

JAKUCS LÁSZLÓ ÉLETÚTJA ÉS BIBLIOGRÁFIÁJA

SRAGNER MÁRTA

Csorba Győző Megyei Könyvtár Pécs Apáca u. 8. 7621 gyarap@mail.baralib.hu

Abstract: László Jakucs, geomorphologist, karstmorphogenetics and researcher of caves was born in Sarkad on the 21st of January, 1926. He took a geologist degree in Budapest in 1949 and was appointed to the National Institute of Geology. He made the map of the Sátorkő-pusztai cave near Dorog in 1946; discovered the Létras-tető sump cave in the Bükk mountains in 1951, the Béke cave in 1952, the cave system of Pénzpatak near Répáshuta in 1953 and the lower cave of Baradla in 1957. He was the director of the Aggtelek limestone cave from 1953, candidate from 1961 and Academic Doctor of Geography from 1970. He got to the University of Szeged in 1963 where he directed the Natural Geographical Department as a professor from 1971 until his retirement in 1993. He created the "Hungarian karst school". The following definitions were originated to him: karstmorphogenetics, water-erosion karst features, abiogen and biogen karst features. He worked out the erosion model of the karst caves' morphogenetics for the first time in the world and also new methods of exploring the cave systems. He examined the interaction of the erosion of limestone karsts and the air pollution in the 80s and 90s. He found out that the reasons of dissolution of cave limestone are the air pollution, the acid rains and the depositions. He has done basic researches in the topographical development. He raised the issue of the cosmic mass-impact origin of the European Black Sea. He was the first to use satellite exposures for researching carbonic hydrates in the 70's. He worked out the geological and ancient geographical model of then Nagylengyel oil field. He extensively examined the recent modifications in the characteristics of the Hungarian Plain's rivers. He established the Karst and Cave Researcher Section of the Hungarian Geographical Society in 1951. He organized many successful expeditions, he was a member of many Hungarian and international organizations, participant of conferences and symposiums, holder of many official and professional certificates. He started to write articles in 1942. In the biography of the memorial volume there are the data of 340 of his publications; and also the description of 31 independent volumes, 70 chapters, 150 essays, 35 research reports, conclusions, scientific opinions, explanatory notes, more than 80 educational articles, school-book reviews, films, TV series and videos. He was died on the 1st of December, 2001. in Szeged.

Jakucs László indulása

Jakucs László 1926. január 21-én született Sarkadon. Édesapja tanító volt, aki a két fiát, Lászlót és Pált természettudományos szemléletre nevelte. Középiskolai tanulmányait a nagy hírű Debreceni Református Kollégium Gimnáziumában végezte kitűnő eredménnyel. Már 14 éves korában érdeklődése a mineralógia felé fordult tanára, Hoffer András hatására. A gimnáziumi éveinek végére már jegyzett ásványgyűjteménye volt, amelyet Budapestre költözésekor a debreceni egyetem Ásvány- és Földtani Intézetének adományozott.

A Pázmány Péter Tudományegyetemen, természetrajz – földrajz – kémia szakos tanárnak készült. Harmadéves korától Vadász Elemér professzor irányítása mellett, geológiára szakosodott. Egyetemi évei alatt már aktív és eredményes barlangkutatónak számított, hiszen 1946-ban, 20 éves korában térképezte fel a Dorog melletti Sátorkő-pusztai barlangot.

1947-ben az egyetem Földtani Intézetének gyakornoka lett. 1949-ben szerzett geológus diplomát és az Állami Földtani Intézetbe nevezték ki, ahonnan hamarosan egy évre ösztöndíjjal Moszkvába küldték kutatni.

Hazatérve Miskolc vízellátásának tanulmányozásával bízták meg. A Bükk-hegységben végzett kutatásai során a Létrás-tetőn új víznyelőbarlangot fedezett fel, majd új komplex hidrogeográfiai módszerek alkalmazásával meghatározta, a környék felszín alatti karsztvíz-járatainak és barlanghálózatának kifejlődési rendszerét.

A karszt- és barlangkutató tudós

1952-től az aggteleki karsztvidék intenzív kutatásába kezdett. Több kisebb barlang mellett felfedezte a Béke-barlangot, amelynek nevét ő adta, *“magatoborozta”* munkatársaival augusztusban fel is térképezett. Mint írta: *“Ez volt életem ‘zongoráért csákányt’ időszaka.”* A Béke-barlang felfedezése nemcsak itthon, de világviszonylatban is egyedülálló volt, hiszen első alkalommal terepi – geomorfológiai – megfigyelések és vízfestéses módszer alkalmazásával, körültekintő elemzésével, kimutatott egy addig nem létező, ismeretlen barlangot, sőt még annak méreteire is utalt. Az akkori nem tökéletes méréssel 10 km körüli hosszúságot állapított meg Jakucs László. Nem sokat tévedett, a Béke-barlang 7.183 m hosszú Szunyogh Gábor pontos felmérése alapján.

1953 nyarán egy újabb bükki expedíciója során többedmagával feltárta a Répáshuta melletti Pénzpataki-barlangrendszert. Ebben az évben lett az Aggteleki-cseppkőbarlang igazgatója, amely tisztet tíz évig töltötte be. Ezen idő alatt nemcsak a karsztvidék fejlesztésével, továbbkutatásával foglalkozott – feltárta a Baradla Alsó-barlangját –, hanem a terület rendszeres geomorfológiai feldolgozásával is.

A karsztok geomorfológiai vizsgálatába számos olyan észlelési, mérési és főként kísérletes módszert vezetett be, amelyet eddig a természettudományok más területén alkalmaztak csak.

“Általános karsztgenetikai, morfológiai és hidrográfiai problémák vizsgálata az Aggteleki-karszton” című kandidátusi értekezését 1961-ben védte meg, s 1970-ben lett a földrajztudományok doktora.

1963-ban a szegedi József Attila Tudományegyetem Földrajz Tanszékére hívták docensnek, ahol a következő évben megszervezte a Természeti Földrajz Tanszékét, amelynek 28 évig volt a vezetője (1971-től professzorként). Ezekben az években számos sikeres kutatóutat szervezett diákjainak, pl. Jugoszláviába, a Krím-félszigetre, az Ibériai- és az Appenini-félszigetre, a Podóliai-gipszkarsztra, az Alpokba és Kubába.

