (olaszul: bigoli) és vadózus (meander) zónák keveréke. A harmadik szint (1300-1400m tszfm) legtöbb járatot magába foglaló (kb. 50 %) fosszilis, szinte tisztán freatikus kialakulású zóna (Vento), ami jól követi a mészkőrétegek enyhén kibillent átlagosan 5°-os dőlését. A negyedik szint (1200m tszfm) a legaktívabb, legtöbb vizet magába gyűjtő vadózus zóna (Grande meandro).

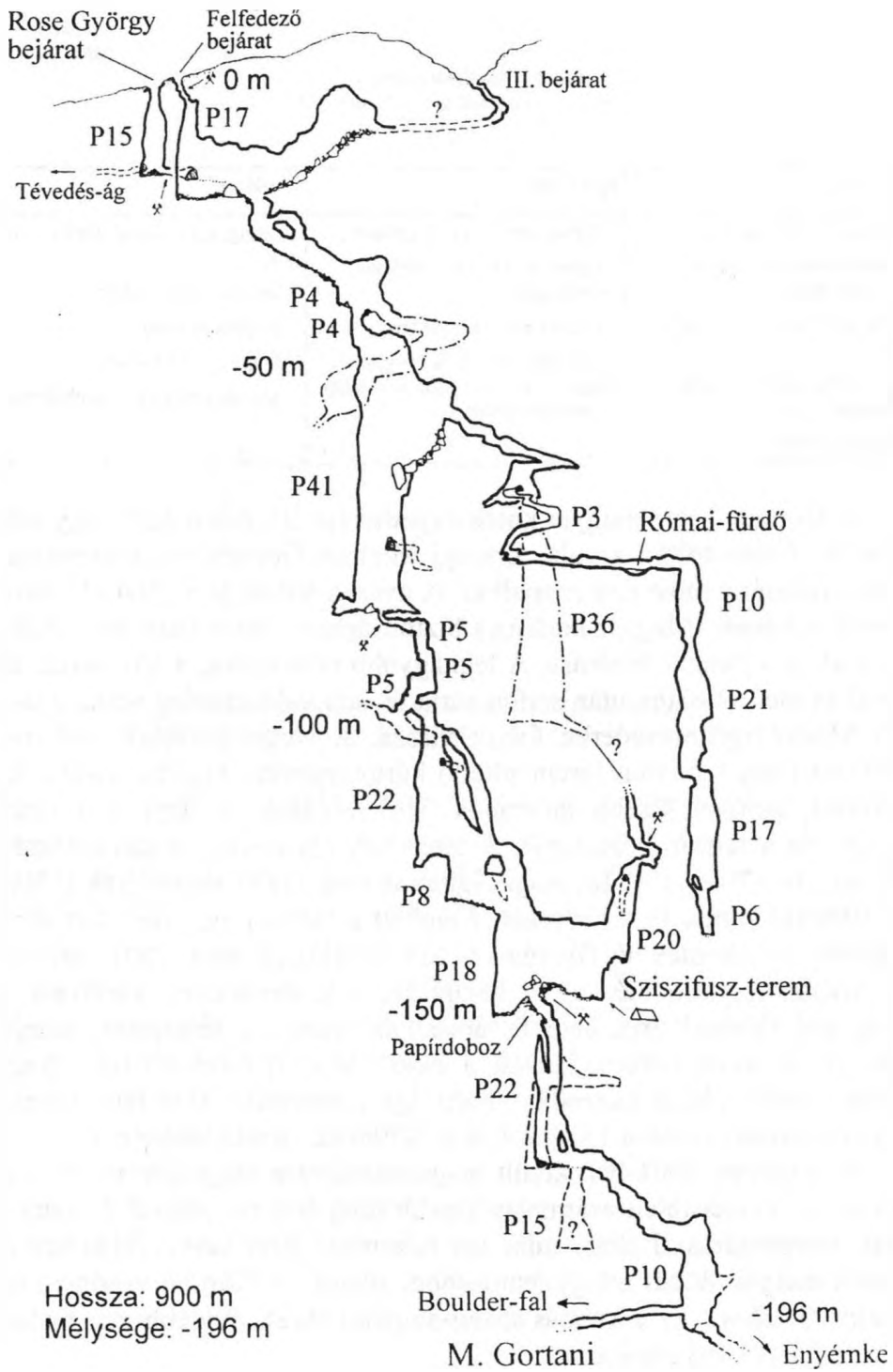
A fenti vízszintes zónákat nagymélységű, és méretű aknák rendszerei kötik össze, gyakran keresztüliszelve azokat (ablakok). Az aknák rendszerint aktív (v. időszakosan aktív) vízszállító szerepet töltenek be, az eddig megismert 1000-1900m tszfm között. Tapasztalatból ismert, hogy a felszínen lehulló nagymennyiségű nyári csapadék 800 m szintkülönbséget 45 perc alatt képes leküzdeni, áradás-szerű vízszintemelkedést okozva a patakmedrekben, az aknában pedig romboló vizeséseket alkotva.

A főbb morfológiai jellemzők
The important morphological characteristics

Nagyformák	Kisformák	Üledékek
<ul style="list-style-type: none"> - Aknák (5-10-200m között) - Meanderek (változó méretű vadózus folyosók) - Freatikus folyosók, (csőjáratok v. bigoli) - Vegyes kialakulású folyosók (gombaszelvény) - Omladékok (kevés) 	<ul style="list-style-type: none"> - Karrosodott felszínek (gyakori) - Egyéb, nem karros oldódásos formák (gyakori) - Eróziós medrek (gyakori) - Kőhidak, párkányok - Ösmeradványok, (megalódusok: kőzetalkotó mennyiségben) 	<ul style="list-style-type: none"> - Agyag, agyagformák (helyenként sok) - Közettörmelék (lokálisan) - Cseppkő (kevés) - Aragonit (?) (elvéve) - Antropogén (szemét, karbidmész)

A Gortani Team magyar kutatóexpedíciója 2002-ben újabb egy hetet (II. 16-24 között) töltött az olaszországi Michele Gortani barlangrendszerben. Az eredmény most sem maradt el. A nyáron feltárt új bejárat -140m-en lévő omladékának (Magyar-barlang.) biztonságossá tétele után folytatódott az új részben a járatok feltárása. A legnagyobb reménység, a Vízvadász aktív patakos medrét 630m után szifon zárta le, ami valószínűleg a már alulról ismert Menyörgő-meanderbe folyik vissza. A Negró-kürtöből +50 m-el feljebb jutva egy hatalmas terem sötétlő kürtőrendszere fogadta a kutatókat (Fás-kürtő), amiben kisebb fadarabok, jégfolyások és rendkívül száraz hideg jelezte a felszín közelségét. A teremben két ponton is kimászásokra került sor, de +36m és +54m magaságban is csak újabb meanderek (150m-es és 30m-es) zárták le a járatokat. Emellett a tábor végén még két akna-rendszerbe ereszkedtek le (Enyémke:-125, Szülinapi-akna:-130), amelyek lefelé tovább folytatódnak. Ezek bejárására a későbbiekben kerül sor. A 2002-es téli Gortani expedíció feltárásainak hossza a térképezés alapján 1,6km, az összesen felmért járatok a 2km-t is eléri (régii feltárás: Nagy-meander - Szabó József kuszoda: 400m). Így a magyarok által feltárt szakaszok a Gortaniban elérik a 14,5km-t és az 500m-es szintkülönbséget.

A felszínen 2001-ben került megrendezésre a negyedik nyári tábor. A Gortani új részei felett számtalan kisebb üreg átvizsgálásával és szisztematikus terepbejárással több, mint két kilométer járat került feltárássra (II táblázat), melyek közül a legjelentősebbet sikerült a Gortáni rendszeréhez kapcsolni (3. ábra). Ez a kutatás szempontjából jóval rövidebb utat biztosít a mély szakaszok bejárásához.



3. ábra: A Magyar-barlang hosszmetsete
 Fig. 3. The cross-section of the Magyar-cave

*A Canin-fennsíkön a magyarok által feltárt további barlangok
Hungarian searches discovered caves on the Canin-plaetau*

<i>Barlang neve:</i>	<i>Hossza</i>	<i>Mélysége</i>	<i>Bejárat (tszfm)</i>	<i>Megjegyzés</i>
Pütkösdí-barlang	700 m	-30, +7 m	1620	30 m-re megközelíti a Gortanit (Fás-kürtő)
H-4 barlang	120 m	-104 m	1700	250 m-el a 140 akna felett.
H-10 barlang	80 m	-72 m	1860	A fennsík felső zónájában, elszűkül.
H-8 barlang	60 m	-33 m	1870	A fennsík felső zónájában, igen aktív.
H-7 barlang	30 m	-30 m	1868	A fennsík felső zónájában.
H-9 barlang	25 m	-25 m	1850	A fennsík felső zónájában, az alján hóval.
Vadméhes-barlang	50 m	+7 m	1465	A fennsík oldalában van, erős huzattal.
MAFC-barlang	40 m	-10 m	1500	A fennsík oldalában van, erős huzattal.
Bianchetti-lyuk	15 m	-12 m	1610	A fennsík oldalában van, erős huzattal.
Kutya-barlang	65 m	-11 m	1654	A fennsík oldalában, erős huzattal.
Magyar-barlang	900 m	-196 m	1570	2001-ben a Gortanihoz kapcsolva
Jeges-barlang	+20	-	1600	(20 m továbbjutás egy valószínűleg régen ismert barlangból)
Ab. Mario Novelli	60+30 m	-	1770	(olasz felt. -410 m-ben kisebb új rész, kb. 60+30 m oldaltravez a 160 m-es nagy aknából)
Összesen:	2195 m			

4. Eredmények

Jelenlegi ismereteink szerint a teljes Michele Gortani - Davanzo barlangrendszer hossza a Vianello-Buse d'AJar (6,5km/-585m) és a Magyar-barlanggal együtt 34 km-re tehető. Egyre közelebbi az a lehetőség, miszerint a nagy barlangok összekapcsolásával Olaszország leghosszabb barlangrendszere (több mint 50km) válhat ismerté a Canin-fennsík alatt.

IRODALOM

IPOGEA (1998) — Rivista di carsismo e speleologia — Trieste

A MÉRSÉKELT ÖV JÉGBARLANGJAI BAZALTBAN

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

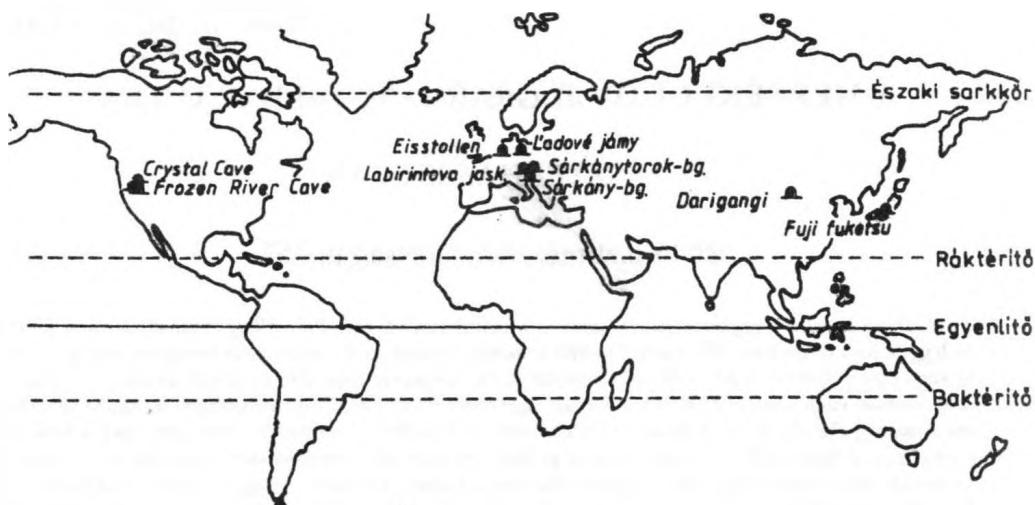
Abstract: Those caves are regarded as ice-caves in which the substance of the filling is mostly ice and it survives in the biggest part of the year. The earlier spread statements about the forming of the ice-caves mostly refer only to the karst caves of the high and medium mountains of the temperate zone. The ice-caves, formed in basalt, of the low and medium mountains were however formed under other conditions. The dissertation mentions some typical examples among the ice-caves in basalt, then with reference to these, it introduces the conditions which are the characteristics of these caves. The conditions of getting iced over are very combined in the majority of the basalt caves, but among these the most considerable is the rock structure. The rubbly, slaty, blistery basalt preserves the cold air flown in during the winter, and their relatively bigger area helps the cooling down involved with the increased evaporation.

Bevezetés

A jégbarlang olyan barlangméretű üreg, amelyben a kitöltés anyaga többségében jég és az az esztendő nagyobbik részében meg is marad. A jégbarlangoknak két nagyobb csoportja van. Az egyik a jégben (jégtakaró, gleccserjég, jéghegy stb.) kialakult olvadásos és eróziós üregek, a másik az olyan kőzetüregek csoportja, melyeknek a kitöltését alkotja főként a jég. Egy barlangban többféle kitöltés is lehet, úgymint cseppkő, kötörmelék, víz, jég stb. Ha ezek közül a legnagyobb arányban a jég fordul elő, akkor beszélünk jégbarlangról. Csak azokat az üregeket nevezzük jégbarlangoknak, amelyekben a jégképződmények egy esztendőben legalább 6 hónapnál több ideig megmaradnak. Lehetnek egész évben jeges barlangok, aztán nagyobb-részt csak a téli félévben, illetve a nyári félévben jeges barlangok. Azokat a barlangokat, amelyekben csak alkalmi, téli, vagy télvégi egy-két hónapig fennálló jegesedés tapasztalható, nem tekintjük jégbarlangoknak. Ezek kitöltésében többnyire a jég mennyisége sem meghatározó (ESZTERHÁS I. 1999).

Néhány jégbarlang bazaltban

A mérsékelt öv alacsony- és középhegységeiben bazaltban kialakult jégbarlangjai közül szeretnék néhányat röviden ismertetni, hogy később ezek példáján keresztül világítsak rá a kevésbé emlegetett jegesedési feltételekre (1. ábra).



1. ábra: Mérsékelt övi jégbarlangok bazaltban
 Fig. 1. Ice-caves of the temperate zone in basalt

A Sárkány-barlang Magyarországon a Balaton-felvidéken, a Tapolca melletti Szent György-hegyen található (GYURKOVITS GY. 1737). A barlang a hegy északnyugati oldalában, ledőlt bazaltorgonák törmeléke közt 270 m tengerszint feletti magasságban van. Üregrendszere napjainkban van feltárás alatt (ESZTERHÁS I. 1998, JOHN-SÍKOS 1998). Jelenleg egy 32 m hosszú és 10 m mély, valamint egy 5 m hosszú és 2 m mély jeges üreg ismert a törmelék között. A folyosók meglehetősen szűkek, csak kúszva járhatók. A nyári félévben (III-IX. hó) a barlangszájakon 5-15 m/s sebességgel kifelé áramlik a 0 °C-nál hidegebb levegő (ESZTERHÁS I. 1994). Ilyenkor jégkéreg, jégbordák vannak a falakon és az aljzaton, valamint a barlang kevés törmeléke is fagyott. A téli félévben (X-II. hó) a befelé áramló levegő mellett jegesedés nem tapasztalható.

A Sárkánytorok-barlang Észak-Magyarországon, Salgótarján melletti Szilvás-kő legmagasabb pontján (628,1 m) nyílik (ESZTERHÁS I. 1994). A hegyet átszelő nyílt, néhol beboltozódó hasadékrendszer része. A Szilvás-kő bazaltja alól az 1900-as évek elején kibányászták a szénréteget. A visszamaradt üreg 1917-ben beszakadt, a fölötte levő bazalttréteg megbillent, megsüllyedt és e közben elrepedt. A barlang az egykori kráterkitöltődés salakos bazaltjában egymást keresztező, 1,5 m széles repedések mentén alakult konzekvenciabarlang. Hossza 28,4 m, mélysége 14 m. Az aknaszerű üregrendszer déli ágának előterében és a fülkéjében egész évben megmaradó 1-1,5 m

vastagságúra becsült firnhó van. Tetejét avar borítja, részben ez is védi az olvadástól. A barlang levegőjének hőmérséklete 0 és +4 °C között van és semmilyen légmozgást nem tapasztaltunk.

Jeges-hasadékbarlang (Jaškyna l'adová trhlina) Dél-Szlovákiában, az Ajnácskői-hegységben (Čerová vrchovina), a Pogányvár (Prohanský hrad) platójának déli fala mentén alakult Koutcában (Kamenná ulica) van (*ESZTERHÁS I.-GAÁL* 1990, *STÁRKA V.* 1968). A barlang egy többszintes, keskeny, mély hasadék, teljes hossza 46,5 m, mélysége 17,3 m. Bejáratai a Koutca felől nyílnak és alsó részei mélyen a kőtömbök között vannak. A Jeges-hasadékbarlang a téli félévben (XII-VI. hó) tartalmaz jégkérget, többnyire az alsó szintek falain, amely csak a nyár elejére olvad el. Légmozgást a barlangban nem tapasztaltunk.

A Labirintus-barlang (Labirintová jaškyna) szintén a szlovákiai Pogányvár déli oldalában van az ún. Nagy Kötenger (Veliké kamenné more) bazalttömbjei között. A kőtömbök közti fülkék és folyosók bonyolult térrendszeréből álló barlangnak hat bejárata van, teljes hossza 151,3 m, mélysége 12 m (*ESZTERHÁS I.-GAÁL* 1990). A barlang falain a téli félévben alakul jégkéreg, amely a nyár elejére már elolvad, de még augusztusban is +4 °C körüli a hőmérséklet. Az archeológiai kutatások szerint a barlangot a bronzkor emberei élelmiszer (hús) raktárnak, „hűtőházként” használták (*BÁRTA, J.* 1963, *NYÁRY J.* 1869).

A Plešiveci-jéggödör (Plešivecké l'adové jámy) Csehországban, a Cseh-középhegységben (České středohoří), Litoměřice város közelében, a Plešivec-hegy bazalttörmelékéből álló lejtőjén van. A természetvédelem hatályba lépése előtt a jéggödört részben megsemmisítette egy köfejtő. Ennek ellenére a nyár elejéig még ma is megmarad itt a firnhó és a jég.

A Jeges-táró (Eisstollen, Ewiges Eis) Németországban, a Westerwald-hegységben, a Dornburg-hegy déli lábánál található egy meredek, bazalttömbökből álló törmelékhalomban. Itt két mesterséges táró és több kisebb természetes üreg található. Bennük egész évben megtalálható a hó és jég. Már 1839-ben megkezdtek a jeges üregek vizsgálatát (*THOMÁ, E.* 1849), majd az 1953-as vizsgálatok (*STEINBACH, A.* 1954) pontosították, megerősítették azt. Ezek szerint az üregben több ezer tonna jég halmozódott fel. A jég általában 2 és 8 m mélységben képződik és a nyári olvadás öt hónapja alatt kb. ezer tonna olvad el belőle, mely aztán újraképződik a következő télen. Áprilistól kifelé tart a légáramlás, majd télen befelé és ilyenkor a törmelékfelszínen több helyen a hó is elolvad.

A Darigangi-jégbarlang Dél-Mongóliában, a Gurvan Hurete-hegységben, a Silijn Bogdo-bazalthegy lábánál található az itt alacsonynak számító kb. 1200 m tengerszint feletti magasságban (*FEJES I.* 1974). A bar-

lang egy 183 m hosszú, 8-10 m széles, 2-3 m magas, enyhén lejtő folyosó. Végpontjának mélysége 21 m. A barlangfolyosó az agyagra települt, kb. 30 m vastag hólyagos bazaltban felszakadással alakult. Alját vastag, többnyire sima jégkéreg alkotja, melyet csak az omladékhalmok tagolnak. Erre több helyen félgömböszzerű jégstalagmitek fagytak. A mennyezet néhány helyén, olykor 6 cm-es nagyságú hexagonális kristályokból álló „*kondenzjégcsillárok*” vannak. A barlangban légmozgás nem érzékelhető, a jégképződmények egész évben megmaradnak.

A Fuji fuketsu több hasonló jégbarlang társaságában Japánban, a közismert szent hegy, a Fuji san (3776 m) északnyugati lábánál mintegy 1100 m-es magasságban található (TSUYA, H. 1971). A felszakadás alkotta bejáratán át egy 218 m hosszú, hólyagos bazaltban képződött lávacsőbarlangba juthatunk. A lejtős folyosójában több omláson át 64 m-es mélységig lehet lejutni. A felső szakasz (12-től a 162 m-ig) alját egész éven át 1-3 m vastagságú jégréteg borítja. A bejárat peremén júliusban előfordul 18 °C-os átlaghőmérséklet idején a barlangban csak -0,1 °C-t lehet észlelni.

Eddig az eurázsiai mérsékelt öv alacsony- és középhegységeinek bazaltban alakult jegesedő barlangjainak jellemző típusaiból soroltam fel néhányat. Ilyen jégbarlangok Észak-Amerikában, különösen a napfényes kaliforniai „*Lava Beds National Monument*” területén meglehetősen nagy számban találhatók (KNOX-GALE 1959), mint pl. a Crystal Cave, a Skull Cave, a Frozen River Cave, a Heppen Cave stb. – de ezek további részletezését, az előbbiekhöz hasonló voltak miatt már mellőzöm (I. táblázat).

I. táblázat
Table 1.

Bazaltban levő jégbarlangok összehasonlítása
Comparison among the ice-caves in basalt

Barlangnév (ország)	Földrajzi szélesség	Magasság (m)	Barlangszáj kitettsége	Kőzetstruktúra
Sárkány-barlang (H)	47°	270	ÉNy	törmelék
Sárkánytorok-barlang (H)	48°	628	fölfelé	salakos
Jaškyna l'adová trhlina (SK)	48°	555	D	repedezett
Labirintová jaškyna (SK)	48°	560	D	törmelék
Plešivecké l'adové jámy (CZ)	50°	480	Ny	törmelék
Eisstollen (D)	50°	450	D	törmelék
Dangangi tam (MNG)	42°	1200	Ny	hólyagos
Fuji fuketsu (J)	35°	1100	Fölfelé	hólyagos
Frozen River Cave (USA)	41°	1000	DNy	hólyagos

A barlangi jégfelhalmozódás általános okai és feltételei

A barlangi jégfelhalmozódásnak klimatikus okai vannak, melyek a barlangtér $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá való lehülését okozzák. Ezek lehetnek makro-, mezo- és mikroklimatikus okok, illetve ezek együttesen, egymást erősítve is hathatnak. Makroklimatikus hatásra jégesehetnek el az üregek az állandóan fagyponthoz alatti felszíni hőmérséklet mellett a sarkvidéki, vagy a magashegységi éghajlaton. Mezőklimatikus hatást jelent a barlang szájának kitettsége, az egy üreghez tartozó nyílások száma és elhelyezkedése, valamint mérete. Már $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ feletti felszíni hőmérséklet mellett is kialakulhatnak jégbarlangok, ha szűk völgy, szakadék alján, vagy északi hegyoldalban nyílik a barlang egyetlen, viszonylag tágas szája. A mikroklimatikus tényezők már csak a barlangüreg belsejében fordulnak elő és ott fejtik ki hatásukat is, ilyenek a barlangot magába foglaló közet hőmérséklete, a barlangi légmozgás, páratartalom, légnyomás, a víz jelenléte, a kőzetstruktúra, a geopotenciális energiák stb. Ha a mikroklimatikus tényezők, illetve ezek kombinációi a lehülés irányába hatnak és $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá hűtik a barlangot, úgy kialakulhat a jégesezés.

A sarkvidékeken és a magashegységekben a jégbarlangok számítanak közönségesnek – e területeken az a különös, ha egy-egy barlangban hiányoznak a jégképződmények, vagy netán kifejezetten meleg az üreg.

A mérsékelt öv alacsony- és középhegységeiben már ritkák a jégbarlangok és minél délebbre (déli féltekén északabbra), alacsonyabb vidékre megyünk, annál inkább csökken arányuk, számítanak egyre inkább kuriózumnak.

A jégbarlangok kutatása korábban elsősorban a magashegységi és a középhegységi karsztbarlangok felé irányult. A jégbarlangokkal foglalkozó korábbi kutatók a jégesezés más-más tényezőjét emelték ki (vagy zárták ki), attól függően, hogy mely konkrét jégbarlang klimatikus adatait ismerték alaposabban. Sajnálatos, hogy egyes (nagynevű) kutatók (is) e kevés barlang adataiból általánosításokat vontak le. Így születtek meg olyan elméletek, amelyek csak a mezőklimatikus „jégzsákelvet” (*JAKUCS L.* 1963), a jégkorszaki „maradványjeget” (*TELL, L.* 1976), vagy a „légdinamika” (*GRESSEL, W.* 1958) mindenfelettségét favorizálták. A légdinamika elvéből származtatott jégbarlangtípusok (sztatikus, dinamikus, sztatodinamikus) megkülönböztetése viszont mai ismereteink szerint is, úgy tűnik, hogy általánosítható.

A korábbi kutatóknak (*FUGGER, E.* 1888, *GEIGER, R.* 1961, *GRESSEL, W.* 1958, *JAKUCS L.* 1963, *LUKIN, V. SZ.* 1965, *OEDEL, E.* 1923, *QUITT, E.* 1962) megállapításai így legnagyobbbrészt a magashegységi és középhegységi karsztos jégbarlangokra vonatkoznak. Ezért nem általá-

nosíthatók a vulkáni kőzetekben alakult jégbarlangokra, - no meg a poláros vidékek jégbarlangjaira sem. Napjainkban teljesedik ki a vulkánikus vidékek jégbarlangjainak és a poláros vidékek jégbarlangjainak kutatása.

A bazaltban levő jégbarlangok jegesedése

Ha a mérsékelt öv alacsony- és középhegységeinek bazaltban levő jégbarlangjait vizsgáljuk, arra a következtetésre kell jutnunk, hogy korábban széleskörűen ismertté vált, alaposan elemzett karsztos jégbarlangok eljegesedési okai, feltételei a bazaltbarlangokra nem, vagy alig vonatkoznak. A mezoklimatikus „jégzsákelv” (*GRESSEL, W. 1958, JAKUCS L. 1963*) az esetek csak csekély töredékében figyelhető meg. Hogy egy bazaltban levő jégbarlang szája milyen irányba néz, milyen magasan van, az alig befolyásolja a jegesedést. A bazaltban előforduló jégbarlangok kialakulásánál fokozott szerepet kapó mikroklimatikus tényező a kőzet struktúrája az, hogy mennyire töredezett, törmelékes, vagy porózus a kőzet. A példaként felsorolt barlangok mindegyike (de a felsorolásból kimaradtak is) azt mutatja, hogy valamennyi eljegesedett barlang törmelékben, erősen töredezett, vagy hólyagos, salakos kőzetben van. Erre a tényre Németországban már a 19. században szerte Európában egyre többen felfigyeltek (*BECKER, H. K. 1923, CHOLNOKY J. 1934, OZORAY GY. 1961, STEINBACH, A. 1954*), de írásaik, tanulmányaik megállapításai a nagypéldányszámú összefoglaló munkákba sajnálatos módon nem kerültek be. Mérésekkel alátámasztott hasonló következtetésekre jutottam magam is (*ESZTERHÁS I. 1991, 1994, 1997, 1998*) függetlenül az előbb említett tanulmányoktól.

Az olyan bazaltbarlangokban, melyek törmelékben, erősen töredezett, vagy salakos, hólyagos kőzetben alakultak, a télen beáramló, befolyó hideg ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatti) levegő hosszabb ideig „konzerválódik”, mint a tömör kőzetek üregeiben. A barlangot körülfogó porózus, töredezett kőzet szigetelőként viselkedik. A hideg levegő fagypontra alá hűti a barlang falait és erre a tavasszal, nyáron beszivárgó vizek, valamint az üreg légteréből kicsapódó kondenzvíz ráfagy. A jégképződmények hosszú ideig, sok esetben egész éven át való megmaradását a porózusságból, töredezettségből adódó megnövekedett kőzetfelület is segíti. A megnövekedett kőzetfelület fokozottabb párolgotatást és az ebből következő fokozottabb lehűlést tesz lehetővé. Ez részben a jégfelületek szublimálódásával, részben a megnövekedett kőzetfelületeken szétterülő befolyó- és olvadékvíz párolgásával megy végbe. A párolgást és ezáltal a hőleadást növeli a jégbarlangok nagyobb részénél előforduló légmozgás, mert nem engedi, hogy a páratartalomtól teljesen telítődjön a barlang légtere.

A porózus, töredezett kőzetekben levő barlangok mindig hűvösebbek – ha minden esetben nem is jegesednek el, mint a hasonló környezetben, de tömör kőzetben levő üregek. Erre számos példát ismerünk az alacsony- és középhegységekben (Csörgő-lyuk +4 °C, Črepová jeskyňa +5 °C, Basalthöhle bei Ortenberg cca. +5 °C, stb.)

Összegzés

A jégbarlangok kialakulásáról elterjedt megállapítások többnyire csak a mérsékelt öv magas- és középhegységi karsztos barlangjaira vonatkoznak. Az alacsony- és középhegységek bazaltban alakult jégbarlangjai viszont részben más feltételek mellett alakultak. Minden jégbarlang kialakulásának oka a 0 °C alá való lehűlés. Ennek feltételei már igen sokfélék: földrajzi szélesség, a magasság, a felszíni átlaghőmérséklet, a barlangszáj mérete, iránya, száma, a befolyó víz, a páratartalom, a légnyomás, a huzat, a kőzetstruktúra, a sugárzási viszonyok stb. Ezek a feltételi tényezők makro-, mezo- és mikroklimatikus hatásokba csoportosíthatók.

Az eddigi ismereteink szerint a bazaltbarlangok eljegesedésének igen fontos, de nem egyedülálló feltétele a kőzetstruktúra. A törmelékes, salakos, hólyagos bazalt konzerválja a barlangba befolyt hideg levegőt és ezek relatíve nagyobb felülete a fokozott párolgással járó lehűlést segíti. A jegesedést még a korábban felsorolt feltételek is befolyásolják. Tehát, a bazaltbarlangok eljegesedésének feltételei az esetek többségében igen összetettek, de ezek között legszámottevőbb a kőzetstruktúra, melyből további feltételek is következnek.

IRODALOM

- BÁRTA, J. (1963): Desat' rokov speleoarcheologickej činnosti – Archeologického ústavu SAV – Slovenský kras, Martin p. 87-97.
- BECKER, H. K. (1923): Leitfoden der Höhlenkunde (Deutsche Höhlenkunde) – Manuskriptdruck, Frankfurt am Main
- CHOLNOKY J. (1934): Jégvilág Telkibányán és ősi pince Pányokon – Túristák Lapja 46. p. 298-300.
- ESZTERHÁS I. (1991): A Medves-Ajnácskői-hegység barlangjai – Kézirat, Isztimér
- ESZTERHÁS I. (1994): Magyarország jégbarlangjai – Lychnis, Kapolcs p. 36-42.

- ESZTERHÁS I. (1997): Statikai, klimatológiai és biológiai adatok a Damasa-szakadékból és barlangjaiból – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest, p. 41-43.
- ESZTERHÁS I. (1998): Sárkány-barlang 2. sz. szelelőlyuk – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest.
- ESZTERHÁS I. (1999): Eishöhlen des gemässigten Gürtels in Basalt-Jahresbericht der Höhlenforschengruppe Rhein-Main, Jg. 20 (1998-99), Frankfurt am Main p. 107-112.
- ESZTERHÁS-GAÁL (1990): Pseudokrasové jaškye Čerovej vrchoviny, otázky genezy a rozšírenia – Slovenský kras 28. Martin p. 71-102.
- FEJES I. (1974): Jeges barlang a Góbi-sivatag szegélyén – Természet Világa 3. p. 113-116.
- FUGGER, E. (1888): Beobachtungen in den Eishöhlen des Untersberges bei Salzburg – Mitteil. D. Gesellsch. Für Sazburger Landeskunde, p. 56-164.
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch des Mikroklimatologie – Die Wissenschaft. Braunschweig
- GRESSEL, W. (1958): Über die Bewetterung der Alpinen Höhlen – Die Meteorologische Rundschau
- GYURKOVITS GY. (1737): Notitia geographico-historica comitatus Vesprimensis, Simeghiensis et Szalaiensis – In BÉL: Notitia Hungariae novae historico geographica – Kézirat az Országos Széchenyi Könyvtárban, Budapest
- JAKUCS L. (1963): A jegesbarlangok képződése – Földrajzi Zsebkönyv, Budapest, p. 50-62.
- JOHN-SÍKOS (1998): A Szent György-hegyi Sárkány-barlang (Jégbarlang) – MKBT Tájékoztató (júl.-aug.) p. 3.
- KNOX-GALE (1959): The Land of the Burnt Fires Lava Beds National Monument, California – Bulletin of the National Speleological Society XXI, 2. p. 55-66.
- LUKIN, V. SZ. (1965): Temperaturnije anomalii v pescserah Preuralja i kriticeszkij analiz teorij podzemno – Pescseri p. 164-172.
- NYÁRY J. (1869): Óbásti barlangok – Archeologiai Értesítő
- OEDEL, E. (1923): Über Höhlenmeteorologie mit besonderer Rücksicht auf große Eishöhle im Tennengebirge (Eisriesenwelt) – Meteorologische Zeitschrift
- OZORAY GY. (1961): A californiai „Lava Beds National Monument” lávabarlangjai – Karszt- és Barlangkutató I. p. 43-45.
- QUITT, E. (1962): Mikroklimatisch Verhältnisse in den Höhlen des Mährischen Karstes – Wetter und Leben p. 159-166.

- STÁRKA, V. (1968): Pseudokrasové sluje v čedičovém příkrovu Pohanského vrchu u Hajnáčky – Československý kras 19. p. 81-86.
- STEINBACH, A. (1954): Beobachtungen und Messungen an Eishöhlen im Westerland und der Eifel – Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde 91. p. 8-36.
- TELL, L. (1976): Fifty Typical Swedish Caves – Arkiv för svensk grottforskning Nr 14, p. 41
- THOMÄ, E. (1849): Das unterirdische Eisfeld und die warmen Luftstürme bei Dornburg am südlichen Fuße des Westerwalds – Jahrbücher des Vereins Naturkunde im Herzogthum Nassau h. p. 164-202.
- TSUYA, H. (1971): Topography and Geology of Volcano Mt. Fuji – in: Fuji san, p. 132-149.

A RUDABÁNYAI ANDRÁSSY ALTÁRÓ KARBONÁTOS KIVÁLÁ- SAINAK MORFOLÓGIAI VIZSGÁLATA

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: In this work I am examining the morphology of the carbonate deposits of the Andrassy lower tunnel. I grouped the certain formations as follows: dripstones, incrustations and coatings, border-plates and calcite-plates, rimstone dams. I did micromorphological observations on the surface of the calcite plates and films where I differentiated the following formations: growth- and stream-rings (rings formed by the water-stream), piled-up shelf-stones, calcite-ships and gas-bubble holes.

1. Bevezetés

2001. nyarán lehetőségem nyílt arra, hogy látogatást tegyek Hernyák Gábor főgeológus vezetésével Rudabányán az Andrassy altáró rendszerében. A földalatti túra során figyeltem fel a rendkívül változatos és különleges kiválási formákra. Az ősz folyamán további két alkalommal végeztem megfigyeléseket az altáróban.

Munkám célja az, hogy a speciális helyen és speciális körülmények között képződő karbonátos kiválási formák ismeretéhez új adatokat szolgáltatthassak. Kutatómunkámat a tárórendszer több pontján végeztem, vizsgálati módszerem alapját a bányabejárások és megfigyelések képezték, amit az egyes formák, forma együttesek felmérése, feldolgozása és tipizálása követett.

2. A terület földtani jellemzése és a bányászati előzmények áttekintése

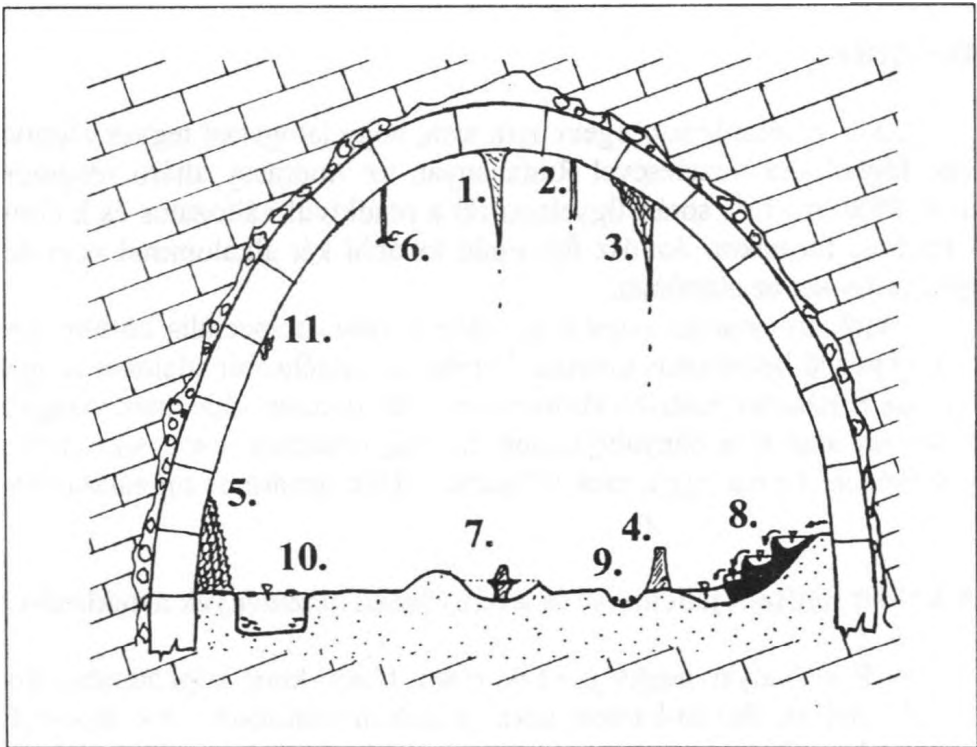
A Rudabányai hegység nagy része triász korú képződményekből épül fel, melyek devon-karbon korú alapokon találhatók. Az alsó-triász agyagpala-homokkő és evaporitos összlet felett középső triász kőzetek mésztartalma felfelé fokozatosan nő, amely a felső-triász tűzköves mészköveiben folytatódik. A hegység területéről a legújabb vizsgálatok jura és kréta képződményeket is jeleznek (GRILL J. 1988.). A fedőképződmény paleogén és neogén üledékekből áll.

A rudabányai hegység területén már a középkorban és azt megelőzően is folyt réz- és ezüstbányászat (SÓOS I. 1956.). A vasbányászat kezdete

során a XVIII. - XIX. században barnavasércet termeltek és csak az 1960-as évek kezdődött meg a mélyebb szintek primer karbonátos, sziderites érceinek termelése. 1943-ban kezdték meg a 4 km hosszú Andrassy altáró kihajtását. Az 50-es évektől kezdve fokozatosan áttértek a külszíni művelés kialakítására. Az 1980-as évekre a vaskohászat válságágazattá vált, ezért 1985-ben a vasbányászatot megszüntették.

3. Az Andrassy altáró karbonátos kiválásainak tipizálása

A morfológiai vizsgálatok során az egyes karbonátos képződményeket tipizáltam. Az egyes típusokat a barlangokban jól bevált nevezéktan szerint használtam. Ismertetésük is az idealizált barlangi modell (TAKÁTSNÉ B. K. 1998.) alapján történik (1. ábra):



1. ábra Karbonátos kiválástípusok az Andrassy altáróban.

Jelmagyarázat: 1. különféle függőcseppkövek, 2. szalmacseppkő, 3. cseppkőzászló, függöny, 4. különféle állócseppkövek, 5. cseppkőlefolyás mikrotetarátákkal, 6. heliktitek, 7. galléros cseppkő, 8. mésztufagát, 9. cseppkőcséze és pizolit, 10. kalcitlemezek, kalcitlapok, 11. „fugakiválások”

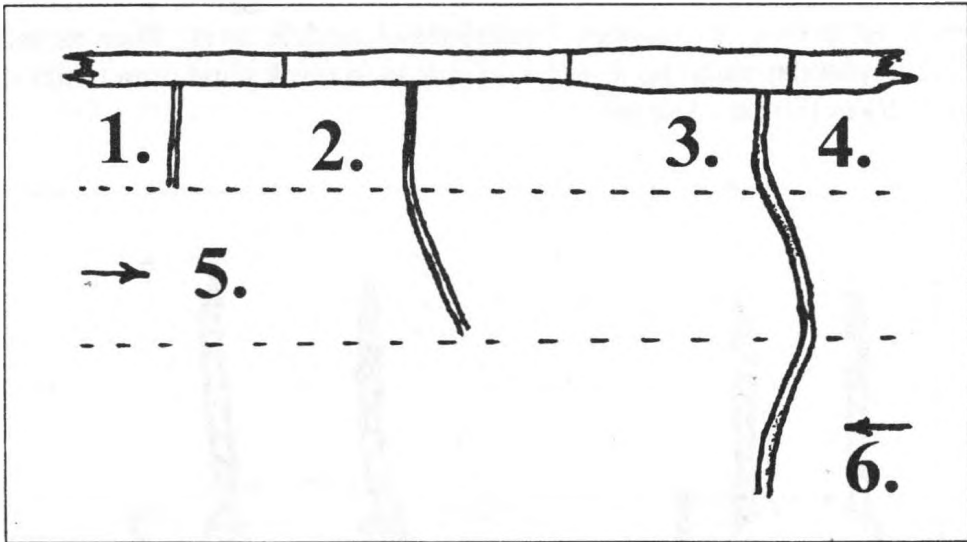
Fig. 1. Different speleothems in the Andrassy-tunnel

Legend: 1. various stalactite types 2. soda-straw stalactite 3. drapery, bacon rind 4. various stalagmite types 5. flowstone with microtetarates 6. helictites 7. dripstone with collar 8. rimstone dam 9. conulite and pisolite 10. calcite plates and shelf-stones 11. wall-joint-like formations

4. A részletesebben vizsgált karbonátos kiválások morfológiai jellemzése

4.1. Cseppkövek (sztalaktitok, sztalagmitok, szalmacseppkő, cseppkőzászló)

Az Andrassy altáróban az egyéb kalcitképződményekhez képest nemcsak a mennyiségük, hanem a méretük is háttérbe szorul. Átmérőjük az 1-2 cm-től legfeljebb az arasznyiig terjed. A sztalaktitok általában kis átmérőűek és nagy hosszúságúak, ami növekedésük viszonylagos gyorsaságára utal. A sztalagmitok általában nem a sztalaktitok ellenpárjaként, hanem magánosan fordulnak elő. Jellemzően tömzsi méretűek, azaz kis magassággal, és hozzá képest nagy szélességgel rendelkeznek. A szalmacseppkövek nagy változatos megjelenésűek. Néha előfordul 1-2 m-es nagyságú is. Növekedési irányuk a huzat irányváltozásait követi. Morfológiailag három változat különíthető el (2. ábra).