1971-ben jelent meg a “*Karsztok morfogenetikája*” című alapl műve, amely a “*magyar karsztiskolá*”-nak emlegetett új geomorfogenetikai szemléletet összegzi. Könyvét kiadták New Yorkban (1977), Bristolban (1977) és Moszkvában (1979) is és a mai napig a szakirodalomban hivatkoznak rá.

Karsztmorfológiai szemléletére jellemző, hogy mindenkor a jelenségek kialakulásának okait kutatta. Tőle származik a karsztmorfogenetika definíció, de meghatározta a folyóeróziós karsztformakincs, az abiogén és a biogén karsztformakincs fogalmát is. Ez utóbbiakkal megszületett a karszt, mint tájökológiai fogalom.

A tájfejlődési folyamatok természeti törvényszerűségeinek megismerésére irányuló alaputatásokat is végzett.

Világviszonylatban elsőként dolgozta ki a karsztbarlangok morfogenetikájának eróziós modelljét, és új módszereket dolgozott ki a barlangrendszerek feltárására is.

Az 1980-90-es években figyelmét a karsztos területek recens környezetváltozásainak kutatására fordította, s a karsztok sérülékenységét elemezte. A mészkőkarsztok elkopárosodásának és a légszennyeződések fokozódásának hatásanalízise képezte vizsgálatainak gerincét. Felismerte, hogy a barlangi cseppköveken visszaoldódási jelenségek figyelhetők meg, amelyek a földi légtér elszennyeződésének, főképpen a savas esőknek és ülepedéseknek a következménye.

A geomorfológia más területeivel is foglalkozott. Felvetette az európai Fekete-tenger kozmikus tömeg-becsapódásos eredetének elméletét. Az 1970-es évek elején elsőként használta a műhold-felvételeket szénhidrogénkutatásra. Kidolgozta a nagylengyeli kőolajtároló geológiai és ősföldrajzi modelljét is, és sokoldalúan elemezte az alföldi folyók vízjárási sajátosságainak jelenkori módosulásait.

Jakucs a közéleti ember

Tudományos és kutató munkája mellett 1951-ben megszervezte a Magyar Földrajzi Társaság Karszt- és Barlangkutató Szakosztályát, amely ekkor a szakemberek egyetlen szervezete volt. Évtizedekig tagja volt a MTA Tudományos Minősítő Bizottsága Földrajzi és Meteorológiai Szakbizottságának, a MTA Földrajzi Főbizottságának, a MTA Földrajzi Bizottsága Geomorfológiai Albizottságának, a Nemzetközi Földrajzi Unió Magyar Nemzeti Bizottmányának és az Environmental Change on Karst Area IGU Bizottságának. Hosszú évekig társelnöke, majd tiszteleti tagja a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatnak és a Magyar Földrajzi Társaságnak. Elnöke volt a MFT Szegedi Osztályának, a TIT Szeged Városi és Csongrád Megyei

Szervezetének. Megszervezte és 14 éven át elnökként, vezette a Szegedi Akadémiai Bizottság Környezettudományi- és Területfejlesztési Szakbizottságát.

Számos nemzetközi konferencia és szimpózium résztvevője volt, amelyek során széleskörű szakmai kapcsolatokat épített ki. 1971-ben ő szervezte meg az Európai Regionális Konferencia *“Karsztmorfologenetikai szimpózium”*-át.

Birtokosa volt a Herman Ottó-, Kadič Ottokár-, Lóczy Lajos-, és Teleki Sámuel Érmeknek, a Szent-Györgyi Albert Emlékéremnek, a Pro Natura Díjnak, az Eötvös József Koszorúnak, a Magyar Köztársaság Érdemrend tisztikeresztjének, a Vásárhelyi Pál kitüntetésnek és a Vass Imre emléklapettnek. Elnyerte a Felsőoktatás kiváló dolgozója és a Munkaérdemrend arany fokozatát. Nyugdíjba vonulásakor 1993-ban az Egyetem *“Professor Emeritus”* címmel ismerte el többévtizedes, kimagasló szintű oktatói tevékenységét. A Pécsi Janus Pannonius Tudományegyetemen 1999-ben avatták díszdoktorrá. Aggtelek és Sarkad díszpolgárává választotta.

A Jakucs bibliográfiáról

A 2002-ben megjelent emlékkötetben található bibliográfia szerint munkáinak száma több mint 340. 1942-ben 16 éves korában kezdett el írni, először ismeretterjesztő cikkeket, amelyekben természettudományi érdekességeket mutatott be, pl. egy erdélyi sóhegyet, Esztergom környéki barlangot. Első tudományos értekezése 1947-ben a Természettudomány című folyóiratban jelent meg. 1948-tól pedig már rendszeresen publikált. 31 önálló kötetét adták ki, 70 könyvfejezetet írt. Mintegy 150 szaktanulmányát, jelentését a Földtani Intézet éves jelentéseiben, hidrológiai-, földtani-, földrajzi-, karszt- és barlangkutatói valamint más szakfolyóiratokban adta közre. 35 kutatási jelentést, témazáró beszámolót írt hazai- és külföldi kutatásairól. Szakvéleményt adott a Garadnavölgy és környékének karsztforrásairól, Ózd ivóvíz ellátottságának megoldásáról. Többek között kutatta a Dél Tiszántúl, a Duna-Tisza köze és a Kisalföld különböző területeit. Vizsgálta a nagylengyeli kőolajmezőt, Szeged, Kalocsa, Mohács természetföldrajzi helyzetét. Magyar- és dokumentációs jegyzékeket készített Móraváros és Kiskundorozsma geológiai térképéhez. Geológiai szempontból értékelte Magyarország több tájegységéről készült műholdfelvételeket. Több mint 50 ismeretterjesztő cikket írt, elbírált több tankönyvet, csodálatos barlangi filmek, televíziós sorozatok, VIDEO-k készítésében vett részt szereplőként, szakértőként. Saját maga is készített VIDEO filmeket barangolásairól, pl. a gleccserekről, a

Baradla-barlangról, korzikai és ausztriai expedícióiról. A bibliográfiát néhány vele készült interjú zárja.