2. ábra A szalmacseppkő morfológiai változatai az Andrassy altáróban

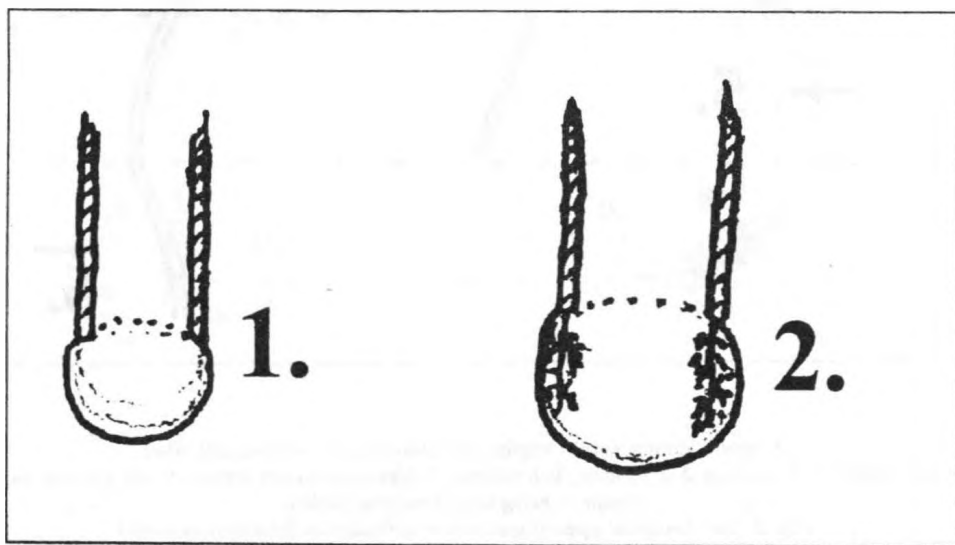
Jelmagyarázat: 1. 1. változat, 2. 2. változat, 3. 3. változat, 4. légmozgásmentes terület, 5. meleg levegő mozgási zónája, 6. hideg levegő mozgási zónája.

Fig. 2. Morphological types of soda-straw stalactites in the Andrassy-tunnel

Legend: 1. 1. version 2. 2. version 3. 3. version 4. area without air-flow 5. hot air flowing area 6. cold air flowing area.

Az 1. típus esetén környezetében nincs aktív légmozgás. Ilyen típusú szalmacseppkő található a tárórendszer belsőbb részeiben, illetve az eredési pont közelében. A 2. típus felső része, mindig 1. típusú formából áll, azonban növekedése során a szalmacseppkő eléri a meleg levegő mozgási zónáját és ennek következtében elhajlik. A 3. típus esetén tovább növekszik a szalmacseppkő és eléri a hideg levegő mozgási zónáját, így az előbbi elhajlással ellentétes irányú növekedés indul meg. 2. és 3. típusú szalmacseppkövekkel főleg a bejárati zónák, illetve oldalágak becsatlakozásának közelében találkozhatunk.

Műszeres mérések nem történtek, ezért ezt a jövőben szükséges még bizonyítani. Furcsa, hogy a meleg levegő miért nem a szelvény legmagasabb zónájában mozog, hanem néhány cm-el alacsonyabban. A magyarázat valószínű az, hogy a főte közethőmérséklete alacsonyabb a levegőénél, így a feláramló meleg levegő lehül és megreked. Kialakul egy viszonylag állandó hőmérsékletű, álló légréteg, amelyben függőlegesen képesek növekedni a cseppkövek. Ez alatt a réteg alatt szabadon képes áramlani a melegebb levegő. A szalmacseppkövek elvégződésük szerint két csoportra lehet különíteni (3. ábra). Az első csoportba tartozóak „normális” gyűrű, a második csoportba tartozók „jégvirágszerű” végződéssel rendelkeznek. Eben az esetben a kristályosodás során apró szálak válnak ki, melyek jégvirágra emlékeztető szövedékes formát alkotnak.



3. ábra Szalmacseppkő végződések típusai.
Jelmagyarázat: 1. Szabályos gyűrűszerű végződés, 2. Jégvirágszerű végződés.

Fig. 3. Types of soda-straw stalactite ends
Legend: 1. Symmetrical ringlike end 2. Frost-work-like end.

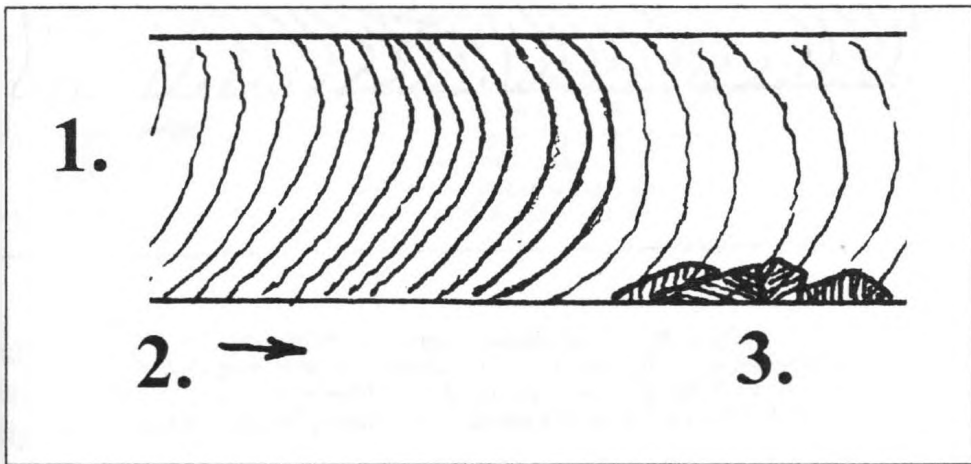
4.2. Bevonatok és kérgék

A bevonatok és a kérgék gyakori, azonban kevésbé feltűnő képződmények. A falakat vagy más alakzatokat borítják, általában egyenletes vastagságban, amely a hártától néhány cm-ig terjed. Előfordul, hogy többszörösen rakódnak egymásra az egyes rétegek és így a képződmény a több méter vastagságot is elérheti.

Különlegesek azok a bevonatok, amelyek a táróban élő gombák fonálára rakódnak le és válnak ki. A gombafonalak szövevényes hálózatából adódóan, hasonlóan bonyolult szálak kiválások képződnek.

4.3. Színlők

A színlők keletkezésekor a sekély medencék víztükrének szélén, a határoló peremtől kiindulva a víz felszínén kalcithártya kristályosodik ki. A hártya növekedése a medence közepe felé irányul. Előfordulhat a képződési körülmények huzamosabb fennállása esetén, hogy a szegélylemezek a medence közepén egyesülnek és összefüggő kalcitlemez takaró borítja be a vízfelszínt (HILL A.C. – FORTI P. 1986). A takaróhártya tovább vastagodhat a vízfelőli oldalon a falaktól befelé kiindulva, és lemezzé válhat (VÁRHEGYI GY. 1997).



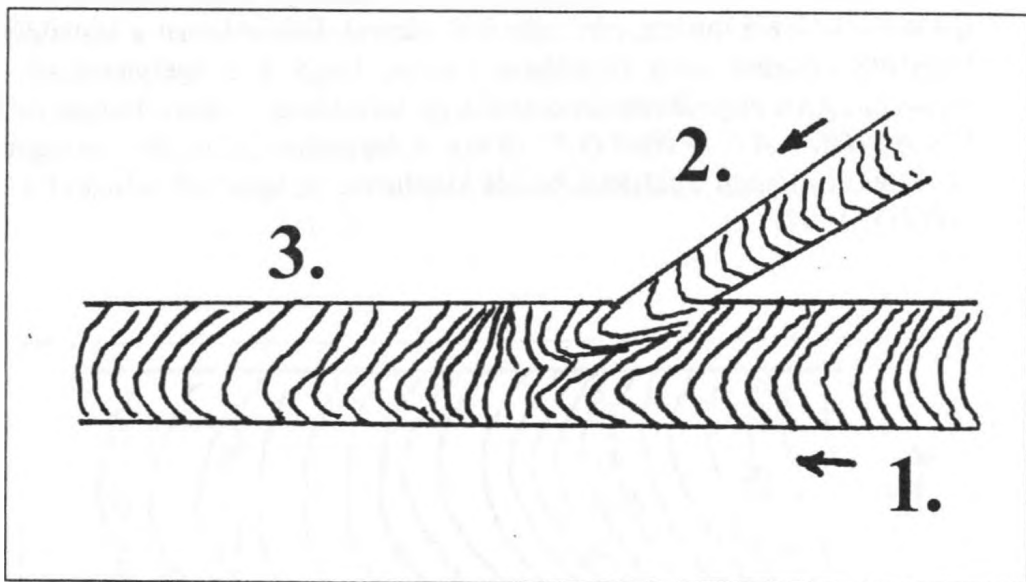
4. ábra A mészlemezek típusai

Jelmagyarázat: 1. Növekedési sávok az összefüggő mészlemezen, 2. Áramlási irány, 3. Feltorlódott mészlemezek

Fig. 4. Calcite plate types

Legend: 1. growth-rings on a continuous calcite plate, 2. flowing direction, 3. piled-up calcite plates

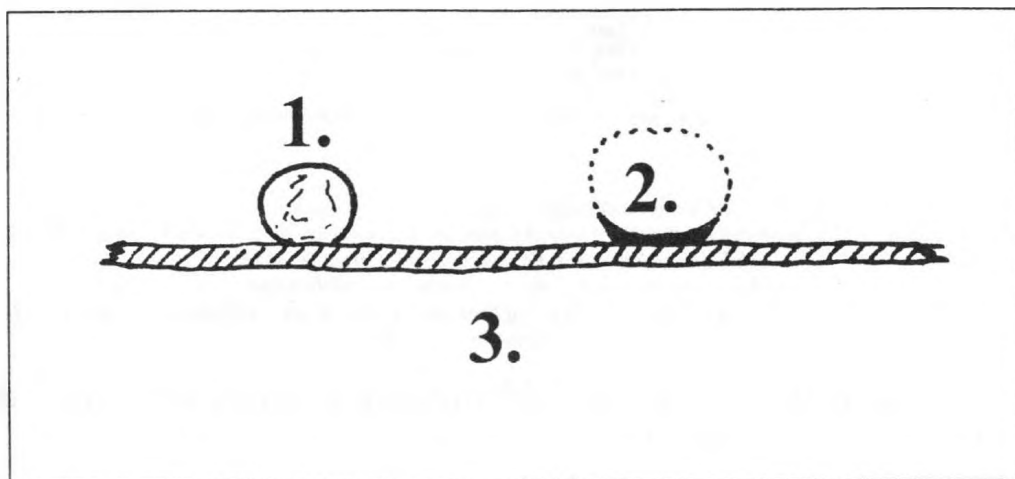
Színlők, és mészlemezek nemcsak állóvizek tetején, hanem áramló vizeken is kialakulhatnak. Az Andrassy altáróban ez a gyakoribb előfordulási forma. Ilyenkor a lemezek az áramlási irányban növekednek, szintén az oldalfalokról kiindulva. A leszakadozó lemezdarabok összetorlódhatnak és elgátolhatják a csatornát, illetve a zajló jégtáblákhoz hasonlóan feltorlódhatnak az oldalfalak mentén (4. ábra). Előfordulhat, hogy a mészhártya átnövi a csatorna felületét és egységes hártyát képez. Ilyenkor az áramlásoknak megfelelően növekszik tovább, sávokat képezve (4. ábra). Előfordulhat, hogy egy másik lemezrendszerrel találkozik egy oldalág befolyásánál. Ilyenkor szintén az áramlási és keveredési viszonyoknak megfelelően torzulnak el a sávok, majd egyesülve folytatják tovább növekedésüket (5. ábra).



5. ábra Oldallemez becsatlakozása egy oldalág befolyásánál.
 Jelmagyarázat: 1. Főági mészlemez, 2. Oldallemez, 3. A két lemez egyesülése
 Fig. 5. Side-plates joining to the plates of the main passage
 Legend: 1. calcite plate in the main passage, 2. side-plate, 3. joining of the plates

A mészlemezre lecseppenő víz, csepp formában kiül a lemez tetején. Miközben elpárolog, kiválik belőle az alsó felületén a mészanyag. Újabb vízcsepp ismételt rácseppenése, elpárolgása, illetve az ismételt kiválás tovább vastagíthatja a képződő hajószerű formát. Az ilyen formákat, a tengerfelszínből kiemelkedő hajók hasonlósága alapján kalcithajóknak neveztem

(6. ábra). Az alakzat kialakulását illetően azonban még további megfigyeléseket kell végezni, mert más képződési lehetőségek is felmerülhetnek, pl.: kondenzvízből válik ki a vízcsepp, vagy esetleg egy buborék (HILL, A. C. – FORTI, P. 1986.) roncsolt maradványa.



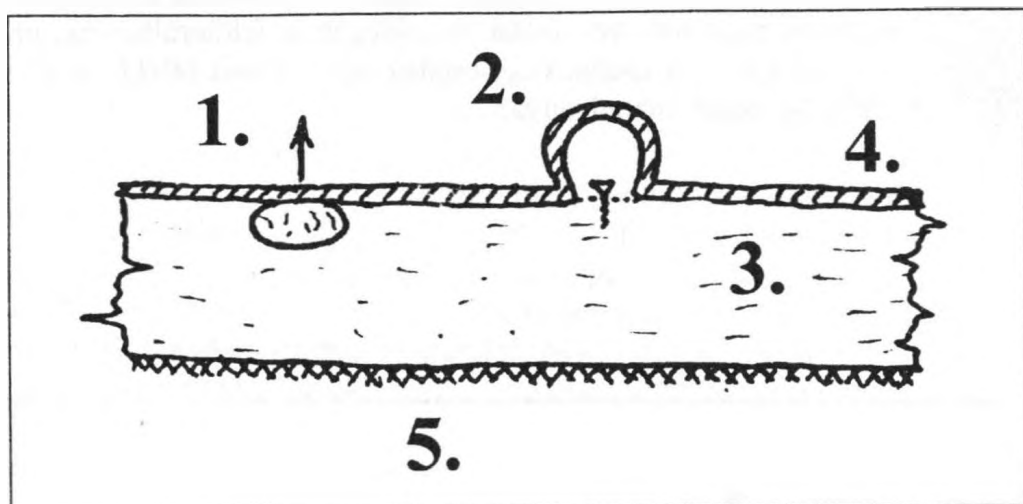
6. ábra A kalcithajók keletkezése

Jelmagyarázat: 1. Lecseppent vízcsepp a mészlemez tetején, 2. A csepp alján történő kiválás során képződő kalcithajó, 3. kalcitlemez.

Fig. 6. Formation of calcite ships

Legend: 1. a drop of water on a calcite plate, 2. a calcite ship evolved in the bottom of a drop of water, 3. calcite plate

Ha a víz felszínén kivált vékony, még hajlékony mészhártya alá légbuborék, vagy valamilyen egyéb gázbuborék kerül, akkor a felhajtó erő hatására megemelheti, felboltozza a hártyát. A mészhártyán egy kisméretű, félgömbre emlékeztető forma keletkezik. A hártya további vastagodása során megőrzi a gázüreget (7. ábra).



7. ábra Gázhólyagüreg képződése mészlemezen

Jelmagyarázat: 1. A gázbuborék a felhajtó erő hatására felboltozza a mészhártyát, 2. A felboltozódott és megszilárdult gázhólyagüreg, 3. Folyadék, 4. Mészhártya, 5. Aljzat.

Fig. 7. Formation of a gas-bubble hole on a calcite plate

Legend: 1. a gas-bubble vaulting the calcite film due to buoyancy, 2. vaulted and solidified gas-bubble hole, 3. liquid, 4. calcite film, 5. bottom

Mind a kalcithajó, mind pedig a gázhólyagüreg pontszerű megjelenésű az altáróban, ritka képződmények.

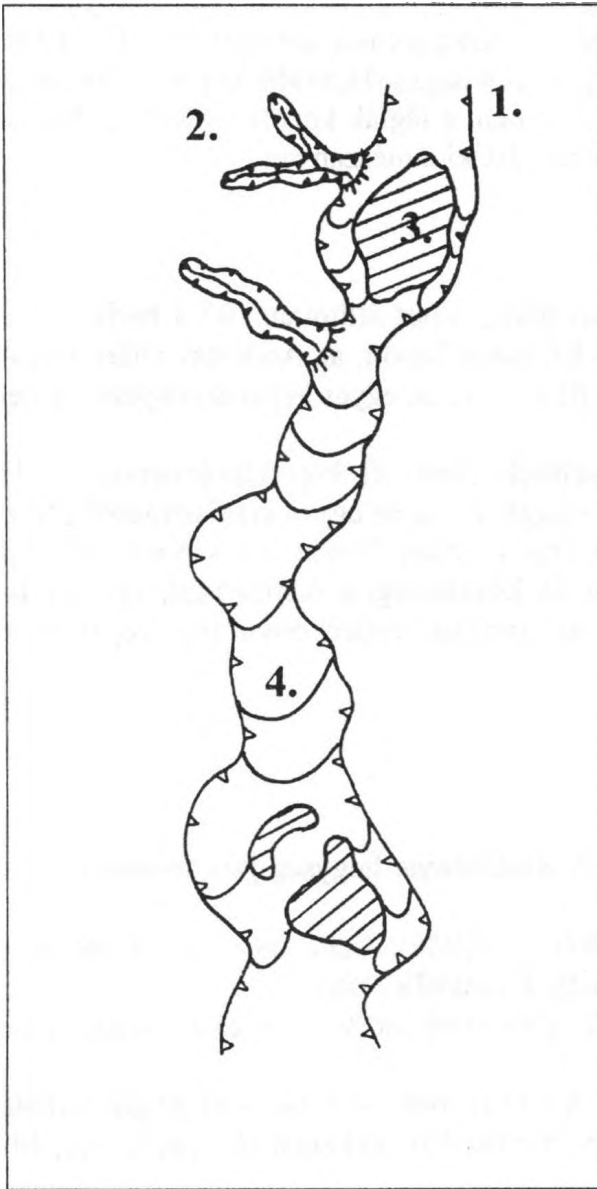
4.4. Kalcitlemezek, tutajok

A A kalcitlemezek keletkezésével sokan foglalkoztak (HILL A.C. – FORTI P. 1986, JAKUCS L. 1971, KRAUS S. 1978, 1997, LÉNÁRT L. 1997, VÁRHEGYI GY. 1997). A tutajképződmények vékony, sík kalcitlemezek (TAKÁCSNÉ B. K. – KRAUS S. 1989) a víz felszínén. A tutajok a szegélylemezek rokonai. Míg a szegélylemezek (színlők) a medencék oldalfalán, addig a tutajok a tócsa víztükrének közepén, a vízbe hulló szennyezőanyag hatására jönnek létre. A kristályokat a felületi feszültség tartja fenn addig, amíg saját tömege hatására le nem süllyednek a medence fenekére.

4.5. Mésztufagátak

Az Andrassy altáró néhány lejtaknájában a felszínről befolyó és lezúduló csapadékvizek kanyonokat vágnak a puha aljzatba. A kanyonokba csurdogáló összegyűlt csöpögő vizekből mésztufagátak, illetve gátrendszerek alakulnak ki (8. ábra). A gátakban összegyűlő vízben további kiválások

is kialakulnak, például mésztutajok, mészlemezek és szegélylemezek. Az ilyen időszakos tóba épülő állócseppkövek galléros cseppkövekké fejlődnek.