Jakucs László visszaemlékezése

Egyik visszaemlékezésében így ír indulásáról: *“Mohón szívtam tudómba a Debreceni Református Kollégium vastagfalú tantermeinek, szertárainak és messze földön híres könyvtárának történelmi levegőjét. Egyszerre éreztem magam szánalmasan kicsinek... ugyanakkor reménykedve bízó kiválasztottnak is, akinek itt és most adatott meg, hogy valami csodálatos új világba lépjen... Biztos vagyok benne: a Kollégiumnak köszönhetem, hogy életem gyakorlati irányú próbálkozásainak... sikerei ellenére is végtére... újabb generációk tanítójává tértem meg Szegedre...”* (JAKUCS 1988).

Kapcsolata a barlangokkal úgy kezdődött, hogy egyetemista korában beleesett a Remete-hegyi barlang 21 méter mély aknájába, ahol súlyos sérüléseket szenvedett. Néhány héttel ezután majdnem kicsapták a kollégiumból, mert a harmadik emeletről lógó kötélén tanulta az ereszkedés és visszamászás mesterfogásait. Később is számtalan veszedelemnek volt kitéve munkatársaival együtt, de soha nem adta fel.

Talán még 2001. december 1-jén sem!

Jakucs László a tanítványok, tudóstársak emlékeiben

Schweitzer Ferenc igazgató úr, szeretné megfeyteni: *“... mi volt a varázsa ennek a furcsa, magas, romantikus érzelmű, erős alkatú, csupa szív, nagy munkabírású, mindenre és környezetében mindenkire odafigyelő embernek, akiért tanítványai rajongtak, munkatársai és tudóstársai... becsülték és tisztelték. ...megpróbáltam választ adni erre a kérdésre. Becsülte és tisztelte mások véleményét még akkor is, amikor nem értett egyet vele. Amikor tanítványaival komoly vitába elegyedett, nem tekintélyének súlyával harcolt, hanem komoly érvekkel, s legfiatalabb tanítványát is egyenjogú, tiszteletré méltó partnerének tartotta... Soha nem szégyenített és nem alázott meg senkit. Gondolkodásában konzervatív és modern is volt, és nem riadt vissza merész, rendhagyó teóriáktól. Így sok mindent előbb látott meg, mint pályatársai. A fényművésze is volt. Könyveinek illusztrációit képviselő csodálatos fekete-fehér és színes fényképei, videofilmjei, az érzékeny lélekre utaló zene és muzsika szeretete nem csak szakmai, hanem művészi értékeket is hordoznak. Szakmai fölényét világismeret, a nagy látókör biztosították, és ezt a széles áttekintést élete végéig megtartotta. Ezért tudta választott tudományát világszínvonalra emelni, és ezt a szintet megőrizni... A szegedi egyetemen...*

földrajztanárok-geológusok hatalmas seregébe oltotta be a szakma szeretetét, a választott tudomány iránti alázatot és szolgálatot.” (SCHWEITZER 2002).

Kubassek János igazgató úr, a halálakor írta: *“...pedagógusként mindig önzetlenül segítette diákjait tanácsokkal, személyes kapcsolataival, mérhetetlen életbölcességével. A ...terepgyakorlatok során két hét alatt többet lehetett tanulni tőle, mint az egyetemi előadótermekben, vagy a könyvtárakban évek során át. A természet jelenségeit, bonyolult összefüggéseit, kölcsönhatásait mindig szemléletes példákkal világította meg, s eredeti gondolkodóként gyakran ösztönözte tudományos vitákra pályatársait. A természet titkait és igazságait kutatta, s nem tartott attól, hogy megkérdőjelezze a tabuvá merevedett tudományos dogmákat. Mérhetetlen tudás, önzetlenség, segítőkészség, empátia, kitartás és fáradhatatlan munkabírás jellemezte. Tanítványai sokat tanultak tőle. Külföldön is nagyra becsülték személyét és munkásságát.” (KUBASSEK 2001).*

Marosi Sándor kutató professzor, az emlékkötetben így emlékezik: *“...Az egyetemen még az utóbbi években is élvezhették tanítványai lebilincselő stílusú előadásait, tartalmas óráit (mértán lett birtokosa a diákok "Kedvenc-díj"-ának). ...igen eredményes iskolateremtő munkája tanúságaként tudományos fokozattal rendelkező kutatók, egyetemi oktató-tanárok tucatjai tevékenykednek ma is felelős beosztásban szerte az országban. ...az emlékkötet pedig e sorok írójának kivételes tiszteletén és gyászán kívül... nagyon széles szakterület megbecsülését, a pótolhatatlan veszteség kifejezésének megnyilvánulását jelzi.” (MAROSI 2002).*

Jakucs László hitvallása

“Minden fa és minden fűszál az égre törekszik. Magasba emelkedik a madár is, ha szabadon kíván szárnyalni. Csak a barlangkutató olyan megátalkodott, hogy a boldogságot valahol a mélységben hajszolja.

Én bizony ebbe az utóbbi – dicstelennek tűnő – kategóriába tartozom.

Életem valamennyi igazán lenyűgöző óráját sziklabarlangokban töltöttem. Vagyis mélyen a föld alatt. Korántsem éreztem ott magam sötét elzártságban. Befogadtak és elbűvöltek a barlangok engem. Kitűnően megértettük egymás beszédét, álmait. Szabaddá váltam a barlangokban, könnyedé, béklyóit ledobó, szárnyalni képes óriásmadárrá. Egy barlangkutató bizonyára másként nem érezhet. Mert a barlangok szerelme végzetes. Nem tűr szabadulást hűtelen rabjának. Még túl a síron sem.” (JAKUCS 1993).

IRODALOM

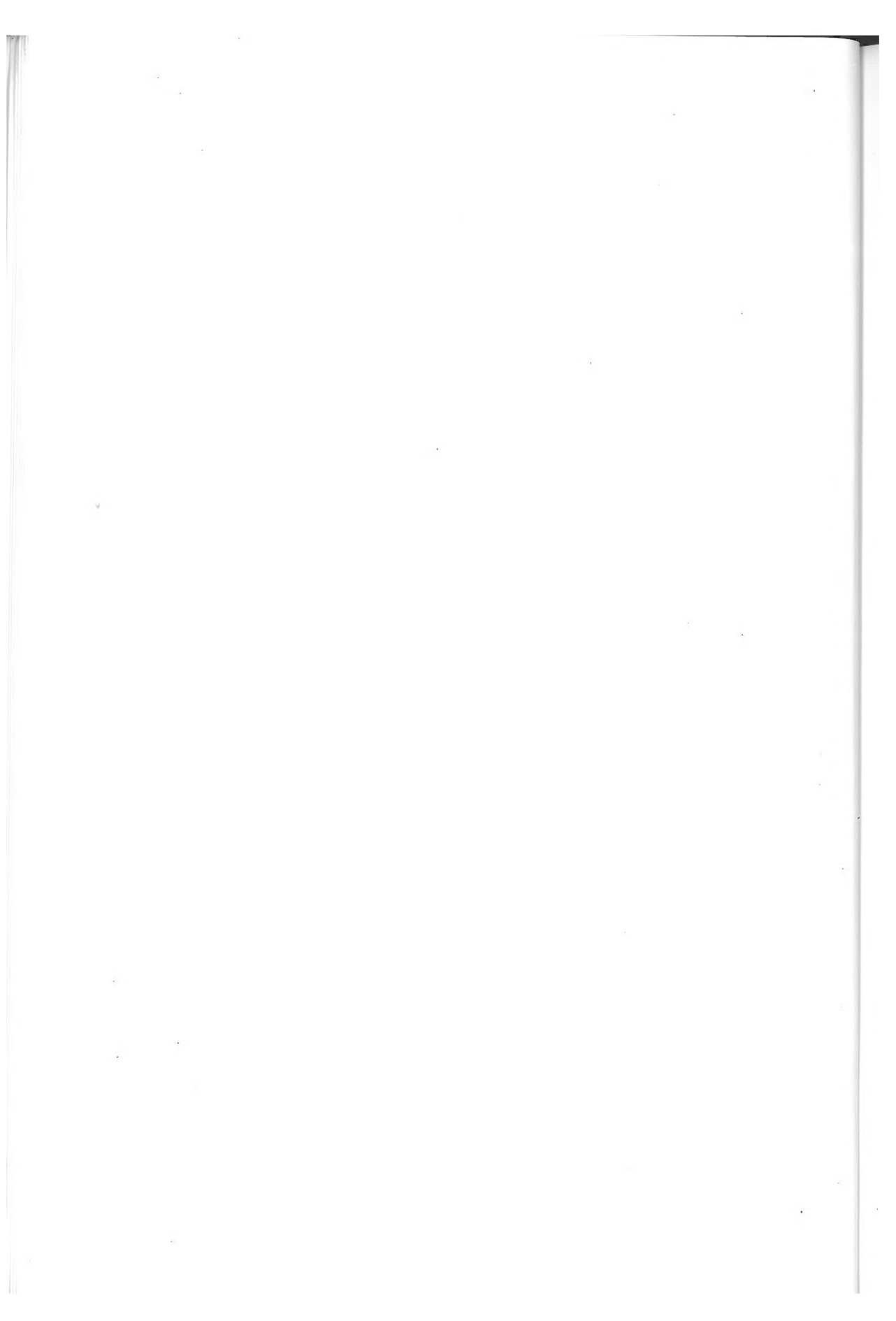
JAKUCS L. (1988): Mit jelentett számomra a Debreceni Református Kollégium. /Kézirat./ Szeged, 1-2. lev.

JAKUCS L. (1993): Szerelmes barlangjaim. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

KUBASSEK J. (2001): A földrajztudós emlékezete. - Érdi Újság, dec. 7.

MAROSI S. (2002): Jakucs László. A tudós, az ismeretterjesztő és a művész. - Pécs, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet – Pécsi Tudományegyetem, Szegedi Tudományegyetem. p. 14.

SCHWEITZER F. (2002): Jakucs László. A tudós, az ismeretterjesztő és a művész. - Pécs, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet - Pécsi Tudományegyetem - Szegedi Tudományegyetem. p. 7-8.



KARROS FELSZÍNFEJLŐDÉS MATEMATIKAI MODELLEZÉSE

SZUNYOGH GÁBOR

Berzsényi Dániel Főiskola 9700 Szombathely Károlyi Gáspár tér 4.
szgabor@deimos.bdtf.hu

Abstract: This article demonstrate the general equation system of the karstification of limestone terrain with variable angle of slope. The equations consider the flow rate of the water flowing on the limestone surface as well as the calcium carbonate concentration in the water and the thickness of the liquid film. The solution of equations gives the velocity of denudation as a function of precipitation, dip of slope and direction of rainfall.