8. ábra Összetett kanyonban kialakult mésztufagát rendszer
Jelmagyarázat: 1. főkanyon, 2. mellék kanyon, 3. eróziós tanúhegy, 4. mésztufagát.

Fig. 8. Rimstone-dam system evolved in a complex canyon
Legend: 1. main canyon, 2. side canyon, 3. erosive monadnock, 4. rimstone dam.

4.6. *Betoncseppkő, fugakiválások*

Az altáró szalmacseppkövei közül jelentős mennyiségű az úgynevezett betoncseppkő.

Az Andrassy altáró téglából rakott falán különleges kiválások jönnek létre. Az egyes téglák közötti repedésekből, fugahiányok helyén telített oldatok szivároghatnak ki, melyből fokozatosan kiválik a mészanyag. A kiválás igazodik a fugák alakjához. Hasonló képződmények barlangokban is megfigyelhetők, ahol nem a téglák között, hanem például az agyag vagy a mészkő repedéseiből válik ki a mészanyag.

5. **Összefoglalás**

Munkámban párhuzamot állítottam fel a barlangi és a mesterséges üregek karbonátos kiválásai között, az Andrassy altáró mintái alapján. Csoportosítottam és jellemeztem az egyes képződményeket, keletkezésükre magyarázatot adtam.

A megfigyelések során új képződménytípusokat különítettem el, illetve új adatokat szolgáltattam az egyes kiválástípusok morfológiájához.

Jelen munkámat folytatni kívánom további morfológiai megfigyelésekkel, hidrológiai és klimatológiai mérésekkel, melyek további eredményeket hozhatnak az Andrassy-altáró csodálatos képződményeinek megismeréséhez.

IRODALOM

GRILL J. (1988): A Rudabányai-hegység jura formációi. - MÁFI Évi. Jel., p. 69-103.

HILL A.C. – FORTI P. (1986): Cave minerals of the World. National - Speleological Society, Huntsville, USA.

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfo-genetikája. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

KRAUS S. (1997): A legnagyobb esztramosi barlangok kalcium-karbonát kiválásairól. - Topographia Mineralogica Hungariae. V., Miskolc 1997, p. 75-78.

LÉNÁRT L. (1997): Az Esztramos-hegy hidrogeológiai és speleológiai kutatásának eredményei. - Topographia Mineralogica Hungariae. Vol. V., Miskolc 1997, p. 55-74.

- SÓOS I.* (1956): Rudabánya ércbányászata Rákóczi korától 1880-ig. - Bányászati és Kohászati Lapok 89. 6., p. 373.
- TAKÁCSNÉ B. K. – KRAUS S.* (1989): A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. - Karszt és Barlang, 1989. évf. I-II. füzet, p. 61-66.
- TAKÁCSNÉ B. K.* (1998): A nemzeti park barlangjai. - In.: Az Aggteleki Nemzeti Park, Baross G. (szerk.), Mezőgazda Kiadó, p. 164.
- VÁRHEGYI GY.* (1997): Az Esztramos-hegyi kalcitképződmények genetikája. - Topographia Mineralogica Hungariae V., Miskolc, p. 79-108.

KARRMEZŐK TALAJAINAK VIZSGÁLATA MAGYARORSZÁGI ÉS ANGOL TERÜLETEKEN

ZSENI ANIKÓ

Szegedi Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged,
Egyetem u. 2.

Széchenyi István Egyetem, Környezetmérnöki Tanszék, 9026 Győr, Egye-
tem tér 1. zseniani@sze.hu

Abstract: Soil has an important role in the evolution of karstic features. In general, calcareous soils with high pH (pH of 7 to 9, calcium carbonate content is higher than 10 %) protect the underlying limestone almost completely from erosion, the soil water arriving at soil-bedrock interface is incapable of dissolving the bedrock. If the percolating water is not saturated, then solution will take place. Under acid soil limestone is extensively weathered. Erosion of limestone is most severe beneath deposits supporting acid vegetation and with a pH between 4 and 7 and a calcium carbonate content of 0 to 1 %.

Soil samples were collected on limestone pavement areas of North England and on Karrenfelds of Aggtelek Karst and Villányi Mountain, Hungary. Samples are from runnels, grikes, different solutional and tectonical features of limestone. During the examination the pH and carbonate content of soils were measured. The questions are the followings: whether there is a connection between solutional power of soil (so pH and carbonate content) and the deepness, smoothness, roundness of limestone forms and whether has the proximity to limestone an effect on the soils. In the case of the English limestone pavements this connection can be proved but the Hungarian samples do not show this connection unambiguously: deep, rounded karren forms can be found under neutral soils. In these cases probably the solution effect of the earlier plant-root causes the striking solutional forms.

1. Bevezetés

A karrok fejlődésében igen nagy szerepe van a karsztos kőzeteket borító talajoknak. A talaj és a karrok kapcsolatának vizsgálata számos érdekes kérdést vet fel. Pl.: A talajjal kitöltött különböző eredetű karrformák jelenleg is alakulnak, avagy fejlődésük befejeződött? Milyen hatással van a mészkő közelsége a talajra?

A kérdések megválaszolására talajmintákat gyűjtöttünk be angliai mészkőjárdás területeken, a Szársomlyó (Villányi-hegység) karr-mezején és az Aggtelek község mellett található Ördögszántás területén. A vizsgálatok célja a következők tisztázása: van-e összefüggés a talajon keresztül szivárgó víz jelenlegi mészkőoldó képessége és a mészkő formakincsének simasága, lekerekítettsége, a formák mélysége között; és vajon a mészkő milyen hatással van a talajokra. Az angol és a magyar talajminták vizsgálata nem ugyanazt az eredményt hozta, ami felszínfejlődési folyamatuk különbözőségére utal.

A mészkőjárdák (limestone pavement) fejlődését és morfológiáját korábbi cikkünkben mutattuk be (ZSENI A.– KEVEINÉ BÁRÁNY I., 2000), ezért most csak röviden összefoglaljuk ezeket.

A mészkőjárda a karrmezők olyan típusa, ahol a kopár sziklafelszín repedések tagolják. A hasadékok (grike) és a köztük elhelyezkedő mészkőtömbök (clint) viszonylag szabályos mintázatának megjelenése miatt a felszíni forma a mesterséges járdákhoz hasonlít. A többnyire vetődések mentén létrejött hasadékok oldódással kinyíltak, szélesedtek és létrehozták a makrotopográfiát. A hasadékok szélessége 1 cm - 1 m lehet, hosszúsága 1-10 m, mélységük fél métertől néhány méterig változik. Gyakran megtelepednek bennük növények, amelyek alkalmazkodtak a speciális fényviszonyokhoz. A köztük elhelyezkedő tömbök (clint) felszínének kiterjedése 1-10 m² (FORD, D. – WILLIAMS, P. 1989). A mészkőtömbök felületén különböző oldási mikroformák alakultak ki. Közülük leggyakoribb az oldási csatorna (Rillenkarr és Rinnenkarr), tányér alakú mélyedés (kamenitza), meanderkarr mélyedés és egyéb mikrodepressziók. Ezeket a mikroformákat az oldó víz, a növényzet gyökérsavai, illetve a vékony talajréteg alatti oldás hozta létre. A mészkőjárda mai arculatának kialakításában fontos szerepet játszott a preglaciális mészkő tulajdonsága, a felszín borító üledék vastagsága, a glaciális denudáció mértéke, a talajtakaró, valamint az antropogén hatások.

A talajoknak jelentős szerepe van a karrmezők formakincsének alakításában. Attól függően, hogy milyen típusú talaj milyen hosszú ideig borítja a mészkőfelszín, illetve milyen régóta takarózott ki a talaj alól a kőzet, eltérő oldási formák alakulhatnak ki a mészkő felszínén. Ha röviden szeretnénk megfogalmazni a különbséget a talajborítás nélküli és a talajborítás alatti felszín formavilága között, akkor az mondható el, hogy a talajborítás nélküli felületeken éles, hegyes, csipkés formák jönnek létre, míg a talajborítás alatt lekerekített formák alakulnak ki. A kopár felszínnek csak időszakosan vannak kitéve a csapadékvíz nem jelentős erejű oldó hatásának. A csapadékvíz megjelenésekor csak a kőzet gyorsan, könnyen oldható részei oldódnak. A létrejött formák az oldódás kinetikájával vannak összefüggésben, a kémiai reakciók szerepe korlátozott.

A talajtakaró alatt lejátszódó folyamatok esetében bonyolultabb a helyzet. Az oldódás mértékében meghatározó szerepe van a talajok kémhatásának. A 7-9 pH-jú, 10 % -nál magasabb szénsavas mész tartalmú talaj megvédi a mészkövet az oldódástól. A szivárgó víz ugyanis karbonátokkal telítődik a talajszelvényben, ezért az alapközethez érkeve már nem képes a kőzet oldására (TRUDGILL, S. 1985). Ha viszont a talajon átszivárgó víz nem telítődik, a mészkőkorrózió intenzív. A mészkő korróziója a 4-7 pH-jú, 0-1 % karbonát-tartalmú, savanyú vegetációjú talajok alatt a legjelentősebb

(TRUDGILL, S. 1985). A talaj alatt sima, lekerekített, gömbölyded formák fejlődnek, viszonylag sekély bevágódásokkal.

A talaj kémhatásán és szénsavas mész tartalmán kívül a talajnedveség-eloszlás, a vízelvezetés mértéke, a talaj szöveti tulajdonságai, a talaj mélysége, a lefolyó víz mértéke, a lejtés szöge, a növényzet, a mészkő jellemzői egyaránt hatással vannak a talaj alatti oldásra és a létrejövő formákra.

2. Vizsgálati módszerek

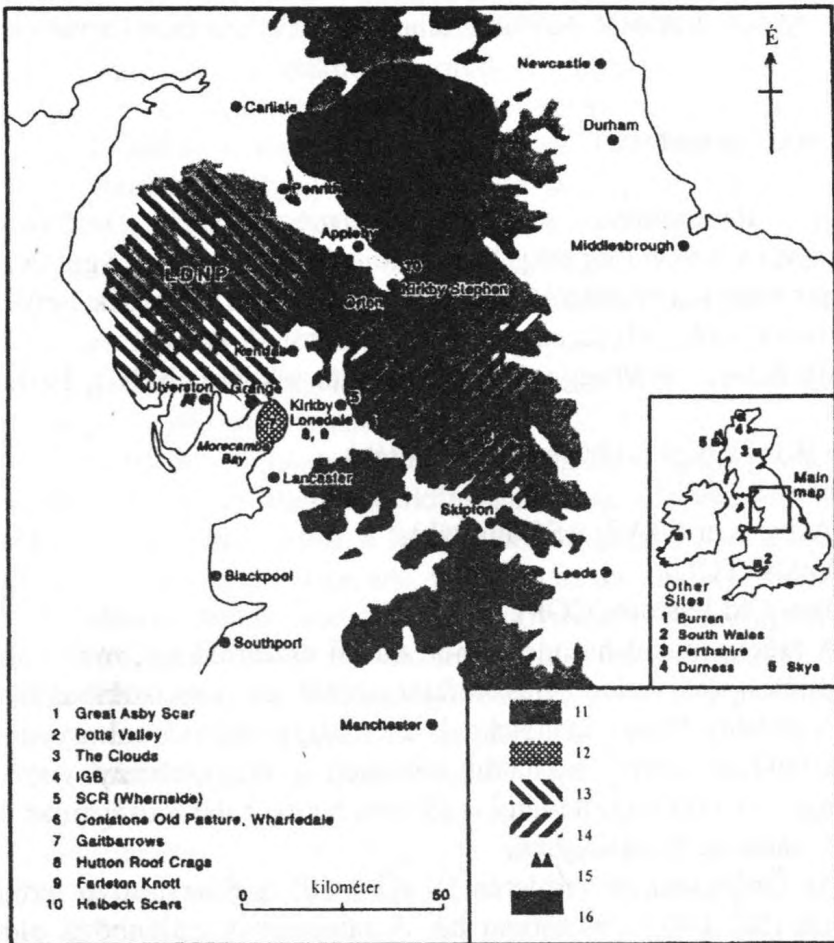
A talajmintákat észak-angliai mészkőjárdás területekről, a Szársomlyó (Villányi-hegység) karmezőjéről, valamint az Aggtelek melletti Ördögszántás karmezőről gyűjtöttünk be. A mészkőjárdák területéről 60 db talajmintát gyűjtöttünk, az alábbi területekről (1. ábra):

- Farleton Knott: Newbiggin Crags (a minta jelölése: NBC), Farleton Fell (FF),
- Hutton Roof Crags (HRC és UBP minták),
- Gaitbarrows (GBS),
- Great Asby Scar (GAS, ASC minták),
- The Clouds (TCL),
- Conistone Old Pasture (COP).

A talajmintákat hasadékokból, oldási csatornákból, mészkőkibukkanások lábától, közvetlen mészkőfelszínekről és mészkőkibukkanásoktól távolabb, főként füves területekről, esetenként dolinákból gyűjtöttük. A mészkőkibukkanásoktól távolabbi helyeken a talajszelvény viszonylagos vastagsága miatt több mintavétel is történt, a talaj tulajdonságainak szembe-tűnő változásaival összhangban.

Az Ördögszántás területén 50 (Ö 1-50), a Szársomlyó területén 41 talajmintát (SZ 1-41) gyűjtöttem be. A talajminták különböző oldási formákból, tektonikus eredetű hasadékokból, mészkőkibukkanások lábától, mészkőblokkok felszínéről és a mészkőkibukkanásoktól néhány méterre lévő füves területekről származnak. Az Ördögszántás területén többségében a gyökérkarokat kitöltő talajok jelentik az oldási formák mintáit. A Szársomlyón azonban csupán 3 talajmintát tudtam gyökérkarokból begyűjteni, azok ritkasága miatt, így ott főként egyéb, talaj alatti oldási mélyedésekből történt az oldási formák talajmintavételezése. Ismeretes, hogy mind az Ördögszántás, mind a Szársomlyó karmezője az antropogén hatásra bekövetkező talajerózió következtében takarózott ki a korábbi teljes talajborítás alól. A két terület talajai elsősorban a szervesanyag-tartalomban különböznek. A Szársomlyón előforduló talajok mindegyike gyökerekkel igen

sűrűn átjárt, és szerves maradványokban igen gazdag, kis agyagtartalmú, kis sűrűségű talaj. Az Ördögszántás területén nagyobb agyagtartalmú, kevesebb szervesanyagot tartalmazó talajok fordulnak elő.



1. ábra: Nagy-Britannia mészkőjárdás területei

Jelmagyarázat: 1.: 190 m feletti területek 2.: Arnside/Silverdale Természeti Érték 3.: Lake District Nemzeti Park
4.: Yorkshire Dales Nemzeti Park 5.: Wharfedale, Ingleborough 6.: Észak Penninek Természeti Érték

Figure 1.: Limestone pavement areas in Great Britain

Legend: 1.: 190 m feletti területek 2.: Arnside/Silverdale Természeti Érték 3.: Lake District Nemzeti Park
4.: Yorkshire Dales Nemzeti Park 5.: Wharfedale, Ingleborough 6.: Észak Penninek Természeti Érték

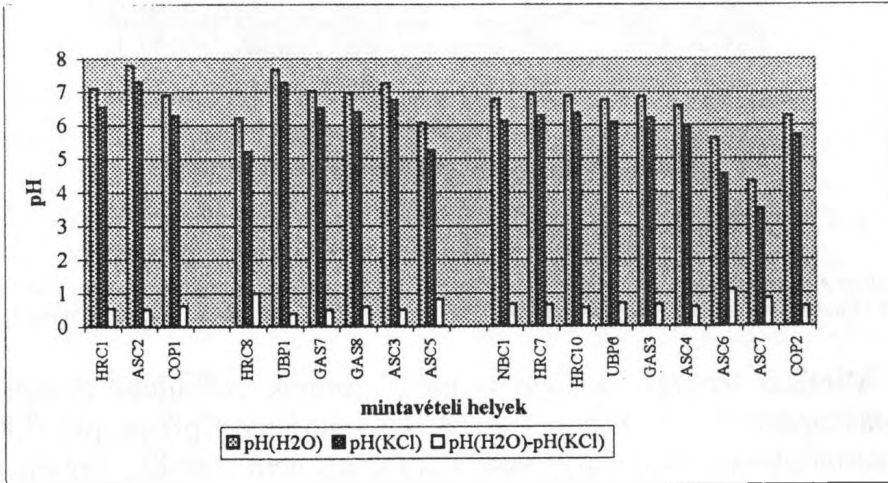
A talajok kémhatását 1:2,5-ös szuszpenzióban (desztillált vízzel ill. 1 mol/dm³ KCl oldattal) határoztuk meg. Kiszámoltuk a ΔpH -értékeket is (= $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - \text{pH}(\text{KCl})$). A ΔpH a talajok savanyodási tendenciájáról ad információt: savanyú talajokban értéke általában 0,2-0,5, az ennél magasabb, 1

körül értékek viszont a talajok savanyodási tendenciáját jelzik. A szénsavas mésztartalmat Scheibler-féle kalciméterrel határoztuk meg.

3. Az adatok értékelése

3.1. A mészkőjárdák talajai

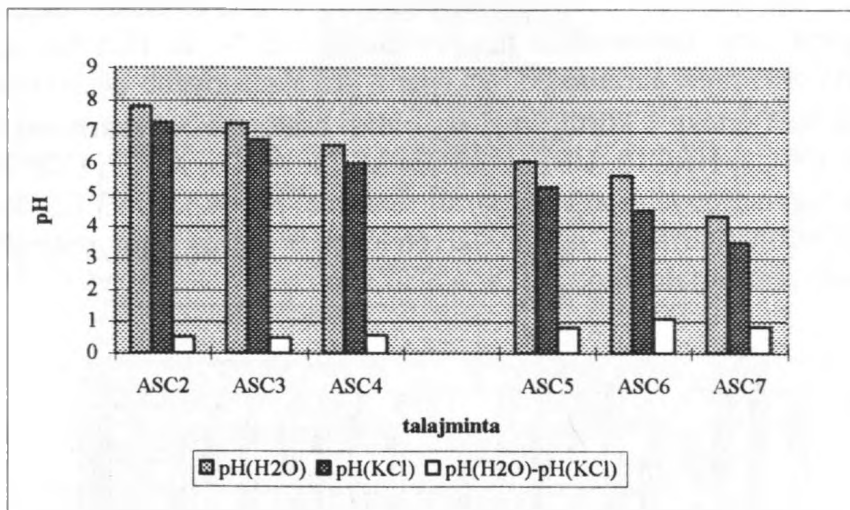
A talajminták egy részét az alapján csoportosítottuk, hogy azok sík mészkőfelszínek felületéről, sekély oldási csatornákból (pár cm-es mélységű csatornák) vagy mélyebb oldási csatornákból származnak. A csoportosítás célja az volt, hogy megvizsgálhassuk, van-e összefüggés a talaj kémhatása és az oldási formák mélysége, azaz az oldódás intenzitása között (2. ábra). A sík felszíneken található talajok (HRC1, ASC2, COP1) pH-ja 6,91-7,8 (2. ábra). Az ASC2 minta karbonát-tartalma 6 %, a másik kettőé csekély, 0,5 % alatti. A ΔpH értéke alacsony. A sekély oldási csatornákból származó talajok (HRC8, UBP1, GAS7, GAS8, ASC3, ASC5) kémhatása $\text{pH}=6,06-7,67$ (2. ábra). Az UBP1 és az ASC3 minta pH-ja 7 feletti, és ennek megfelelően a szénsavas mésztartalmuk is nagyon magas (42 % ill. 11,5 %). A többi talaj szénsavas mésztartalma 0,5 % alatti. Az alacsonyabb kémhatású talajokban a ΔpH értéke 1 körül. A mély oldási csatornákból származó talajok ((NBC1, HRC7, HRC10, UBP6, GAS3, ASC4, ASC6, ASC7, COP2) kémhatása a legalacsonyabb a 3 csoportot tekintve: $\text{pH}=4,33-6,93$ (2. ábra). A talajok karbonát-tartalma néhány kivétellel 0 %, és ahol megjelenik a szénsavas mésztartalom, ott is 0,8 % alatt van.



2. ábra: Sík mészkőfelszínek, sekély és mély oldási csatornák talajainak kémhatása, mészkőjárdák, Észak-Anglia
 Figure 2.: pH of soils, which were collected from flat surfaces, shallow runnels and deep runnels, limestone pavements, North-England

Az eredmények igazolják azt a hipotézist, hogy a savanyúbb talajok mélyebb oldási formákat hoznak létre, a nagyobb oldóképességüknek köszönhetően.