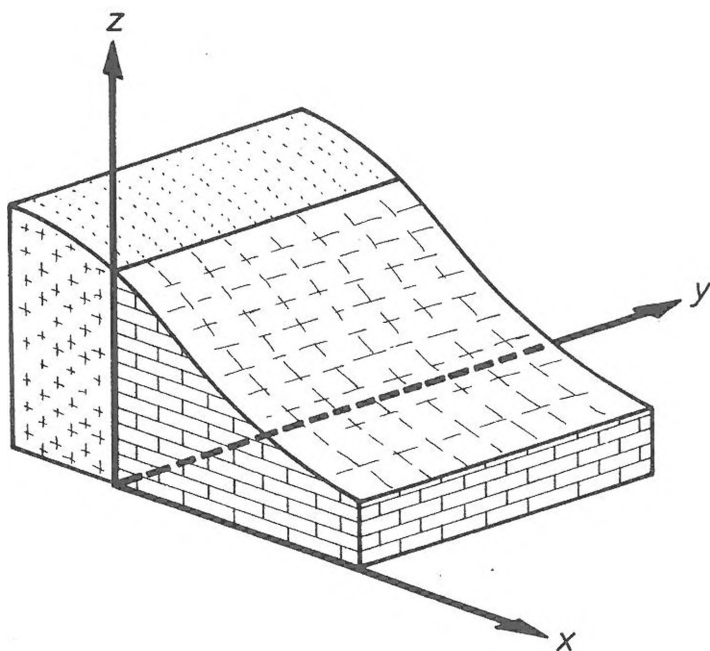
1. Bevezetés

A BDF karsztkutató munkacsoportja mintegy tíz éve foglalkozik mészkőfelszínek karrosodásának kutatásával. E program első lépése terepi megfigyeléseket és morfometriai méréseket foglalt magába, melynek eredményei lehetővé tették a karros felszínfejlődés törvényszerűségeinek feltárását, mind a klasszikus karsztmorfológia, mind a matematikai modellezés módszereit felhasználva. A terepi tapasztalatok összegzése lehetővé tette egy-egy, karros formakincsben gazdag terület kialakulásának fejlődéstörténeti értelmezését (VERESS 1993, 2000.a, 2001, 2002), ill. egy olyan elméleti-fizikai alapokon nyugvó matematikai modell felállítását, mellyel számszerűen is jellemezhető a sziklafelszínnek lepusztulásának folyamata. Az elméleti vizsgálatok eleinte egy-egy konkrét formatípus leírására irányultak (VERESS-PÉNTEK 1990, SZUNYOGH 1995, VERESS-PÉNTEK 1998), majd — felismerve közös törvényszerűségeiket — sikerült felállítani egy igen általános érvényű egyenletrendszert, amely számot ad valamennyi, talajelborítás nélküli, szabad mészkőfelszín korróziójáról (SZUNYOGH 1994, 2000.a). Ezen egyenletrendszer általános megoldása azonban nem lehetséges; konkrétan csak az egyes karros jelenséghez tartozó partikuláris megoldásai adhatók meg. Ilyen megoldások az elmúlt években folyamatosan készültek, ill. kidolgoztuk az általános megoldás számítógépi algoritmusát (SZUNYOGH 2000.b). A jelen cikk is ezen egyenletrendszernek egy bizonyos, konkrét feladathoz kapcsolódó megoldását ismerteti. Aktualitását a karsztkutató csoport chilei expedíciója során felmerült kérdések adták, ahol is felismerték, hogy szoros kapcsolat látszik bizonyos karrformák elhelyezkedése és a területen uralkodó szél iránya között. A szél (melynek sebessége 80-120 km/h) befolyásolja a csapadékhullás irányát és intenzitását, tehát

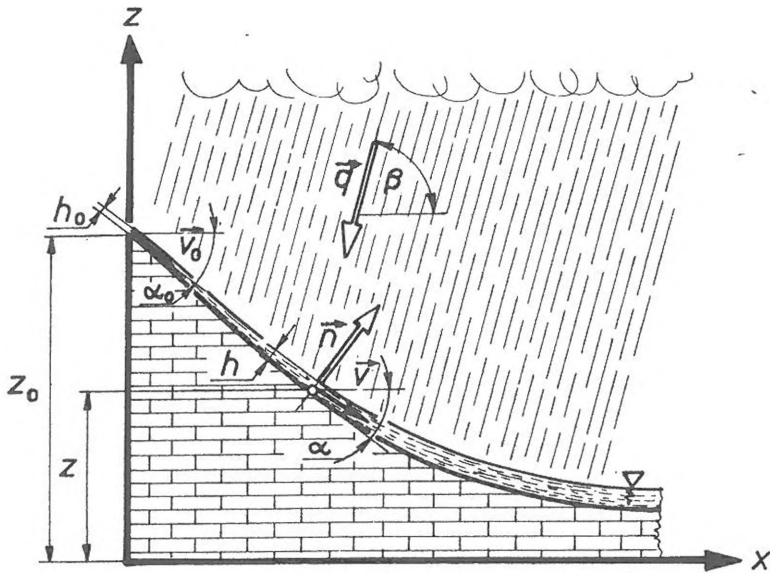
tisztázni kellett a csapadékhullás paramétereinek és a mészkőfelszínek oldódása között fennálló törvényszerűségeket. Az alább bemutatásra kerülő elméleti modell tehát a sziklakarrok lepusztulásának sebessége, a mészkőfelszín kezdeti alakja és a csapadék iránya és nagysága között keres szám-szerű kapcsolatot.

2. A denudáció sebessége változó dőlésszögű lejtő esetén

Tekintsünk egy olyan szabad sziklafelszínt, melynek csapásvonalai (szintvonalai) párhuzamos egyenesek (1. ábra). Keressük eme felület leoldódását, feltéve, hogy a szükséges oldószert a vízzintessel β szöget bezáró, q tömeghozamú csapadék szolgáltatja. Legyen a mészköves összlet véges, azaz balról egy nem karsztosodó sziklafal határolja. Adja meg a mészkő felületét a $t=0$ időpontra vonatkozóan a $z_0(x)$ függvény. Meghatározandó e felület alakja valamely tetszőleges ($t > 0$) időpontra, azaz keresett a $z(x,t)$ függvény (2. ábra).



1. ábra. A vizsgált kőzetkörnyezet tömbszelvénye
 Fig. 1. Sketch of the examined karstmorphological situation



2. ábra. A számítások során alkalmazott jelölések
Fig. 2. Denotation of quantities in the calculations

A karrosodó felszín leírását alapvetően egy olyan parciális differenciálegyenlet-rendszer szolgálja, mely figyelembe veszi az áramlás hidraulikai sajátosságait, a folyamatban résztvevő (egymással nem vegyülő) anyagok tömegének megmaradási törvényeit és a mészkőalakzatok változásával járó geometriai összefüggéseket (SZUNYOGH 2000.a). Mielőtt azonban felírnánk ezeket az egyenleteket (és megadnánk fizikai tartalmukat), fogalmazzunk meg bizonyos, az általános egyenletrendszert egyszerűsítő lehetőségeket.

A 2. ábra szerint a mészkő felületének magassága y -irányba nem változik, ezért valamennyi mennyiség y irányú deriváltja nulla, azaz

$$\frac{\partial}{\partial y} = 0. \quad (1)$$

További egyszerűsítést jelent, hogy a víz áramlási sebességének nem lesz y irányú komponense, hiszen a víz a felület dőlésvonala mentén folyik lefelé, azaz

$$v_y = 0. \quad (2)$$

Így az áramlás sebességvektora

$$\mathbf{v} = v_x \mathbf{i} + v_z \mathbf{k}. \quad (3)$$

A szabad mészkőfelszínnek leoldódásának korábban levezetett általános egyenletrendszere a fenti egyszerűsítésekkel az alábbi alakot ölti:

$$v_x = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \frac{\frac{\partial z}{\partial x}}{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 1} \quad (4)$$

$$\left(h \frac{\partial v_x}{\partial x} + v_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 1} + v_x \cdot h \frac{\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 1}} = -\frac{\mathbf{q}_v \cdot \mathbf{n}}{\rho_v} \quad (5)$$