A mészkőfelszínek formája gyakran igen kis távolságokon belül változik. Egymástól néhány méterre találhatóak a talajjal borított sík mészkőfelszínek, az ugyancsak talajkitöltésű sekély oldási csatornák és a mélyebb oldási csatornák. Az ASC2-3-4 minták ilyen területekről származnak. A 2-es minta talajjal borított sík mészkőfelszínen található, a 3-as egy attól néhány méterre lévő sekély oldási csatornából, a 4-es pedig egy néhány méterrel még távolabb lévő mély oldási csatornából származik. Ugyanilyen mintavételezés történt az ASC5-6-7 minták esetében, azaz az 5-ös minta sík mészkőfelszínről, a 6-os egy néhány méterre lévő sekély oldási csatornából, a 7-es pedig egy néhány méterre lévő mély oldási csatornából származik. Az ASC5-6-7-es mintavételezési helyen savanyú vegetáció található.



3. ábra: A talaj kémhatása és a mészkő formakincse közötti összefüggés, mészkőjárdák, Észak-Anglia
 Figure 3.: Connection between pH of soils and the features of limestone, limestone pavements, North-England

Mindkét sorozat esetében az oldási formák mélyülésével csökkenő kémhatás tapasztalható (3. ábra). Az ASC2 minta nagy pH-ja (pH=7,80) és karbonát-tartalma (6 %) miatt a talaj alatti kőzet nem oldódik, míg ott ahonnan az ASC4 minta származik 0 % karbonát-tartalom, az alacsony pH miatt a kőzet oldódik. A közbeeső ASC3 minta környezetében, ahol a pH nagy és karbonát-tartalma még jelentős, védelemet nyújt az oldódással szemben, de a sekély oldási csatorna már jelzi, hogy az oldódás lejátszódhat.

Az ASC5-6-7 mintasorozatnál ugyanúgy megfigyelhető a kémhatás csökkenése az oldási formák mélyülésével (3. ábra). Itt egyik talajban sem találtunk szénsavas meszet, a kémhatások alacsonyabbak, mint az ASC2-3-4 mintasorozatnál. Az alacsonyabb kémhatás egyik indikátora a növényzet. Különösen az ASC5 minta esetében valószínűsíthető, hogy ezek a talajok csak a közelmúltban savanyodtak el ilyen mértékben. Az ASC5 minta talaja alatti sík mészkőfelszín ugyanis azt jelzi, hogy a talaj megvédte a felszínt az oldódástól. A savanyodásra való hajlamot a ΔpH magas, 1 körüli értéke is jelzi.

E két mintasorozat jól szemlélteti a talaj kémhatása és a mészkő oldódása közötti összefüggést.

A talajminták másik csoportját mészkőkibukkanások közvetlen közelében (a mészkőjárdák lábainál) és az azoktól minimum néhány méterrel távolabb gyűjtött mintákból képeztük. A kibukkanásoktól távol lévő talajok mélysége több 10 cm is lehet, így lehetőség volt a szelvényből több mintát gyűjteni. Két mintavételi hely kivételével minden esetben nő a kémhatás a mélységgel, de az említett esetekben sem jelentős a kémhatás csökkenése. Ez arra utal, hogy a mélységgel csökken a kilúgozás, ami az alapkőzet közelségével hozható összefüggésbe. Az adatokból kiderül, hogy a mészkővekkal közvetlenül érintkező talajok kémhatása magasabb, mint az azoktól távolabb található talajoké (ZSENI A.– KEVEINÉ BÁRÁNYI I. 2000). A mészkőkibukkanások közvetlen közelében lévő talajok kémhatása $\text{pH}=6,0-6,7$ közötti, karbonát-tartalmuk 0 % (ZSENI A.– KEVEINÉ BÁRÁNYI I. 2000). A kibukkanásoktól távolabbi dolinák, gypes foltok talajai savanyú kémhatásúak, magas, 1 körüli a ΔpH , és ezekkel összefüggésben szénsavas mész tartalmuk 0 % (ZSENI A. – KEVEINÉ BÁRÁNYI I. 2000).

Két esetben - az FF4-5-6 és a HRC4-5-6 mintasorozatokkal - célzottan úgy vettük fel a talajmintákat, hogy megvizsgálhassuk a mészkőjárdák peremein (FF6 és HRC6) és a tőlük néhány méterre lévő füves foltokon található talajok kémhatása közötti különbséget. A füves foltok talajai néhány 10 cm mélységűek, így a 4-es minták a felszíni, az 5-ös minták az alatta lévő, színében, szervesanyag-tartalmában, agyagtartalmában különböző szintből származnak. A kémhatás ugrásszerűen megnő a csupán néhány méterre található, mészkővel közvetlen érintkezésben lévő talajokban, a $\text{pH}=6,6-6,7$ (4. ábra). A gypes foltok talajainak kémhatása igen alacsony, a pH csupán 4 körül van, a mélységgel kismértékben nő. A ΔpH jóval magasabb (1 körüli érték), mint a mészkővel közvetlenül érintkező talajokban. Karbonát egyik talajból sem volt kimutatható.

A talajok kémhatása és karbonát-tartalma, Ördögszántás, Aggteleki Karszt
pH and carbonate content of soils, Ördögszántás, Aggtelek Karst

Mintavételi helyek	Ördögszántás	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	ΔpH	Karbonát tartalom [%]
Gyökérrak	1.	7,81	7,03	0,78	0,5
	5.	7,28	6,64	0,64	0,3
	11.	7,40	6,89	0,51	0,7
	16.	6,95	6,34	0,61	0,2
	19.	7,25	6,51	0,74	0,2
	28.	7,40	6,71	0,69	0,4
	29.	7,30	6,70	0,60	0,2
	35.	7,00	6,31	0,69	0,2
	36.	7,43	6,71	0,72	0,2
	37.	7,90	7,10	0,80	2,2
	41.	7,15	6,46	0,69	0,2
	43.	7,69	6,91	0,78	0,2
	45.	7,31	6,61	0,70	0,2
	46.	7,33	6,60	0,73	0,3
	47.	7,29	6,51	0,78	0,2
48.	7,43	6,39	1,04	0,2	
49.	7,45	6,70	0,75	0,2	
50.	7,78	7,01	0,77	0,4	
Egyéb oldási formák	6.	7,49	6,84	0,65	0,3
	14.	7,02	6,33	0,69	0,2
	17.	7,07	6,26	0,81	0,1
	18.	7,27	6,50	0,77	0,2
	20.	7,45	6,79	0,66	0,8
	25.	7,67	6,86	0,81	0,5
	34.	7,43	6,70	0,73	0,2
42.	7,48	6,65	0,83	0,2	
44.	7,35	6,71	0,64	0,2	
Tektonikus hasadékok	2.	7,31	6,70	0,61	0,3
	3.	7,11	6,45	0,66	0,1
	10.	7,95	7,19	0,76	0,9
	13.	7,41	6,66	0,75	0,1
	23.	7,37	6,52	0,85	0,1
	27.	7,90	7,05	0,85	0,5
	30.	7,09	6,45	0,64	0,2
	38.	7,20	6,57	0,63	0,2
	39.	7,40	6,63	0,77	0,1
40.	7,40	6,61	0,79	0,2	
"karcolt" sík felszín	12.	7,17	6,51	0,66	0,2
	15.	6,95	6,23	0,72	0,3
	32.	6,50	5,78	0,72	0,1
	33.	6,74	6,26	0,48	0,2
"sima" sík felészín	4.	7,21	6,38	0,83	0,1
	22.	7,22	6,41	0,81	0,2
	24.	7,72	6,76	0,96	0,2
	26.	7,72	6,70	1,02	0,3
	31.	6,86	6,24	0,62	0,1
Mészökibukkanás mellől	7.	6,89	6,12	0,77	0,1
	21.	7,14	6,48	0,66	0,1
"nyílt" terület	8.	6,90	6,26	0,64	0,2
	9.	6,80	6,33	0,47	0,2

A talajok kémhatása és karbonát-tartalma, Szársomlyó, Villányi-hegység
pH and carbonate content of soils, Szársomlyó, Villányi Mountain

Mintavételi helyek	Szársomlyó	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	ΔpH	Karbonát tartalom [%]
gyökérrak	4	7,07	6,62	0,45	0,8
	39.	7,61	6,74	0,87	1,1
	40.	7,66	6,72	0,94	0,9
	41.	7,39	6,58	0,81	0,3
egyéb oldási formák	14.	7,23	6,56	0,67	0,2
	17.	6,87	6,2	0,67	0,1
	18.	6,66	6,07	0,59	0,3
	21.	7,06	6,51	0,55	0,5
	26.	7,11	6,90	0,21	1,3
	28.	7,27	6,66	0,61	1,1
	30.	6,86	6,15	0,71	0,2
	31.	6,51	5,90	0,61	0,2
	32.	6,99	6,42	0,57	0,2
	33.	7,14	6,70	0,44	0,6
tektonikus hasadékok	3.	6,84	6,24	0,60	0,3
	9.	7,36	6,51	0,85	0,2
	10.	7,04	6,25	0,79	0,2
	16.	7,23	6,63	0,60	0,5
	20.	6,96	6,32	0,64	0,1
	25.	6,51	5,97	0,54	0,3
	27.	6,70	6,09	0,61	0,2
	29.	7,20	6,45	0,75	0,3
"karcolt" sík felszín	8.	7,06	6,39	0,67	0,2
	11.	7,02	6,43	0,59	0,5
	22.	7,23	6,66	0,57	1,5
"sima" sík felszín	2.	6,86	6,41	0,45	0,2
	15.	6,95	6,39	0,56	0,2
	19.	6,76	6,16	0,60	0,2
	23.	7,05	6,50	0,55	0,4
Mészkökibuk- kanás mellől	24.	7,29	6,59	0,70	0,5
	1.	7,00	6,30	0,70	0,2
	5.	6,86	6,30	0,56	0,1
	12.	6,53	5,84	0,69	0,1
"nyílt" terület	34.	7,00	6,25	0,75	0,1
	6.	6,33	5,62	0,71	0,1
	7.	6,81	6,08	0,73	0,1
	13.	6,86	6,22	0,64	0,1
	35.	6,74	5,93	0,81	0,1
	36.	7,00	6,18	0,82	0,1

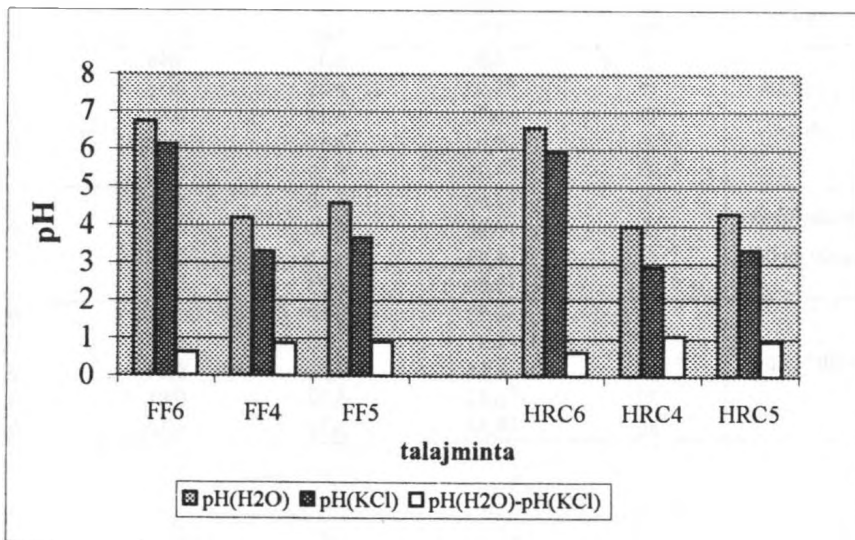
A kémhatás és a karbonát-tartalom átlagai
Means of pH and carbonate content

Mintavéte- li helyek	pH(H ₂ O)		pH(KCl)		ΔpH		karbonát tartalom [%]	
	Ördög- szántás	Szár- Somlyó	Ördög- szántás	Szár- somlyó	Ördög- szántás	Szár- somlyó	Ördög- szántás	Szár- somlyó
Gy	7,40	7,43	6,67	6,67	0,72	0,77	0,4	0,8
O	7,36	6,96	6,63	6,38	0,73	0,57	0,3	0,5
Gy+O	7,38	7,20	6,65	6,53	0,73	0,67	0,3	0,6
T	7,41	7,00	6,68	6,32	0,73	0,68	0,3	0,3
Sk	6,84	7,10	6,20	6,49	0,65	0,61	0,2	0,7
Ss	7,35	6,98	6,50	6,41	0,85	0,57	0,2	0,3
M	7,02	6,85	6,30	6,17	0,72	0,68	0,1	0,1
Ny	6,85	6,75	6,30	6,01	0,56	0,74	0,2	0,1

Jelmagyarázat: Gy: gyökérrarr, O: egyéb oldási forma, T: tektonikus hasadék, Sk: "karcolt" sík felszín, Ss:

"sima" sík felszín, M: mészkőbukkanás mellől, Ny: nyílt füves terület

Legend: Gy: soils from root-karren, O: soils from other solutional forms, T: soils from tectonical fissures, Sk: soils from "etched" flat surfaces, Ss: soils from "smooth" flat surfaces, M: soils at foot of limestone outcrop, Ny: soils from grass patches



4. ábra: A mészkő közelsége és a talaj kémhatása közötti összefüggés, mészkőjárdák, Észak-Anglia
Figure 4. Connection between pH of soils and proximity to limestone, limestone pavements, North-England

A tektonikus hasadékokból származó talajminták kémhatása igen változatos: $\text{pH} = 5,5-7,5$. A savanyú talajok magas, 1 körüli ΔpH -val rendelkeznek.

3.2. Az Ördögszántás és a Szársomlyó talajai

A talajmintákat aszerint csoportosítottuk, hogy azok különböző oldási karr-formákból, hasadékokból, viszonylag sík mészkőfelszínnek tetejéről vagy a mészkőkibukkanásoktól távolabbi füves területekről származnak. Az oldási formák talajait két részre osztottuk: a gyökérkarrokból és az egyéb oldási formákból származó talajokra. A sík mészkőfelszínekről gyűjtött talajmintákat is két csoportba rendeztük aszerint, hogy teljesen sima mészkőfelszínről (vagyis ahol a talaj alatt oldási folyamat nem valószínűsíthető) vagy „karcolt” felületről (ahol a makroszkopikusan sík felületen kicsiny oldási formák észlelhetőek a talaj alatt) származnak.

Az angliai talajvizsgálatok eredményeinek ismeretében azt vártuk, hogy nagy különbségek lesznek a különböző karsztformákból, karsztformákról gyűjtött talajminták kémhatásaiban. Az eredmények azonban csak kis eltéréseket mutatnak (*I., II. táblázat*). Az Ördögszántáson a legalacsonyabb $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) = 6,50$, a legmagasabb pedig 7,95, míg a Szársomlyó esetében ezek az értékek 6,33 és 7,66 (az angliai talajmintáknál 3,73 és 7,67 a két szélső érték). A ΔpH értékek általában magasabbak, mint amelyet semleges és gyengén savanyú kémhatású talajok esetében várnánk. A talajok szénsavas mész tartalma alacsony, általában 0,5 % alatti, és a legmagasabb érték is csupán 2,15 %. Az alacsony szénsavas mész tartalmú talaj valószínűleg nem képes teljesen megvédeni az alatta fekvő mészkövet az oldástól, mivel csekély a talaj karbonáttelítődési képessége.

Az Ördögszántás gyökérkarrait kitöltő talajok pH -ja és szénsavas mész tartalma hasonló a Szársomlyó gyökérkarjai talajához: semleges és gyengén lúgos kémhatás, alacsony szénsavas mész tartalom. A ΔpH értékek magasabbak, mint azt ilyen kémhatásoknál várnánk. (*I., II. táblázat*).

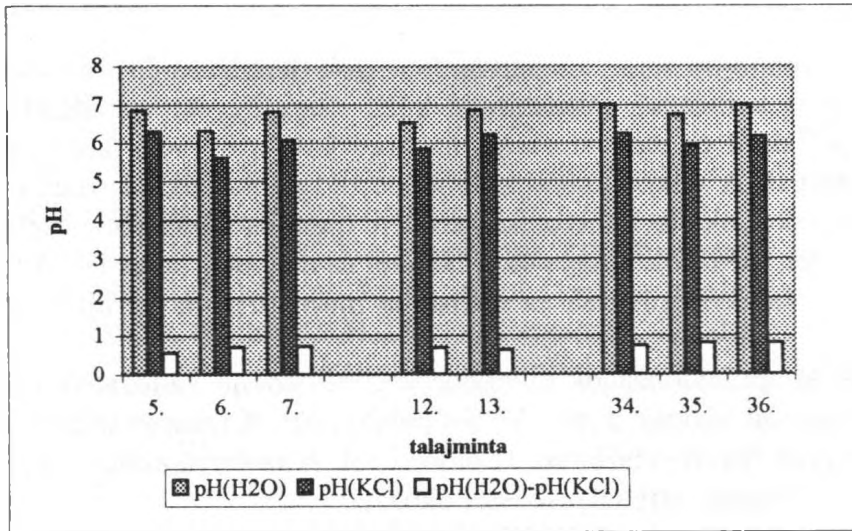
Az egyéb oldási formákból gyűjtött talajok az Ördögszántás területén kicsit magasabb pH -val rendelkeznek, mint a Szársomlyón (*III. táblázat*). A Szársomlyó talajainak ΔpH -ja alacsonyabb, mint az Ördögszántás talajainál tapasztalt, ami kisebb savanyodási tendenciát jelez az egyéb oldási formák esetében a Szársomlyón. A gyökérkarrok és az egyéb oldási formák talajai között az ördögszántási minták esetében nincs jelentős különbség. A Szársomlyón a gyökérkarrok talajainak pH -ja kb. 0,5-del magasabb, mint az egyéb oldási formák talajaié (*III. táblázat*).

Meglepő a különbség az angliai mészkőjárdák területén található oldási formákból gyűjtött talajok és a magyarországi karmezők oldási formáit kitöltő talajok között. Az angliai minták esetében az alacsony kémhatások (a vizes pH átlaga az oldási formák talajaiban: 6,61) jelenleg is zajló oldási folyamatokat mutatnak. A magyarországi minták kémhatása azonban azt jelzi, hogy a talaj elég jól megvédheti az alatta fekvő mészkövet az oldástól. A talajok alacsony szénsavas mész tartalma azonban valószínűleg nem teszi lehetővé a talajon átszivárgó víz telítődését, így a védelem bizonyára nem teljes. A jelenlegi talaj-pH ismeretében arra kell következtetnünk, hogy ezek az oldási formák vagy korábbi folyamatok eredményeként alakultak ki, vagy olyan folyamatok játszódnak le jelenleg a talajokban, amelyek időszakosan (évszak, napszak) az oldási folyamatok felerősödését okozzák. A szársomlyói talajmintákat 2001 áprilisában, az Ördögszántási-talajmintát 2001 szeptemberében gyűjtöttük. Az Ördögszántáson 1998 júliusában – egy másik kutatás keretében – is történt már egy mintavételezésünk, amely talaj azonban teljesen hasonló kémhatással és szénsavas mész tartalommal rendelkezik, mint az őszi vizsgálatkor tapasztaltak. Ezek ismeretében inkább az állítható, hogy a karmezők oldási formái (nemcsak a jól ismert gyökérkarrok, de az egyéb formák is) korábban keletkeztek. Talán a talaj egykori savasabb volta segítette a kialakulásukat, vagy a maihoz hasonló kémhatású, azaz csekély oldóképességű talaj igen hosszú ideig tartó hatásaként jöttek létre a jelenleg megfigyelhető formák. A jelenlegi talajkitöltés segíti a formák konzerválását, de úgy tűnik, jelentős mértékű oldási folyamatokhoz már nem járul hozzá. Minthogy a gyökérkarrok a területet borító korábbi növényzet főként gyökérsavak általi oldása következtében alakultak ki, így ezek esetében tudjuk, hogy nem a jelenlegi talajok felelősek a kialakulásukért.

A hasadékokból származó talajminták kémhatása és szénsavas mész tartalma hasonló az oldási formák talajainál tapasztaltakhoz. A szársomlyói tektonikus hasadékokból származó talajminták átlagos kémhatása 0,2 pH-val alacsonyabb az oldási formák talajai átlagánál, az Ördögszántáson azonban gyakorlatilag nincs különbség a tektonikus és az oldási eredetű formákból származó talajok kémhatása között. (*I., II., III. táblázat*).

További érdekes kérdést jelent, hogy vajon van-e különbség a teljesen sima felszínű sík mészkövet borító talajok (ahol a forma alapján nem feltételezünk oldódást) kémhatása és azon sík felszínekről származó talajok kémhatása között, ahol kis oldási karcolatok, csatornácskák találhatóak a talajborítás alatt. Az Ördögszántás talajai esetében az oldódás és a talaj kémhatása közti összefüggés ezt bizonyítani látszik. A „*karcolt*”, oldódási formákat mutató felszíneket borító talajok kémhatása savasabb (átlag

pH(H₂O) = 6,84), mint a teljesen sima felszíneket borító talajoké (átlag pH(H₂O) = 7,35) (I., III. táblázat). A Szársomlyóról származó talajmintáknál azonban nem mutatható ki ilyen összefüggés. Sőt, a teljesen sima felszíni mészkőfelületek talajai kis mértékben savanyúbbak és magasabb mésztartalommal rendelkeznek (átlag pH(H₂O) = 6,98), mint a karcolt felszíneket borító talajok (átlag pH(H₂O) = 7,10) (II., III. táblázat). A Szársomlyón a sík felszínek talajainak ΔpH-értékei kisebb savanyodási tendenciát jeleznek, mint az Ördögszántás esetében. Az angol mészkőjárdás területek sík mészkőfelszíneiről gyűjtött talajok kémhatása az Ördögszántás sík felszíneket borító talajaiéhoz hasonló, a ΔpH-értékei azonban a Szársomlyó talajaival mutatnak egyezést.



5. ábra: A mészkő közelsége és a talaj kémhatása közötti összefüggés, Szársomlyó, Villányi-hegység
 Figure 5. Connection between pH of soils and proximity to limestone, Szársomlyó Hill, Villányi Mountain

Hasonlóan az angliaihoz, a magyar karrmezőkön is gyűjtöttünk talajmintákat mészkőkibukkanások lábainál és a tőlük néhány méterre lévő, feltételezhetően mélyebb talajrétegű füves területekről. Ezek az összetartozó talajminták a következők: Ö 7-8-9, SZ 5-6-7, SZ 12-13 és SZ 34-35-36. Az Ö 7, SZ 5, SZ 12 és SZ 34-es minták közvetlenül a mészkőkibukkanások mellől származnak. Az Ö 8-9, SZ 6-7, SZ 13 és SZ 35-36 minták a mészkőkibukkanások közeli füves területekről származnak. Az SZ 13 esetében kb. 10 cm volt a talajvastagság, a többi esetében 15-20 cm. Az Ö 8, SZ 6, SZ 13, SZ 35 a talaj felső 10 cm-éből származnak, míg az Ö 9, SZ 7 és SZ 36 mélyebbről, 10-15 cm-ről. A mérések eredményei nem mutatják az angliai mintáknál tapasztalt jelentős különbséget a kémhatásban (4., 5. ábra). Az Ö 7-8-9 talajminták kémhatásai lényegesen nem különböznek (I. táblázat). Az

SZ 5-6-7 és SZ 34-35-36 minták már mutatnak némi különbséget a mészkő-kibukkanások lábánál és a tőlük távolabb elhelyezkedő talajok kémhatása között, de ez utóbbiak kémhatása korántsem olyan savas, mint az angliai mintáké. A füves foltok mélyebbről (gyakorlatilag az alapközetről) származó talajainak kémhatása megegyezik a mészkőkibukkanás lábánál lévő talaj kémhatásával. Ennek a legfőbb oka a magyarországi és angliai területek talajvastagságának különbözőségében rejlik: a magyarországi karrmezőkön vastag talajborítás sehol nem volt található, így a mészkő közelsége magas pH-t eredményezett a füves foltok esetében is, míg az angliai területeken a mészkőkibukkanásoktól távolabb mély talajokkal talákoztunk.

4. Összefoglalás

A kutatások során a talajtulajdonságok (kémhatás és szénsavas mész tartalom) és a mészkő formakincse közti összefüggést vizsgáltuk angliai mészkőjárdákról és magyarországi karrmezőkről származó talajminták felhasználásával. A talajmintákat különböző oldási formákból (oldási csatornák, gyökérkarrok stb.), tektonikus eredetű hasadékokból, sík mészkőfelszínnek tetejéről, mészkőkibukkanások lábaitól és nagyobb füves foltokról gyűjtöttük. A talajok kémhatása és szénsavas mész tartalma került meghatározásra.

A talajtulajdonságok különbözőségéből adódó változatos oldási feltételek hatással vannak a mészkő formakincsére. A meszes talajok megvédi az alattuk fekvő mészkövet az oldódástól. A savanyú kémhatás az oldási formák mélyülését, terebélyesedését okozza.

A magyarországi és angliai területekről származó talajminták összehasonlítása a következő főbb eredményeket mutatja.

- Az angliai minták esetében a különböző karsztos formákat borító, kitöltő talajok kémhatásában jelentős különbség tapasztalható. Annak ellenére, hogy a magyarországi karrmezőkön is megfigyelhető a formakincs kis területen belüli előforduló változatossága, a talajkémhatásokban az angliai talajok változatosságához képest csupán kis eltérések figyelhetők meg. Mind a Szársomlyó, mind az Ördögstantás karrmezejének talajai homogénebbek. Az angliai mészkőjárdák területén azonban nemcsak a formakincs, hanem a talaj kémhatása is változik kis távolságokon belül.
- Az angliai talajok mérési eredményei igazolják, hogy a savanyúbb talajok alatt mélyebb oldási formák jönnek létre, mivel az oldóképességük nagyobb, mint a semleges talajoké.
- A magyarországi karrmezők mély és jól kifejtett oldási mélyedéseiből származó talajainak semleges és gyengén lúgos kémhatása arra enged kö-

vetkeztetni, hogy a talajok megvédik az alattuk lévő mészköveket az oldódástól (bár az alacsony szénsavas mész tartalom nem teszi lehetővé a talajon átszivárgó víz telítődését, így a védelem bizonyára nem teljes). A talajkémhatások tehát nem jeleznek erőteljes, jelenben lejátszódó oldási és karrformálási folyamatokat. Ezen oldási formák kialakulása a múltban történt (ami a gyökérkarrok esetében ismert), vagy – kevésbé valószínűen – esetleg a talaj kémhatásának időszakos (évszakos, napi) savanyodása okozhatja a megfigyelt oldási formák jelenkori alakulását

- Az angliai vizsgálatok igazolják, hogy a mészkőkibukkanások lábainál a mészkővel közvetlen érintkezésben lévő talajok pH-ja jóval magasabb, mint a tőlük távolabb, füves foltokon elhelyezkedő, mészkővel közvetlenül nem érintkező talajok, azaz nemcsak a talajnak van hatása a mészkő formakincsére, hanem a mészkő közelsége is befolyásolja a talajok kémhatását.

IRODALOM

FORD, D.-WILLIAMS, P. (1989): Karst geomorphology and hydrology. - Published by Chapman & Hall, London, p. 601

SWEETING, M. M. (1966): The weathering of limestone (with particular reference to the Carboniferous limestone of Northern England). - In: Essays in Geomorphology (editor: G. H. Dury), Heinemann, London, p. 177-210.

TRUDGILL, S. (1985): Limestone geomorphology. - In: Geomorphology Texts 8. (edited by K. M. Clayton), Longman, p. 53-70.

ZSENI, A.-KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (2000): Nagy-Britannia mészkőjárdái és a talaj hatása azok fejlődésében. – Karsztfelődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 181-194.

A TALAJ ÉS NÖVÉNYZET NEHÉZFÉM-TARTALMÁNAK VIZSGÁLATA KARSZTOS MINTATERÜLETEN

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA¹-ZSENI ANIKÓ²-KASZALA RITA¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2. keveibar@earth.geo.u-szeged.hu, rita@geo.u-szeged.hu

²Szegedi Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2. zseniani@sze.hu

Abstract: The heavy metal content of soils and plants in two dolines was examined in the karstic regions of Bükk Plateau and Aggtelek Karst (North-East Hungary). The ecological conditions can vary in short distances in dolines according to the different slope exposures so the characteristics of soils and plants are also variable. The paper introduces the results of heavy metal analysis of soils and plants.

Bevezetés

Kutatásaink során a Bükk-fennsík és az Aggteleki Karszt egy-egy dolinjára talajainak és növényzetének a nehézfém-tartalmát határoztuk meg. A vizsgálatok a fenti területeken lévő mintaterületeinken folyó kutatásokhoz kapcsolódnak, amelyek egyik célja a karsztos talaj állapotának általános felmérése (általános fizikai, kémiai tulajdonságok, felvehető kationok, nehézfémek). Az állapotfelmérésen túl ezek a vizsgálatok a dolinák esetében azért is érdekesek, mert kis területen belül a különböző kitétséggű lejtők különböző ökológiai feltételeket kínálnak, és ezek a különbségek a talaj tulajdonságaiban is nyomon követhetők. Jelen tanulmány a talajok nehézfém-tartalmára koncentrál, bemutatja a talajok összes és növények számára felvehető nehézfémjeinek mennyiségét, a kettő közti kapcsolatot, a különböző kitétséggű lejtők talajaiban megfigyelhető különbségeket, valamint a nehézfémek talajszelvényen belüli mélységi eloszlását. A talajmintavételi helyek növényzetének nehézfém vizsgálatával egyrészt adatokat szolgáltatunk a karsztos területek lágyszárú vegetációjának nehézfém-tartalmáról, másrészt megkísérlünk összefüggéseket keresni a talajok és a növényzet nehézfém-tartalma között.

A karsztos térszínek leggyakoribb felszínformáinak, a dolináknak a kialakulását és fejlődését számtalan ökológiai tényező befolyásolja. A dolinák a környezeti tényezők egymásra hatásaként kialakult önálló dinamikai egységek, ezért a karsztökológiai vizsgálatokra különösen alkalmas mikrotérségek (KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1987). A dolinák fejlődésében a leg-

fontosabb szerepet a mikroklíma játssza, amely kölcsönhatásban van a talajjal, a talajban lejátszódó biológiai folyamatokkal és ezzel összefüggésben a talaj alatti korróziós denudáció dinamikájával (KEVEINÉ BÁRÁNYI. 1985). Hasonlóan más karsztvizsgálatokhoz, a dolinavizsgálatok is abból az alapfeltevésekből indulnak ki, hogy a karbonátos alapkőzeten a víz oldó hatása a legfontosabb tényező. A víz összetételének változása kis területen belül is különbségeket hoz létre a karbonátos kőzetek oldódásának mértékében. A dolinák talajai különböző kitértségű, lejtőszögű felszíneken helyezkednek el, és ez alapvetően meghatározza azok fizikai és kémiai tulajdonságait. A talajréteg vastagsága, áteresztőképessége, textúrája, szerkezete, kémiai tulajdonságai meghatározó szerepet töltenek be a denudációs folyamatban, de egyidejűleg szűrik és pufferozzák a külső, karsztidegen anyagokat. A felszíni areális és a talajbani áthalmozási folyamatok lejtőirányban játszódnak le. Mivel ezek határozzák meg a talajon keresztül szivárgó víz oldóképességét, különösen fontos a talajban lejátszódó fizikai és kémiai folyamatok ismerete. A folyamatokat alapvetően befolyásoló mikroklímával szoros kölcsönhatásban fejlődik a kőzetet borító talaj, változnak a talajban lejátszódó biológiai folyamatok, s velük összefüggésben alakul ki a talajok alatti korróziós denudáció dinamikája. A dolinafenéken és a lejtők nagy részén az erdőtalajok dinamikáját jelző agyagos talajok, a kőzetkibukkanásos részeken és különösen a D-i lejtőn (É-i kitértség) a fekete rendzina talajok fordulnak elő (KEVEINÉ BÁRÁNYI. 1987).

A nehézfémek vizsgálatokor a fentiek értelmében szükségünk van a talajok pufferekapacitását meghatározó tulajdonságok ismeretére. A kémhatás, a szénsavas mész, agyag- és szervesanyag-tartalom, valamint az agyag-ásványok minősége, mint a pufferekapacitást leginkább meghatározó tényezők, jelentős szereppel bírnak a nehézfémek mobilitása szempontjából is. A megfelelő kémhatású, magas agyag- és szervesanyag-tartalmú talaj ugyanis nagyobb mennyiségű nehézfém adszorpcióra képes, ezáltal csökkenti azok mobilitását. A talajoldatba kerülő nehézfémek egyrészt a növények számára felvehető formát jelentenek, másrészt a mészkövek gyakran igen sekély talajrétegén át könnyen elérhetik a repedezett alapkőzetet, majd a fontos ivóvízbázist jelentő karsztvizet.

Anyagok és módszerek

1998 nyarán került sor egy-egy dolina vizsgálatára a Bükk-fennsíkon és az Aggteleki Karszton. A dolina 4 fő égtáj szerinti kitértségű lejtőin - lejtőközépen - a dolina aljában, valamint az aggteleki dolinában ezeken kívül a peremen is történt mintavételezés. A talajokat 10 cm-enként mintáztuk

meg, általában 40 cm-es mélységig. A bükki dolina D-i és Ny-i lejtőin csak 20 cm-es volt a fekete rendzina talajtakaró, így ott csak 2-2 talajminta vételezésére volt lehetőség. A talajok kőzetdarabokkal igen átkeverték, kivétel a dolinák aljának talajai, ahol nagy vastagságú, agyagos talaj fordult elő. A dolina növényzetét szőrfüves gyeptársulás alkotta, helyenként megjelent a boróka, a kökény, és fásszárú csemeték is (vadkörte, mogyoró, tölgy). A talajmintavételezési helyeken 1 m²-nyi terület lágyszárú növényzetét (gyökérszövet nélkül) gyűjtöttük be, kaszálással.

A talajvizsgálatok során meghatároztuk a pH(H₂O)-t, pH(KCl)-t, a szénsavas mész és szervesanyag-tartalmat, valamint a nehézfém-tartalmat. A talajok kémhatását 1:2,5-ös szuszpenzióban (desztillált vízzel ill. 1 mol/dm³ KCl oldattal) (*TALAJ- ÉS AGROKÉMIAI VIZSGÁLATI MÓDSZERKÖNYV 2.*, 1988), a szénsavas mész tartalmat Scheibler-féle kalciméterrel mértük meg (*TALAJ- ÉS AGROKÉMIAI VIZSGÁLATI MÓDSZERKÖNYV 2.*, 1988). A talajok szervesanyag-tartalmát kénsavas közegben K₂Cr₂O₇ oldattal oxidáltuk, majd spektrofotométerrel mértük (*BECK-BURGER-PFEFFER-TEICHMANN*, 1994). A nehézfém-vizsgálatokhoz az 5-10 és a 30-40 cm-es (sekélyebb talajoknál a legalsó) talajrétegeket használtuk fel. A nehézfémek mennyiségét kétféle (királyvizes ill. Lakanen-Erviö-féle) feltárást követően atomabszorpciós spektrofotométerrel mértük meg (*BECK-BURGER-PFEFFER-TEICHMANN*, 1994). A királyvizes feltárással gyakorlatilag a talajok összes nehézfém-tartamát tudtuk meghatározni, míg a másik módszer a mobil, növények számára felvehető formában jelen lévő nehézfémek meghatározására szolgál (*BECK-BURGER-PFEFFER-TEICHMANN*, 1994).

A növények nehézfém-tartalmának meghatározásakor a kiszáritott és dörzsmozsárban összetört növényi anyagból 2,5 g-ot 10 ml HNO₃ hozzáadásával 120 °C-on 2-4 órán át tártuk fel. Lehűlés után 3-4 ml 70 %-os perklórsavat adtunk hozzá és ismét 120 °C-on 1 óra hosszat folytattuk a feltárást. Ezt követően atomabszorpciós spektrofotométerrel határoztuk meg a nehézfém-tartalmat (*ROWELL, D. L.* 1994).

*A dolinák talajainak kémhatása, szénsavas mész és szervesanyag-tartalma
pH, carbonate content and organic matter content of soils of dolinas*

*I. táblázat
Table 1.*

Bükk dolina	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	DpH	Karbonát tartalom [%]	Szervesanyag-tartalom [%]
É/5-10	5,90	5,30	0,60	0,0	46,6
É/10-20	5,88	5,26	0,62	0,0	29,1
É/20-30	6,13	5,49	0,64	0,0	14,2
É/30-40	6,12	5,24	0,88	0,0	15,8
K/5-10	5,87	5,06	0,81	0,0	53,7
K/10-20	5,99	5,23	0,76	0,0	28,9
K/20-30	6,20	5,40	0,80	0,0	24,0
K/30-40	6,20	5,09	1,11	nyomokban (ny)	
D/5-10	6,84	6,42	0,42	ny	igen magas
D/10-20	7,37	6,88	0,49	0,8	84,7
Ny/5-10	6,93	6,61	0,32	0,5	73,4
Ny/10-20	7,20	6,85	0,35	0,9	58,6
A/5-10	5,03	4,46	0,57	0,0	igen magas
A/10-20	5,45	4,77	0,68	0,0	igen magas
A/20-30	6,40	5,84	0,56	0,0	8,3
A/30-40	6,51	5,84	0,67	0,0	10,4
A/40-50	6,52	5,83	0,69	0,0	10,9
Aggtelek dolina	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	DpH	karbonát-tartalom [%]	szervesanyag-tartalom [%]
É/5-10	6,10	5,24	0,86	0,0	25,4
É/10-20	6,36	5,42	0,94	0,0	28,3
É/20-30	6,58	5,81	0,77	ny	38,2
É/30-40	7,01	6,32	0,69	ny	27,3
K/5-10	5,53	4,52	1,01	0,0	24,1
K/10-20	5,64	4,65	0,99	0,0	17,3
K/20-30	6,17	5,16	1,01	0,0	16,7
K/30-40	6,03	4,81	1,22	0,0	16,5
D/5-10	7,05	6,53	0,52	ny	47,1
D/10-20	7,24	6,45	0,79	ny	21,2
D/20-30	7,20	6,03	1,17	ny	12,0
D/30-40	7,20	6,00	1,20	ny	12,9
Ny/5-10	5,80	4,90	0,90	0,0	30,5
Ny/10-20	6,39	5,56	0,83	0,0	18,0
Ny/20-30	6,53	5,43	1,10	0,0	35,2
Ny/30-40	6,56	5,42	1,14	0,0	23,4
A/5-10	5,54	4,70	0,84	0,0	41,8
A/10-20	5,68	4,64	1,04	0,0	17,6
A/20-30	5,86	4,54	1,32	0,0	27,4
A/30-40	5,85	4,70	1,15	0,0	21,0
A/40-50	5,70	4,70	1,00	0,0	25,5
P/5-10	5,95	5,14	0,81	0,0	38,0
P/10-20	6,06	5,16	0,90	0,0	38,8
P/20-30	6,52	5,63	0,89	0,0	28,9
P/30-40	6,29	5,09	1,20	0,0	23,3

Eredmények

A pufferképességet meghatározó talajtulajdonságok

A dolinákban kimutattuk, hogy a talaj kémhatása uralkodóan gyengén savanyú, helyenként savanyú, semleges, de gyengén lúgos kémhatások is előfordulnak (*I. táblázat*) (ZSENI A. – KEVEINÉ BÁRÁNYI. 2001). A kémhatás a mélységgel lefelé haladva nő. Égtájak szerint jelentős különbségek mutathatók ki: a bükki dolinában a D-i és Ny-i lejtőkön semleges ill. gyengén lúgos a kémhatás (pH=7 körül), az É-i és K-i lejtőn, valamint a dolina aljában gyengén savanyú (pH=6 körül). Az aggteleki dolinában ugyancsak magasabb (pH=7) kémhatással találkozunk a D-i lejtőn, azonban itt a Ny-i lejtőn már alacsonyabb, gyengén savanyú a talaj kémhatása. Az égtájak szerint a talajok kémhatása az alábbi sorrendben csökken az aggteleki dolinában: D>É>Ny>Perem>K>Alj. A Δ pH értékek (azaz a vizes és a KCl-os kémhatás különbsége, amely a talajok savanyodási tendenciájáról nyújt számunkra információt: a magas, 1 körüli értékekkel rendelkező talajokban a savanyodási tendencia erősebb, mint a kisebb értékkel bíró talajokban) magasabbak az aggteleki dolinában (0,5-1,3) mint a bükkiben (0,3-1,1). A talajok szénsavas mész tartalma a gyengén savanyú kémhatásoknak megfelelően 0%, kivétel a semleges kémhatású talajok, ahol nyomokban (1% alatt) megjelenik (*I. táblázat.*).