$$v_x \frac{\partial c}{\partial x} + c \frac{\partial v_x}{\partial x} = k \frac{c_e - c}{h} + \frac{c}{\rho_v h} \mathbf{q}_v \cdot \mathbf{n} \quad (6)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k \frac{c_e - c}{\rho_k} \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 1} \quad (7)$$

ahol

η — a víz dinamikai viszkozitási tényezője (kg/m·s),

ρ_K — a mészkő sűrűsége (kg/m³),

ρ_v — a víz sűrűsége (kg/m³),

c — a folyadékfilm kalciumkarbonát-koncentrációja [$c = c(x, t)$],

c_e — a vízben oldott kalcium-karbonát egyensúlyi koncentrációja,

g — a nehézségi gyorsulás (m/s²),

h — folyadékfilm vastagsága [$h = h(x, t)$],

k — az oldódás sebességi tényezője (m/s),

\mathbf{n} — a felület normálisa (azaz a kőzetfelületre merőleges egységvektor),

\mathbf{q}_v — a csapadék tömegáramsűrűség-vektora (kg/m²·s),

v_x — a víz sebességének x -irányú komponense [$v_x = v_x(x, t)$].

A (4) megadja a lepelvízben áramló folyadék sebességét a Navier-Stokes egyenlet megoldásaként. A képlet kifejezi, hogy a víz sebessége egyenesen arányos a vízréteg vastagságának négyzetével, fordítottan arányos viszkozitási tényezőjével, és függ a vízfílm hordozó felület meredekségétől.

Az (5) a víz tömegének megmaradását tükröző egyenlet. A jobb oldalon álló mennyiség megadja, hogy időegység alatt mennyi víz érkezett a mészkő felületének egységnyi hosszúságú sávjára. Bal oldala a hozambővüléssel járó sebesség- ill. vízmélység-növekedést írja le.

A (6) a vízben oldott kalcium-karbonátra vonatkoztatva szerep érvényt a tömegmegmaradás tételének. Az egyenlet bal oldala megadja az egységnyi

térfogatú vízben oldott CaCO_3 tömegáramának növekményét, midőn a víz (áramlása során) egységnyi utat tesz meg. Az egyenlet jobb oldala e növekmény forrásairól ad számot: első tagja a mészkőről leoldott CaCO_3 mennyiségét fejezi ki (ez növelő tényező), a második tagja a csapadékból származó, oldott CaCO_3 -ot még nem tartalmazó „hígítószer” hatását számszerűsíti. (Ez viszont a kalcium-karbonát koncentrációját csökkentő tényező, mert mint alább kiderül, $q_v \cdot n$ negatív.)

A (7) bal oldala a kőzetfelszín süllyedési sebességét adja meg, mely nyilvánvalóan arányos az időegység alatt kémiai úton (oldódással) eltávolított CaCO_3 mennyiségével. Az egyenletek részletes levezetése megtalálható a szakirodalomban (SZUNYOGH 1994, 1998).

Jelölje a felület normálisának komponenseit n_x , n_y , n_z , így maga a vektor

$$\mathbf{n} = n_x \mathbf{i} + n_y \mathbf{j} + n_z \mathbf{k} . \quad (8)$$

Elemi differenciálgeometriai összefüggések szerint n_x , n_y , n_z összeálítható a felület különböző irányú parciális deriváltjaiból (SZUNYOGH G. 1998). Kihhasználva az (1) adta egyszerűsítési lehetőségeket, adódik, hogy

$$n_x = \frac{-\frac{\partial z}{\partial x}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}} \quad (9)$$

$$n_y = 0 \quad (10)$$

$$n_z = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}} \quad (11)$$

A (9) és (11)-ben szereplő differenciálhányadosok szemléletes geometriai tartalommal rendelkeznek: a felszín α lejtőszögének iránytangensét szolgáltatják:

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \text{tg } \alpha . \quad (12)$$

ahol α előjeles mennyiség: értéke pozitív, ha a felület pozitív x -irányba emelkedik, negatív, ha süllyed. (A továbbiakban célszerű a negatív esetet szem előtt tartani, mert ekkor a víz áramlási sebessége pozitív.) Ennek alapján írható, hogy

$$n_x = -\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha}} = -\sin \alpha \quad (13)$$

$$n_y = 0 \quad (14)$$

$$n_z = \frac{1}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha}} = \cos \alpha, \quad (15)$$

tehát a felület normálvektora:

$$\mathbf{n} = -\sin \alpha \mathbf{i} + \cos \alpha \mathbf{k}. \quad (16)$$

A csapadék vízhozamát a tömegáramsűrűség-vektorral jellemezhetjük, mely matematikailag

$$\mathbf{q}_v = q_v \mathbf{e}_v \quad (17)$$

formában állítható elő. A (17)-ben

ahol

q_v — a csapadék tömegáramsűrűség-vektorának abszolút értékét ($\text{kg}^3/\text{m}^2\text{s}$),

\mathbf{e}_v — az esőcseppek haladási irányába mutató egységvektor.

A 2. ábra jelölései alapján nyilvánvaló, hogy

$$\mathbf{e}_v = -\cos \beta \mathbf{i} - \sin \beta \mathbf{j}, \quad (18)$$

ahol β — a csapadékhullás irányának a vízszintessel bezárt (dőlés-) szöge, tehát

$$\mathbf{q}_v = -q_v [\cos \beta \mathbf{i} + \sin \beta \mathbf{j}]. \quad (19)$$

Következésképp

$$\mathbf{q}_v \mathbf{n} = -q_v [\cos \beta \mathbf{i} + \sin \beta \mathbf{j}] \cdot [-\sin \alpha \mathbf{i} + \cos \alpha \mathbf{k}] = -q_v \sin(\beta - \alpha) \quad (20)$$

Használjuk ki továbbá, hogy a (4)-ben szereplő kifejezés is előállítható a felület dőlésszögével:

$$\frac{\frac{\partial z}{\partial x}}{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 1} = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha} = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha}} \frac{1}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha}} = \sin \alpha \cdot \cos \alpha. \quad (21)$$

Az (5) egyenlet bal oldalának harmadik tagja átírható az alábbi módon:

$$v_x \cdot h \frac{\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}} = v_x \cdot h \frac{\partial}{\partial x} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}, \quad (22)$$