A szénsavas mész hiánya miatt a talajok pufferképességét a magas szervesanyag-tartalom növeli meg azokban a talajokban is, ahol a kémhatás alacsony (*I. táblázat*). (A szervesanyag-tartalom meghatározása során gondot okozott, hogy sok talajminta esetében – mint ez a rendzina talajokra jellemző – a talaj rendkívül sok elbomlatlan illetve félig elbomlott szerves maradványt tartalmazott, és csupán nagyon kevés ásványi alkotórészt. A talajok 0,2 mm-es szitán történő átszitálása sem tette teljesen lehetővé ezen félig elbomlott növényi részek elválasztását. Mivel nézetünk szerint ezek is a talaj alkotórészeinek tekintendők, lévén meghatározó szerepük van a talaj tulajdonságok kialakításában, ezért nem érezzük gondnak, hogy emiatt nagyon magas szervesanyag-tartalmakat mértünk.) A bükki dolina D-i és Ny-i lejtőin, valamint a dolina alján 5-20 cm-en 70-80 %-ot meghaladó, a fekete rendzinára jellemző értékeket mértünk (ZÁMBÓ L.-TELBI SZ T. 2000). Az É-i és K-i lejtőkön a legfelső talajréteg ugyancsak nagyon sok szervesanyagot tartalmaz, azonban a mélyebb szintekben az érték lecsökken (15-25 %), akárcsak a dolina alján, ahol a 20 cm-es mélységtől a talaj szemmel láthatóan is megváltozik, agyagos, világos színű lesz, a felszíni réteghez képest kisebb (10 %-os) szervesanyag-tartalommal. Az égtájak szerinti kü-

lönbözőséget az okozza, hogy a D-i és Ny-i lejtőn a kitérttség miatt (É-i és K-i) kedvezőtlenebbek a biológiai lebomlás feltételei, mint a Ny-i és D-i kitérttségű K-i és É-i lejtőn. Az északi és keleti kitérttségű lejtőkön ugyanis a talajok nedvesebbek és hidegebbek, ezért a biológiai lebomlás lassúbb. Ezért itt nagyon sok elbomlatlan szerves maradvánnyal találkozunk. Az aggteleki dolinában az égtájak szerint nem figyelhetünk meg ennyire markáns eltéréseket, de a felszíni réteg szervesanyag-tartalma itt is a D-i és Ny-i lejtőn, a dolina alján és peremén a legmagasabb. A magas szervesanyag-tartalom megnöveli a talajok pufferkapacitását, mivel kötött formában képes tartani a nehézfémek egy részét.

Nehézfém-vizsgálatok a dolinákban

A mészkövek nehézfém-tartalma nem túl magas. *MERIAN E.* (1984) vizsgálatai szerint a mészkövek az alábbi átlagos koncentrációban tartalmazzák a különböző nehézfémeket: Cu: 4, Co: 2, Cd: 0,165, Ni: 15, Pb: 5, Zn: 23, Mn: 700 ppm. *KABATA-PENDIAS A.-PENDIAS H.* (1984) a következő értékeket közli: Cu: 2-10, Co: 0,1-30, Cd: 0,035, Ni: 7-20, Pb: 3-10 ppm.

BRÜMMER G. W. et al. (1991) a következő mobilitási sorrendet állította fel a kémhatások viszonylatában: a Cd: pH<6-6,5, a Mn, Ni, Zn, Co pH<5,5, az Al, Cu pH<4,5, az Pb pH<4 esetében válik mobilabbá. Ebből is kitűnik, hogy az alacsonyabb kémhatás elősegíti a nehézfémek mobilitását, azaz talajoldatba kerülését.

A talajok Zn, Cd, Pb, Ni, Co és Cr-tartalmát határoztuk meg (*II, III. táblázat*) (A táblázatban az „Ö” az összes, az „F” a felvehető nehézfémeket jelenti, az „F/Ö%” pedig a felvehető nehézfémnek az illető összes nehézfémhez viszonyított %-os mennyiségét jelenti.). Minden nehézfémnél feltüntettük a 10/2000. (VI. 2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete által megadott, rá vonatkozó szennyezettségi határértéket és háttér koncentrációt (*MAGYAR KÖZLÖNY*, 2000 b). (A háttér koncentráció egy reprezentatív érték, egyes anyag természetes vagy ahhoz közeli állapotot jellemző koncentrációja a talajban, míg a szennyezettségi határérték a talajok multifunkcionalitásának és a felszín alatti vizek szennyezésével szembeni érzékenységének figyelembe vételével meghatározott kockázatos anyag koncentráció (*MAGYAR KÖZLÖNY*, 2000 b).) A talajok a Cd és Ni tekintetében bizonyultak szennyezettnek. (A táblázatban kiemeltük a szennyezettségi határértéket meghaladó eredményeket.) Az aggteleki dolina Co és Cr tartalma egyértelműen magasabb, a Cd tartalma alacsonyabb a bükkői dolina talajaihoz képest.

A dolinák talajainak kadmium, nikkel és ólom-tartalma
Cadmium, nickel and lead content of soils of dolinas

Dolina	Cd [ppm]		Cd F/Ö[%]	Ni [ppm]		Ni F/Ö[%]	Pb [ppm]		Pb F/Ö[%]
	Ö	F		Ö	F		Ö	F	
Bükk									
É/5-10	0,69	0,67	97,1	43,0	1,7	4,0	34,3	13,4	39,1
É/30-40	0,34	0,21	61,8	43,1	1,5	3,5	25,1	8,9	35,5
K/5-10	3,25	2,28	70,2	47,6	1,7	3,6	43,0	14,0	32,6
K/20-30	2,14	0,95	44,4	47,0	0,7	1,5	24,5	6,2	25,3
D/5-10	6,66	6,11	91,7	56,3	5,0	8,9	116,2	73,0	62,8
D/10-20	7,38	6,10	82,7	68,1	5,5	8,1	66,6	34,7	52,1
Ny/5-10	9,78	8,40	85,9	65,9	8,3	12,6	71,1	31,2	43,9
Ny/10-20	9,93	8,52	85,8	66,5	8,8	13,2	61,5	23,1	37,6
A/5-10	1,18	1,08	91,5	30,8	2,0	6,5	32,0	15,6	48,8
A/40-50	0,61	0,52	85,2	41,7	1,0	2,4	26,7	12,1	45,3
Aggtelek									
É/5-10	0,91	0,24	26,4	51,2	3,1	6,1	78,3	24,7	31,5
É/30-40	1,23	0,19	15,4	59,4	3,3	5,5	71,7	23,0	32,1
K/5-10	0,50	0,19	38,0	50,2	2,3	4,6	76,0	17,7	23,3
K/30-40	1,02	0,06	5,9	64,0	1,8	2,8	70,1	16,4	23,4
D/5-10	0,87	0,27	31,0	49,1	2,2	4,5	49,2	9,5	19,3
D/30-40	0,99	0,00	0,0	48,4	1,5	3,1	38,4	5,4	14,2
Ny/5-10	1,14	0,30	26,3	57,0	3,1	5,4	66,8	13,8	20,7
Ny/30-40	1,40	0,18	12,9	63,7	2,1	3,4	61,0	11,5	18,9
A/5-10	0,71	0,40	56,3	43,2	3,1	7,2	88,6	17,4	19,6
A/40-50	0,99	0,39	39,4	47,7	2,9	6,0	81,3	12,9	15,9
P/5-10	0,89	0,37	41,6	48,8	2,5	5,0	81,8	17,7	21,6
P/30-40	1,00	0,23	23,0	55,3	2,3	4,1	73,1	15,5	21,1
háttér konc.	0,5			25			25		
szenny. hat.	1			40			100		

A bükki dolina talajának nehézfém-tartalma

A bükki dolina talajaiban egyértelműen megmutatkozik az égtájak szerinti elkülönülés. A dolina D-i és Ny-i lejtőjének talajában a vizsgált nehézfémek nagyobb mennyiségben fordulnak elő, mint az É-i és K-i lejtőn (II, III. táblázat). Ez a felvehető nehézfém-tartalmak esetében is megfigyelhető, kivéve a felvehető Cr-tartalmat, mert a króm felvehető formában gyakorlatilag nincs jelen a dolina talajában. A dolina alján feldúsulás nem tapasztalható. Az É-i lejtőn valamivel alacsonyabbak az értékek, mint a K-in. Szennyezettségi határérték-túllépés a kadmium és a nikkel esetében fordul elő (az ólom-tartalom egy talajmintában haladja meg a határértéket). A cink,

kobalt és króm esetében nem mutatható ki terhelés a dolina talajában. A felvehető nehézfém tartalmakat az összes nehézfém tartalomhoz viszonyítva a következő mobilitási sorrendet lehetett felállítani: $Cd > Pb > Co \sim Zn > Ni > Cr$, azaz a króm a legjobban, a kadmium pedig a legkevésbé fixálódik a talajokban.

III. táblázat
Table III.

A dolinák talajainak cink, kobalt és króm-tartalma
Zinc, cobalt and chrome content of soils of dolinas

Bükk	Zn [ppm]			Co [ppm]	Co			Cr [ppm]		
	Ö	F	F/Ö[%]		Ö	F	F/Ö[%]	Ö	F	F/Ö[%]
Dolina										
É/5-10	72,4	4,7	6,5	10,7	1,1	10,3	14,4	0,1	0,7	
É/30-40	65,3	3,3	5,1	10,3	0,1	1,0	1,6	0,1	6,3	
K/5-10	98,2	4,3	4,4	12,8	1,3	10,2	10,8	0,0	0,0	
K/20-30	78,9	1,3	1,6	12,9	0,3	2,3	6,1	0,0	0,0	
D/5-10	177,3	69,0	38,9	9,6	3,1	32,3	57,4	0,0	0,0	
D/10-20	161,8	33,1	20,5	12,4	3,2	25,8	40,2	0,0	0,0	
Ny/5-10	199,2	54,6	27,4	14,8	5,4	36,5	28,4	0,1	0,4	
Ny/10-20	177,7	40,8	23,0	15,2	5,0	32,9	31,0	0,0	0,0	
A/5-10	82,7	15,3	18,5	8,9	0,5	5,6	20,5	0,0	0,0	
A/40-50	77,4	4,3	5,6	11,7	0,4	3,4	0,0	0,0		
Aggtelek										
É/5-10	106,5	5,6	5,3	17,3	5,4	31,0	57,4	0,1	0,1	
É/30-40	111,7	2,6	2,3	15,5	6,5	42,0	76,9	0,1	0,1	
K/5-10	121,5	5,2	4,3	18,6	3,6	19,5	58,0	0,1	0,2	
K/30-40	133,9	3,1	2,3	16,9	4,3	25,6	86,0	0,1	0,1	
D/5-10	104,2	6,7	6,4	14,5	1,8	12,1	56,6	0,0	0,0	
D/30-40	82,5	1,2	1,5	13,8	1,3	9,2	69,2	0,0	0,0	
Ny/5-10	147,2	9,0	6,1	14,4	2,4	16,9	57,1	0,1	0,2	
Ny/30-40	145,5	3,6	2,5	12,6	2,7	21,7	80,9	0,1	0,1	
A/5-10	112,0	6,2	5,5	23,6	2,5	10,5	43,4	0,0	0,0	
A/40-50	123,7	3,1	2,5	20,2	2,3	11,4	64,3	0,0	0,0	
P/5-10	104,3	4,1	4,0	17,6	2,8	16,1	46,4	0,0	0,0	
P/30-40	116,4	2,0	1,7	15,2	2,6	17,2	71,2	0,0	0,0	
háttér konc.	100			15			30			
szenny. hat.	200			30			75			

Jelentős mértékű kadmium szennyezettségi határérték-túllépés a D-i és Ny-i lejtőkön tapasztalható: 7-10-szer magasabb a Cd tartalom a megengedett 1 ppm-nél (*II. táblázat*). A K-i lejtő talajában is 2-3-szoros a határérték túllépés. A felvehető Cd-tartalmak szinte megegyeznek az összes Cd-tartalommal, ami azt jelenti, hogy a Cd alig fixálódott a talajban, mobil állapotban fordul elő csaknem kizárólagosan. Az 5-10 cm-es talajrétegben a felvehető Cd-tartalom 70-97 %-a az összesnek, míg a mélyebb talajrétegben az összes Cd 44-86 %-a van felvehető formában. Megfigyelhető, hogy a déli és nyugati lejtőkön kicsit magasabb az arány, mint a többi mintavételi helyen. A kémhatás ugyanakkor éppen e két lejtő talajában a legmagasabb (pH = 6,8-7,4), ami arra hívja fel a figyelmünket, hogy hiába a 6,5-nél magasabb pH (amely felett kevésbé mobil a Cd), ilyen jelentős nehézfém-tartalmat már nem képes kötött állapotban tartani az igen magas szervesanyag-tartalom ellenére sem. A fokozottan érzékeny területekre vonatkozó intézkedési szennyezettségi határérték a Cd esetében 2 ppm (*MAGYAR KÖZLÖNY*, 2000 a, b). Ezt az értéket a dolina keleti, déli és nyugati lejtője talajának Cd-tartalma is meghaladja. A Cd mélységbeli eloszlására a 40 cm-es mélységig megmintázott talajokban a felszínközeli feldúsulás jellemző. A mindössze 15-20 cm-es talajmélységű déli és nyugati lejtőn értelemszerűen nem mutatkozik ilyen markánsan a mélységbeli különbség.

A talajok nikkkel-szennyezettsége a kadmiuménál kisebb mértékű: a határérték 1,5-szerese volt mérhető a D-i és Ny-i lejtő talajában, a többiben ennél kisebb a határérték-túllépés (*II. táblázat*). A megfelelő fixáció miatt a felvehető Ni koncentrációja alacsony, a legnagyobb értékkel rendelkező nyugati lejtő talajában sem éri el a 9 ppm-et. Az összes Ni mennyiségének 3-13 %-a (a mélyebb talajrétegekben 1-13 %-a) található meg felvehető formában. A déli és nyugati lejtők talajában nagyobb a mobil Ni aránya (8-13 %), mint a keleti és északi lejtőn illetve a dolina alján (1,5-6,6 %). A fixált Ni magas aránya nem meglepő, ha figyelembe vesszük, hogy csak a dolina alján, a felső talajrétegben fordul elő 5,5-nél alacsonyabb pH, a többi talajmintában mindenütt a mobilitási határt jelentő 5,5 feletti a pH-érték. Ez magas szervesanyag-tartalommal társulva megfelelő pufferképességet biztosít a talajnak a Ni tekintetében.

Az ólom össz mennyisége csupán a déli lejtő talajában haladja meg kis mértékben a szennyezettségi határértéket, de mindegyik talajmintában a háttér koncentrációnál nagyobb a koncentráció (*II. táblázat*). A déli és nyugati lejtőkön az Pb esetében is megfigyelhető a magasabb koncentráció. A felvehető ólom mennyisége természetesen kevesebb, ám az égtájak szerinti különbségeket jól mutatja. A talajok kémhatása az ólom fixációja számára igen kedvező (jóval a mobilitási határt jelentő pH = 4 feletti az értékek),

ám az összes Pb mennyiségének viszonylag nagy hányada fordul elő felvehető formában. A felvehető Pb-tartalom aránya az összes Pb-tartalomhoz viszonyítva a felső talajrétegben magasabb (32-63 %), mint a talaj mélyebb rétegeiben (25-52 %), és a déli lejtőn figyelhető meg a legmagasabb arány. Az ólom jellemzően a felső talajrétegben dúsul, ami nem meglepő, mivel az ólom jellegzetes eloszlását a talajokban a szerves anyagokhoz való erős kötődése határozza meg leginkább, így a talajok felső, humuszban leggazdagabb rétegeiben halmozódik fel.

A cink esetében nem fordul elő szennyezettségi határérték túllépés, ám a déli és keleti lejtőkön a háttér koncentrációnál magasabb, a szennyezettségi határértéket közelítő koncentrációkat tapasztalhatunk (*III. táblázat*). A Zn-tartalom égtájak szerinti különbsége megfigyelhető az összes és a felvehető fém mennyisége esetében is. A felvehető mennyiségek különösen markánsan különböznek az egyes lejtőkön: a déli és nyugati lejtők talajaiban több tízszer nagyobb koncentrációban van jelen a mobil Zn, mint a dolina északi és keleti lejtőjének illetve aljának talajában (*III. táblázat*). Az összes Zn-tartalom 4-40 %-a fordul elő felvehető formában az 5-10 cm-es talajrétegben (a déli és nyugati lejtő talaját jellemzik a magasabb, a többi talajmintát az alacsonyabb értékek). A mélyebb talajrétegekben ez az arány kb. a felére csökken, 2-23 % figyelhető meg. A mélységbeli eloszlásra a felszínközeli talajréteg magasabb Zn-tartalma jellemző. A felszíni feldúsulás nagyobb mértékű a mobil Zn-tartalom tekintetében.

A kobalt összmennyiségét tekintve az égtájak szerinti, a többi vizsgált nehézfém esetében megfigyelt jellegzetes eloszlás kevésbé markánsan mutatkozik, ám a mobil Co mennyisége már mutatja a jellegzetes különbséget (*III. táblázat*). Az összmennyiség közelíti a háttér koncentrációt (15 ppm), a felvehető fémkoncentráció pedig a déli és nyugati lejtő talajában 3-5 ppm, a többiben 1 ppm körüli vagy az alatti. Az összes Co mennyiségének kb. harmada felvehető formában van jelen a déli és a nyugati lejtők talajában (32-36 % a fenti illetve 26-33 % a lenti talajrétegekben), míg a többi mintavételi helyen jóval nagyobb mértékű a Co fixációja (az össz-Co tartalomnak csak 5-10 %-a van felvehető formában a fenti, 0,5-4 %-a pedig a lenti talajrétegekben). A fém mélységbeli eloszlása változatos.

A króm a háttér koncentráció feletti értékekkel van jelen a déli és nyugati lejtők talajában, ám a keleti és északi lejtőn, valamint a dolina aljában ennél alacsonyabbak az értékek (*III. táblázat*). Az EDTA-s kirázással kapott Cr mennyisége igen alacsony, gyakorlatilag nem kimutatható, azaz a Cr nagyon erősen fixált a talajokban, az összmennyiségnek csupán 0-0,3 %-a van jelen felvehető formában.

Az aggteleki dolina nem mutatja a bükki dolinában megfigyelt égtáj szerinti jellegzetes eloszlást a talajok nehézfém-tartalmának tekintetében. Szennyezettségi határérték túllépéssel a nikkell, kadmium és a króm esetében találkozunk. A Cr elég egyöntetű eloszlású, a dolina alján és peremén valamivel kisebb értékeket mértünk. A Ni sem mutat markáns elkülönüléseket, a dolina alján, peremén és D-i lejtőjén mutathatók ki alacsonyabb értékek. Az Pb és Co esetében megfigyelhető, hogy a dolina alján kicsivel magasabb a fém-tartalom, a D-i és Ny-i lejtő talajában pedig alacsonyabb. A Zn és Cd a Ny-i lejtőn magasabb értékekkel van jelen, mint a többi mintavételi helyen. A nehézfémek mélységbeli eloszlása csak az Pb és a Co tekintetében mutat kis mértékű feldúsulást a felszíni talajrétegben, míg a többi nehézfém a mélyebb talajrétegben vesz fel magasabb értékeket a felszínhez képest (*II. III. táblázat*). A felvehető nehézfém-tartalmakat az összes nehézfém-tartalomhoz viszonyítva a következő mobilitási sorrendet lehetett felállítani: $Cd > Pb > Co \rightsquigarrow Ni \rightsquigarrow Zn > Cr$, azaz a króm a legjobban, a kadmium pedig a legkevésbé van fixálva a talajokban.

A Cd-szennyezettség kisebb mértékű az aggteleki dolinában, mint a bükkiben: a határ koncentráció 1,5-szeresét nem haladják meg az értékek, és nem is mindegyik talajmintában figyelhető meg a túllépés (*II. táblázat*). A felvehető Cd-tartalom 0-0,4 ppm. Míg az összes Cd-tartalmat tekintve a mélyebb talajrétegekben figyelhető meg magasabb érték, addig a felvehető Cd mennyisége a felszínközeli talajrétegben magasabb. Égtájak szerint markáns elkülönülés nem figyelhető meg, de mind az összes, mind a felvehető Cd-tartalmat tekintve a nyugati lejtő talajában mértük a legmagasabb értéket. Az összes Cd mennyiségének 26-56 %-a van felvehető formában jelen a fenti, és 0-40 %-a a mélyebb talajrétegben. A magasabb mobilitási arányok a dolina aljáról és pereméről vett mintákban észlelhetőek.

Az aggteleki dolina talajaiban mért nikkell összmennyisége (40-60 ppm) hasonló a bükki dolinában mérthez: a szennyezettségi határértéket (40 ppm) mindenütt meghaladja (*II. táblázat*). A felvehető mennyiség viszont igen csekély az össztartalomhoz viszonyítva: 3-7 %. (Ez, a bükki dolinánál már leírtakhoz hasonlóan, a kedvező talajkémhatással és a magas szervesanyag-tartalommal lehet összefüggésben.) Égtájak szerint nincsenek jelentős eltérések, a dolina alján, peremén és déli lejtőjén kisebb az össz- és felvehető Ni-tartalom. A mélységi eloszlás ellentétes az összes és a felvehető Ni tekintetében: az összes Ni-tartalom a mélyebb talajrétegekben több, míg a felvehető Ni mennyisége a felszíni rétegekben jelentősebb.

A talajok összes ólom-tartalma minden mintában a szennyezettségi határérték alatt van, ám a háttér koncentrációnál kb. 3-szor magasabb (*II. táblázat*). A déli és nyugati lejtőket alacsonyabb, a dolina alját és peremét magasabb értékek jellemzik. A felvehető ólom mennyisége (10-20 ppm) 14-32 %-a az össztartalomnak. A déli és nyugati lejtők talajában az alacsonyabb, az északi és keleti lejtőkön pedig a magasabb értékek jellemzők a felvehető Pb-tartalom abszolút és relatív értékét tekintve. Mind az összes, mind pedig a felvehető Pb-tartalom a felszínközeli talajrétegben magasabb, mint az alsóbb talajrétegben (a magyarázat a bükki dolinánál már leírtakkal egyezik meg).