így a alapegyenletek az alábbi alakot öltik:

$$v_x = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cdot \cos \alpha \quad (23)$$

$$\left(h \frac{\partial v_x}{\partial x} + v_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2} + v_x \cdot h \frac{\partial}{\partial x} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2} \right) = \frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) \quad (24)$$

$$v_x \frac{\partial c}{\partial x} + c \frac{\partial v_x}{\partial x} = \frac{k}{h} (c_e - c) - \frac{c}{\rho_v h} q_v \sin(\beta - \alpha) \quad (25)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{k}{\rho_k} \frac{c_e - c}{\cos \alpha} \quad (26)$$

Vegyük észre, hogy a (24) és (25) bal oldalán álló összegek egy-egy deriváltba összefoglalhatók, így az alapegyenletek

$$v_x = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cdot \cos \alpha \quad (27)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h \cdot v_x}{\cos \alpha} \right) = \frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) \quad (28)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (v_x \cdot c) = \frac{k}{h} (c_e - c) - \frac{c}{\rho_v h} q_v \sin(\beta - \alpha) \quad (29)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{k}{\rho_k} \frac{c_e - c}{\cos \alpha} \quad (30)$$

formát vesznek fel. A (27) – (30) parciális differenciálegyenlet-rendszer egyértelmű megoldása kiegészítő egyenleteket követel meg, melyek a következők:

Geometriai egyenletek:

$$\sin \alpha = \frac{\frac{\partial z}{\partial x}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2}}, \quad (31)$$

$$\cos \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2}}. \quad (32)$$

Kezdeti feltételek: $z(x) = z_0, \quad \text{ha } x=0. \quad (33)$

Peremfeltételek: $v_x(x) = v_{0x} \text{ és } h(x) = h_0, \quad \text{ha } x=0, \quad (34)$

ahol

v_0 — a mészkőfelszín felső éle mentén belépő víz sebessége (m/s),

h_0 — a mészkőfelszín felső éle mentén belépő vízréteg vastagsága (m).

A (27) – (30) megoldásának első lépéseként helyettesítsük a (27)-et a (28)-ba:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\rho_v g h^2 \sin \alpha \cos \alpha}{3\eta} \cdot \frac{h}{\cos \alpha} \right) = \frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha), \quad (35)$$

rendezve:

$$\frac{\partial}{\partial x} (h^3 \sin \alpha) = -\frac{3\eta q_v}{\rho_v^2 g} \sin(\beta - \alpha). \quad (36)$$

Integráljuk a (36) mindkét oldalát x -szerint:

$$\int_0^x \frac{\partial}{\partial x} (h^3 \sin \alpha) dx = \frac{3\eta q_v}{\rho_v^2 g} \int_0^x \sin(\beta - \alpha) dx. \quad (37)$$

A (37) bal oldala elemi módon integrálható, így kapjuk, hogy

$$h^3 \sin \alpha - h_0^3 \sin \alpha_0 = -\frac{3\eta q_v}{\rho_v^2 g} \int_0^x \sin(\beta - \alpha) dx, \quad (38)$$

ahol α_0 a kőzetfelszín dőlésszöge a mészkőtábla felső pereme mentén. (α_0 nyilvánvalóan negatív, ha rajta a víz balról jobbra, azaz pozitív irányba folyik).

A (38)-ból kifejezve h -t, a folyadékfilm vastagságára

$$h(x) = \sqrt[3]{\frac{1}{\sin \alpha(x)} \left[h_0^3 \sin \alpha_0 - \frac{3\eta q_v}{\rho_v^2 g} \int_0^x \sin[\beta - \alpha(x)] dx \right]} \quad (39)$$

összefüggést nyerjük.

Ha a felület $z(x,t)$ egyenlete ismert, akkor a (31)-ben kijelölt deriváltak elvégzése után $\sin \alpha(x)$ meghatározható, melynek inverzét képezve maga $\alpha(x)$ is kifejezhető:

$$\alpha(x) = \arcsin \frac{\frac{\partial z}{\partial x}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2}}. \quad (40)$$

$\alpha(x)$ birtokában a (39) közönséges numerikus integrálással meghatározható. Végül a (39)-et a (27)-be írva eljutunk a mészkő felszínén áramló víz sebességét megadó összefüggéshez:

$$v_x(x) = -\frac{\rho_v g h^2(x)}{3\eta} \sin \alpha(x) \cos \alpha(x) \quad (41)$$

amely numerikusan szintén előállítható.

A leoldódás második egyenletének, azaz a (29)-nek integrálása érdekében vezessük be a

$$v_x \cdot c = u \quad (42)$$

jelölést. u fizikailag megadja a vízzel szállított kalcium-karbonát tömegáram-sűrűségét ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$). Innen

$$c = \frac{u}{v_x}, \quad (43)$$

melynek figyelembevételével a (29)

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{k}{h(x)} \left(c_e - \frac{u}{v_x(x)} \right) - \frac{u q_v}{\rho_v h(x) v_x(x)} \sin[\beta - \alpha(x)] \quad (44)$$

alakba írható. (Az egyenlet felírásánál külön jelöltük, hogy h , v_x , és α x függvénye, tehát az egyenlet megoldásakor nem tekinthetők állandóknak. E jelölést azonban a továbbiakban elhagyjuk.) A (44) egy változó együtthatójú, közönséges, nemlineáris, elsőfokú differenciálegyenletet szolgáltat $u(x,t)$ -re nézve:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{h v_x} \left(q_v \frac{\sin(\beta - \alpha)}{\rho_v} + k \right) u = + \frac{k}{h} c_e. \quad (45)$$

Átrendezve

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{-1}{h \cdot v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] u + \frac{k}{h} c_e. \quad (46)$$

Kezdeti feltételül szolgál, hogy az oldódásnak kitett mészkőfelszín felső élénél a víz még nem tartalmaz oldott kalcium-karbonátot, azaz

$$c(x) = 0, \quad \text{ha } x=0, \quad (47)$$

következésképp (a 42) értelmében

$$u(x) = 0, \quad \text{ha } x=0, \quad (48)$$

A (46) zárt alakban integrálható. Keressük általános megoldását az „állandók variálásának módszere” szerint, azaz első lépésben határozzuk meg a (46) homogéné tett változatának általános megoldását (melyet u_h -val jelölünk).