A dolina talajainak összes cink-tartalma szennyezettségi határérték alatti (100-150 ppm). A legalacsonyabb értékkel a déli, legmagasabbal a nyugati lejtő talajában találkozunk (*III. táblázat*). A felvehető Zn mennyisége 10 ppm alatti. A mobil Zn mennyisége a felszíni talajrétegekben 4-6,4 %-a, a mélyebb rétegekben pedig csak 1,5-2,5 %-a az összes Zn-tartalomnak. Az össz-Zn tartalom a mélyebb rétegekben kicsit magasabb, mint a felszínközeli talajrétegben. A mobil mennyiség tekintetében azonban pont fordított a helyzet.

A talajok összes kobalt-tartalma a háttérkoncentráció (15 ppm) körüli értékekkel jellemezhető, a dolina aljában figyelhető meg ennél magasabb érték (*III. táblázat*). A felvehető Co mennyisége az északi és keleti lejtő talajában 4-6 ppm, míg a többi mintavételi helyen 2-3 ppm körüli, azaz az összes Co mennyiségének 10-31 %-a (az arány az északi lejtő talajában a legmagasabb). Az összes Co mennyiségét tekintve kismértékű felszíni fel-dúsulás tapasztalható, ám a mobil mennyiségek mélységbeli eloszlása változatos.

A talajok króm-tartalma itt magasabb (40-80 ppm), mint a bükki dolina talajaiban, helyenként kis mértékben meghaladja a szennyezettségi határértéket (*III. táblázat*). A mélyebb talajrétegekben a Cr akár 1,5-szer nagyobb mennyiségben van jelen, mint a felszín közelében, és a határérték-túllépések is a mélyebb rétegekben fordulnak elő. Égtájak szerinti elkülönülés nem figyelhető meg, ám a dolina alján és peremén alacsonyabb értékeket mérünk. A felvehető Cr mennyisége elenyésző, 0,1 ppm alattiak az értékek, azaz a króm szinte teljes mennyiségben kötött formában van jelen a talajokban.

IV. táblázat
Table IV.

A talajok összes és felvehető nehézfém-tartalma és a növények nehézfém-tartalma közti korrelációs együtthatók
Correlation coefficients of heavy metal content of soils and plants

Korrelációs együtthatók					
Bükk dolina 5-10 cm (n=5)			Bükk dolina 30-40 cm (n=5)		
	Összes	Felvehető		Összes	Felvehető
Zn	-0,068	0,205	Zn	-0,033	-0,098
Cd	-0,067	-0,067	Cd	-0,091	-0,169
Pb	-0,141	-0,123	Pb	-0,308	-0,250
Ni	-0,863	-0,585	Ni	-0,733	-0,662
Co	-0,567	-0,504	Co	-0,249	-0,347
Cr	0,246	-0,991	Cr	-0,120	-0,368
Aggteleki dolina 5-10 cm (n=6)			Aggteleki dolina 30-40 cm (n=6)		
	Összes	Felvehető		Összes	Felvehető
Zn	0,183	-0,327	Zn	0,515	0,475
Cd	-0,510	-0,510	Cd	-0,750	0,086
Pb	0,605	0,871	Pb	0,611	0,782
Ni	-0,499	0,528	Ni	-0,076	0,706
Co	-0,770	-0,527	Co	-0,742	-0,549
Cr	0,144	0,316	Cr	0,016	0,191

V. táblázat
Table V.

A dolinák növényzetének nehézfém-tartalma
Heavy metal content of plants in the dolinas

Növényminta		A dolinák növényzetének nehézfém-tartalma (ppm)					
		Cd	Ni	Pb	Zn	Co	Cr
Bükk dolina	észak	0,021	0,039	0,040	1,081	0,000	0,065
	kelet	0,040	0,059	0,350	1,459	0,000	0,103
	dél	0,036	0,023	0,190	1,947	0,000	0,113
	Nyugat	0,020	0,026	0,110	1,019	0,000	0,040
	alja	0,027	0,110	0,290	1,924	0,005	0,110
Aggteleki dolina	Észak	0,027	0,117	0,360	1,157	0,033	0,250
	kelet	0,035	0,102	0,190	1,249	0,035	0,047
	Dél	0,029	0,064	0,150	0,898	0,071	0,032
	nyugat	0,021	0,071	0,190	1,039	0,048	0,083
	alja	0,031	0,130	0,280	0,968	0,023	0,120
	perem	0,043	0,065	0,200	1,044	0,056	0,024

A növények nehézfémfelvétele számos tényezőtől függ: a növény fajtájától, a talaj fizikai és kémiai tulajdonságaitól, az évszaktól. A növények három fő csoportba sorolhatók aszerint, hogy hogyan válaszolnak a talaj növekvő nehézfém tartalmára: megkülönböztetjük az akkumuláló, az indikátor és az excluder fajokat (a talaj egy kritikus nehézfém-koncentrációjának eléréséig nem veszik fel a nehézfémet) (BACKER A. J. M. 1981, BARÁNY-KEVEI, I. – MEZŐSI, G. 1999). A nehézfém tartalom a növény típusától függően a gyökérben, szárban, levélben, termésben is más és más. Az általunk alkalmazottnál jóval részletesebb vizsgálatok (minta-gyűjtés faj, növényi szerv stb. szerint) lennének csak megfelelőek a talaj-növény kölcsönhatások részletes elemzésére. Azonban a vizsgálatunk célja alapján a kevert lágyszárú vegetáció talajfelszín feletti növényi részeinek begyűjtését elegendőnek gondoltuk. Arra voltunk kíváncsiak, hogy a dolina növényzete mekkora szerepet játszik a talaj nehézfém tartalmának csökkentésében (a felvétel által), megfigyelhető-e a talaj összes illetve felvehető nehézfém tartalma, kémhatása és a növényzet összes nehézfém tartalma között valamilyen összefüggés.

A talaj és a növényzet nehézfém tartalma közti összefüggés vizsgálatára korrelációs analízist végeztünk. A korrelációt elvégeztük a talaj felső és alsó talajrétegére is, mind az összes, mind a felvehető nehézfém tartalom tekintetében. (Az adatszám (n) bükki dolinában: $n=5$, az aggteleki dolinában: $n=6$.) Összefüggést elsősorban az 5-10 cm-es talajréteg felvehető fémtartalma és a növényzet fémtartalma között vártunk. A korrelációs koefficiensek azonban az esetek túlnyomó többségében nem mutatnak összefüggést (IV. táblázat). Igen gyakori a negatív korrelációs együttható (a bükki dolinában szinte csak ez fordul elő), azonban ezek abszolút értéke is igen alacsony. (A negatív korrelációnak esetünkben nincs is értelme.) Az aggteleki növények esetében a 0,7 abszolút érték feletti korrelációs együtthatók nagyobb számban vannak jelen, mint a bükki növényeknél.

Az aggteleki dolinában pozitív, összefüggést sejtető korrelációs együttható figyelhető meg a talaj felvehető ($r=0,87$ a felső, $r=0,78$ az alsó talajrétegben) és összes ólom-tartalma ($r=0,61$ a felső és alsó talajrétegben is) tekintetében, bár ez utóbbi esetében nem igazán meggyőző az együttható értéke. Hasonló összefüggés a bükki dolinában nem figyelhető meg.

Összefüggésre utaló pozitív korreláció ezen kívül csak a felvehető nikkal esetében figyelhető meg, szintén csak az aggteleki dolina esetében: $r=0,53$ (5-10 cm) és $r=0,71$ (30-40 cm).

Azaz a várt pozitív korrelációt a talaj felvehető nehézfém-tartalma és a növény nehézfém-tartalma között mindössze az ólom és - csekélyebb mértékben ugyan - a nikkel mutatja, ám csak az aggteleki dolinában.

Elvégeztük a korrelációs analízist a növényzet nehézfém-tartalma és a talaj 5-10 cm-es rétegében a felvehető nehézfém össz-fém-tartalomból való %-os részesedése között. Egyedül az aggteleki dolinában, az ólom és a nikkel esetében kaptunk értékelhető pozitív korrelációs együtthatót ($r=0,76$ ill. $r=0,77$), azaz ezen nehézfémek esetében minél magasabb a talaj felvehető nehézfém-tartalmának aránya az illető nehézfém összes mennyiségéből, annál több nehézfém található a növényzetben.

Összefüggést kerestünk a talaj kémhatása és a növények nehézfém-tartalma között is. A bükki dolinában a növények nikkel-tartalma esetében megfigyelhető, hogy amely talajokban alacsonyabb a kémhatás, ott a növényzet Ni-tartalma magasabb, ami összefüggésben áll a csökkenő kémhatás okozta nagyobb nehézfém-felvehetőséggel. Hasonlóan egyértelmű összefüggést a többi mintavételi helyen nem sikerült kimutatni.

A korrelációs analízis világossá tette, hogy a különböző mintavételi helyek talajainak felvehető vagy összes nehézfém-tartalma alapján nem lehet következtetéseket levonni az ezen mintavételi helyek növényzetének nehézfém-tartalmára. A szignifikáns korreláció elmaradása sokféleképpen magyarázható: pl. a felvehetőnek tekintett nehézfém-tartalmak nem tesznek eleget ennek a feltételnek, a növényzet különböző fajtái különböző mértékben veszik fel a nehézfémeket. A mérések azonban hasznos információt szolgáltathatnak a karsztos területek légyszárú vegetációjának átlagos nehézfém-tartalmáról.

A Mecsekben végzett nehézfém-vizsgálatok (SZABÓ-KEVEY-TÖLGYESI 1985) a Tubes triász mészkövén az alábbi növényi elemtartalmat mutatták ki (a vizsgálat több elemre vonatkozott, itt csak a cink adatát használjuk fel összehasonlításra):

	Zn (mg/kg)
<i>Asperula taurina</i>	29,3
<i>Melica uniflora</i>	16,4
<i>Geum urbanum</i>	44,8
<i>Glechoma hederacea</i>	24,5

A dolinák növényzetének általunk mért Zn-tartalma (1-2 mg/kg) egy nagyságrenddel kisebb, mint a mecseki légyszárúaké (V. táblázat).

Fűmintákból Budapestről és az M7-es autópálya mellől vannak adatok, az ólomtartalomra az alábbiak (KÁDÁR I. 1995):

	Növényben (mg/kg)			Talajban (mg/kg)			Átlag
	Min.	Max.	Átlag	Min.	Max.	Átlag	
Rózsadomb	10	13	11		21	42	31
Vérmező 13	19	16		42	42	42	
M7 autópálya							
1 m távolságra	13	120	56	120	906		411
5 m távolságra	14	36	23	30	55		37
10 m távolságra	18	28	21	18	26		22
30 m távolságra	13	84	37	8	51		24
100 m távolságra	10	28	17	8	19		15

A talajra vonatkozó adatok nagyságrendileg megegyeznek a dolinákban mért ólom-tartalommal (*II. táblázat*). A növények ólom-tartalma azonban akár két nagyságrend eltérést is mutat: 0,4 ppm (mg/kg) alatti értékeket mértünk a dolinák növényzetében (*V. táblázat*). A nagy különbség a budapesti és az autópálya menti mintákhoz képest ez utóbbiak jelentős szennyezettsége miatt adódik.

A vizsgált nehézfémek közel azonos mennyiségben vannak jelen a két dolinában (*V. táblázat*). Nagyságrendnyi eltérés csupán a kobalt esetében volt megfigyelhető: a bükki dolina növényzetében gyakorlatilag nem lehetett a kobaltot kimutatni. A növények ólom- és nikkeltartalma kisebb, cink-tartalma pedig nagyobb a bükki dolinában, mint az aggtelekiben, de az eltérés nem jelentős.

Összefoglalás

A kutatásaink során a Bükk-fennsík és az Aggteleki Karszt egy-egy dolinája talajainak és növényzetének a nehézfém-tartalmát határoztuk meg. A dolina 4 fő égtáj szerinti kitétségű lejtőin - lejtőközépen - a dolina alján, valamint az aggteleki dolinában ezeken kívül a peremen is történt mintavételezés. A talajokat 10 cm-enként mintáztuk meg, általában 40 cm-es mélységig. A talajvizsgálatok során meghatároztuk a pH(H₂O)-t, pH(KCl)-t, a szénsavas mész és szervesanyag-tartalmat, valamint a talajok összes és növények számára felvehető Zn, Cd, Pb, Ni, Co és Cr tartalmát. A talajmintavételezési helyeken 1 m²-nyi terület lágyszárú növényzetét (gyökérszövet nélkül) is begyűjtöttük.

A vizsgálatok alapján az alábbi megállapításokat tehetjük.

- A bükki dolina talajaiban egyértelműen megmutatkozik a nehézfémek mennyiségének égtájak szerinti elkülönülése. A dolina D-i és Ny-i lejtőjének talajában a vizsgált nehézfémek nagyobb mennyiségben fordulnak elő, mint az É-i és K-i lejtőn.

- Az aggteleki dolina esetében ilyen egyértelmű különbség nem figyelhető meg a különböző kitérttségű lejtők talajainak nehézfém-tartalma között.
- A talajok a Cd és Ni tekintetében bizonyultak szennyezettnek, a többi vizsgált nehézfém esetében nem vagy csak elenyésző mértékben és számban fordul elő a szennyezettségi határérték túllépése.
- A kadmium-szennyezettség a bükki dolina déli és nyugati lejtőjén a szennyezettségi határértéket 7-10-szer haladja meg, de a keleti lejtőn és a dolina aljában is magasabb a Cd-tartalom a határértéknél. A Cd alig fixálódott a talajban, mobil állapotban fordul elő csaknem kizárólagosan, még a semleges kémhatású talajokban is. Ez arra hívja fel a figyelmünket, hogy ilyen jelentős nehézfém-tartalmat már a jó pufferképességű talaj sem képes kötött állapotban tartani, hiába segítene ebben még az igen magas szervesanyag-tartalom is.
- A kadmium-szennyezettség kisebb mértékű az aggteleki dolinában, mint a bükkiben: a határérték 1,5-szeresét nem haladják meg az értékek. Az összes Cd mennyiségének 26-56 %-a van felvehető formában jelen a fenti, és 0-40 %-a a mélyebb talajrétegben, azaz a fixáció sikerebb ezen dolina talajában, mint a bükkiében.
- A talajok nikkeltartalma a szennyezettségi határérték maximum 1,5-szerese. A megfelelő fixáció miatt (kedvező pH és magas szervesanyag-tartalom) a felvehető Ni koncentrációja mindkét dolinában alacsony.
- A nehézfémek mélységbeli eloszlása különböző. A bükki dolina talajaiban az összfémtartalmak tekintetében a Zn, Cd, Pb és Cr többnyire a talajok felszíni rétegében található nagyobb mennyiségben, a Ni és Co a mélyebb rétegekben vesz fel kicsit magasabb értékeket. Ha a felvehető nehézfém-tartalmakat tekintjük, akkor a Zn, Cd, Pb esetében a felszíni rétegben jellemzőbb a feldúsulás, míg a többi fém esetében az eloszlás nem egyértelműen határozható meg.
- Az aggteleki dolinában a királyvizes feltárással meghatározott nehézfémek mélységbeli eloszlása az Pb és a Co tekintetében mutat kis mértékű feldúsulást a felszíni talajrétegben, míg a többi nehézfém a mélyebb talajrétegben vesz fel a felszíninél kicsit magasabb értékeket. A felvehető nehézfém-tartalmak tekintetében általában a felszínközeli rétegekben magasabb a nehézfém-tartalom.
- A felvehető nehézfém-tartalmakat az összes nehézfém-tartalomhoz viszonyítva a következő mobilitási sorrendet lehetett felállítani a bükki dolinában: $Cd > Pb > Co \sim Zn > Ni > Cr$, azaz a króm a legjobban, a kadmium pedig a legkevésbé van fixálva a talajokban. Az aggteleki dolinában csupán egy kicsit módosul a sorrend: $Cd > Pb > Co \sim Ni \sim Zn > Cr$.

- A talaj és a növényzet nehézfém-tartalma közti összefüggés vizsgálatára korrelációs analízist végeztünk. A korrelációt elvégeztük a talaj felső és alsó talajrétegeire is, mind az összes, mind a felvehető nehézfém-tartalom tekintetében. A korrelációs koefficiensek azonban az esetek túlnyomó többségében nem mutatnak összefüggést. Igen gyakori a negatív korrelációs együttható, azonban ezek abszolút értéke is igen alacsony. A várt pozitív korrelációt a talaj felvehető nehézfém-tartalma és a növény nehézfém-tartalma között mindössze az ólom és - csekélyebb mértékben ugyan - a nikkel mutatja, ám csak az aggteleki dolinában.

- Összefüggést kerestünk a talaj kémhatása és a növények nehézfém-tartalma között is, de csak a bükki dolinában volt megfigyelhető, hogy amely talajokban alacsonyabb a kémhatás, ott a növényzet Ni-tartalma magasabb, ami összefüggésben áll a csökkenő kémhatás okozta nagyobb nehézfém-felvehetőséggel. Hasonlóan egyértelmű összefüggést a többi mintavételi helyen nem sikerült kimutatni.

- A korrelációs analízis világossá tette, hogy a különböző mintavételi helyek talajainak felvehető vagy összes nehézfém-tartalma alapján nem lehet következtetéseket levonni az ezen mintavételi helyek növényzetének nehézfém-tartalmára.

- A mérések azonban hasznos információt szolgáltathatnak a karsztos területek lágyszárú vegetációjának átlagos nehézfém-tartalmáról. A vizsgált nehézfémek közel azonos mennyiségben vannak jelen a két dolinában.

IRODALOM

A felszín alatti vizek minőségét érintő tevékenységekkel összefüggő egyes feladatokról szóló 33/2000. (II. 17.) Korm. rendelet. – Magyar Közlöny 2000/23. szám, p. 1078-1098.

A felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről szóló 10/2000. (VI.2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete. - Magyar Közlöny 2000/53. szám, p. 3156-3167.

BACKER A.J.M. (1981): Accumulators and excluders – strategies in the response of plants to heavy metals. – *Journal of Plant Nutrition*, 3 (1-4), p. 643-654.

BÁRÁNY-KEVEI, I. – MEZŐSI, G. (1999): The relationship between soil chemistry and the heavy metal content of the vegetation on karst. - *Essays in the ecology and conservation of karst* (edited by I. Bárány-Kevei - J. Gunn), Special Issue of *Acta Geographica Szegediensis*, *Acta Geographica Tomus XXXVI*, Szeged, 1999, p. 47-53.

BECK – BURGER – PFEFFER – TEICHMANN (1994): Laborskript – Ein Handbuch für die Benutzer des laboratorien der Physischen Geographie der Universität Tübingen, Tübingen

BRÜMMER G.W. - HORNBURG V. - HILLER D. A. (1991): Schwermetallbelastung von Böden. - Mitteilungen Dt. Bodenkundl. Gesellschaft 63, p. 31-42.

KABATA-PENDIAS A. - PENDIAS H. (1984): Trace elements in soil and plants. - CRC Press, Boca Raton, 315p.

KÁDÁR I. (1995): Környezet- és Természetvédelmi Kutatások. – MTA Agrokémiai és Talajtani Kutató Intézet, Budapest, p. 138-139.

KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. - Földrajzi Értesítő XXXIV. 3. p. 195-207.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (1987): Karsztfelszínek ökológiai adottságai, különös tekintettel a felszint borító talajokra és a növényzetre. - Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató Tevékenységének II. Országos Tudományos Konferenciája, Szombathely, p. 31-36.

MERIAN E. (ed), (1984): Metalle in der Umwelt. - Verlag Chemie GmbH, Weinheim, Florida, Basel, 722 p.

ROWELL, D.L. (1994): Soil Science: Methods and Applications. – Longmann Group UK Limited, P350

SZABÓ L. - KEVEY B. - TÖLGYESI GY. (1985): Makro- és mikroelem akkumuláció és alig felhalmozó növényfajok a Mecsek gyertyánostölgyeseiben, különböző alapközetben. - Botanikai Közlemények, 72. 1-2 p. 77-88.

Talaj és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. A talajok fizikai-kémiai és kémiai vizsgálati módszerei. - (szerk. Buzás I.), Mezőgazdasági Kiadó Budapest, 1988. p. 243

ZÁMBÓ L. – TELBISZ T. (2000): A mikrobiális befolyásoltágú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon. – Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.21-39.

ZSENI A. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2001): Talajtulajdonságok változása és jellemzői dolinákban. - A földrajz eredményei az új évezred küszöbén: A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei. Szeged, 2001. okt. 25-27. CD kiadvány: MFK2001.html