u_h differenciálegyenletéhez úgy jutunk, hogy a (46)-ot „megcsonkítjuk”: elhagyjuk jobb oldalának második (azaz u -tól független) tagját. Marad tehát

$$\frac{du_h}{dx} = \frac{-1}{h \cdot v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] u_h. \quad (49)$$

Szétválasztva

$$\frac{du_h}{u_h} = \frac{-1}{h \cdot v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] dx. \quad (50)$$

majd mindkét oldalát integrálva

$$\ln\left(\frac{u_h}{U}\right) = \int_0^x \frac{-1}{h v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] dx \quad (51)$$

adódik, ahol U egy egyelőre ismeretlen integrációs állandó. Az (51) mindkét oldalát e -alakra emelve véve a homogén megoldást végül

$$u_h(x) = U \exp\left\{ \int_0^x \frac{-1}{h v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] dx \right\} \quad (52)$$

alakban nyerjük. Az egyszerűbb írásmód érdekében vezessük be az (52) kitevőjében álló kifejezésre a tömörebb

$$\mathcal{G}(x) = \int_0^x \frac{-1}{h v_x} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha) + k \right] dx \quad (53)$$

jelölést. Így írhatjuk, hogy a homogén egyenlet általános megoldása

$$u_h(x) = U e^{\mathcal{G}(x)}. \quad (54)$$

A (46) megoldásának második lépéseként tételezzük fel, hogy az inhomogén egyenlet általános megoldása az (54)-hez hasonló formában előállítható, azzal a különbséggel, hogy az U együtthatót nem tekintjük állandónak, hanem feltételezzük, hogy x függvénye. Azaz

$$u(x) = U(x) e^{\mathcal{G}(x)}. \quad (55)$$

Mármost $U(x)$ oly módon határozandó meg, hogy az (55) eleget tegyen az eredeti (nem csonkított) differenciálegyenletnek. Az (55)-öt a (46)-ba helyettesítve, elvégezve a kijelölt deriválásokat rendezés után $U(x)$ -re nézve a

$$\frac{dU}{dx} = \frac{k}{h} c_e e^{-\mathcal{G}(x)} \quad (56)$$

differenciálegyenletet nyerjük. Az (56) mindkét oldalát x -szerint integrálva

$$U = \int \frac{k}{h} c_e e^{-g(x)} dx + V \quad (57)$$

kifejezést kapjuk, melyben már csak V integrációs állandó szerepel ismeretlenként. Ennek megfelelően a (46) általános megoldása

$$u(x) = \left[V + \int_0^x \frac{k c_e}{h} e^{-g(x)} dx \right] e^{g(x)}. \quad (58)$$

V meghatározásához vegyük figyelembe a (47) kezdeti feltételt:

$$\text{ha } x=0, \quad \text{akkor } u(x) = 0 \quad (59)$$

Alkalmazva az (58)-at $x=0$ esetére

$$V = 0 \quad (60)$$

adódik. Ennek alapján a (46) teljes megoldása:

$$u(x) = e^{g(x)} \int_0^x \frac{k \cdot c_e}{h} e^{-g(x)} dx \quad (61)$$

Mivel a (43) szerint

$$c = \frac{u}{v_x}, \quad (62)$$

azért

$$c(x) = \frac{e^{g(x)}}{v_x} \int_0^x \frac{k \cdot c_e}{h} e^{-g(x)} dx. \quad (64)$$

A (64) kizárólag ismert függvényeket ill. mennyiségeket tartalmaz, így segítségével kiszámítható a mészkő felszínén folyó víz kalcium-karbonáttartalmának értéke tetszőleges x koordinátájú pontra vonatkozólag.

A felszín süllyedésének w sebessége a $z = z(x, t)$ függvény t -szerinti deriváltjából adódik:

$$w = \frac{\partial z}{\partial t}, \quad (65)$$

mely a (30) alapján

$$w = -\frac{1}{\cos \alpha} \frac{k}{\rho_k} (c_e - c). \quad (66)$$

c -t a (64)-ből véve, végül a karros mészkőfelszín süllyedési sebességére a

$$w(x) = \frac{-1}{\cos \alpha} \frac{k}{\rho_k} \left\{ c_e - \frac{e^{\mathcal{G}(x)}}{v_x} \int_0^x \frac{k \cdot c_e}{h} e^{-\mathcal{G}(x)} dx \right\} \quad (67)$$

képletet kapjuk.

A (67)-ben csupa ismert függvény szerepel, ezért kiszámítása (számítógéppel) nem okoz gondot.

3. A denudáció sebessége állandó dőlésszögű lejtő oldódása esetén

A (64) és (67) segítségével analitikusan meghatározhatjuk az oldódás kezdeti sebességét, ha a kiindulási mészkőfelszín egy lejtős síkfelület, azaz ha dőlésszöge állandó:

$$\alpha(x) = \alpha_0, \quad (68)$$

ill.
$$\sin \alpha(x) = \sin \alpha_0. \quad (69)$$

Ennek alapján a vízfilm vastagsága a (39) szerint

$$h(x) = \sqrt[3]{\frac{1}{\sin \alpha_0} \left[h_0^3 \sin \alpha_0 - \frac{3 \eta q_v}{\rho_v^2 g} \int_0^x \sin(\beta - \alpha_0) dx \right]} \quad (70)$$

mely kifejezés zárt alakban integrálható, hiszen integrandusza x -től független, állandó. Rendezés után

$$h(x) = h_0 \sqrt[3]{1 - \frac{3 \eta q_v \sin(\beta - \alpha_0)}{\rho_v^2 g h_0^3 \sin \alpha_0} x} \quad (71)$$

kifejezést nyerjük a lepelvíz vastagságára. Az egyszerűbb írásmód kedvéért vezessük be a

$$\kappa = - \frac{3 \eta q_v \sin(\beta - \alpha_0)}{\rho_v^2 g h_0^3 \sin \alpha_0} \quad (72)$$

jelölést, ahol κ ismert állandókat tartalmaz csupán. Így

$$h(x) = h_0 \sqrt[3]{1 + \kappa \cdot x}. \quad (73)$$

Szükségünk van továbbá $\mathcal{G}(x)$ függvényre is, mely (ugyanezen közelítések figyelembevételével)

$$\mathcal{G}(x) = \int_0^x \frac{-1}{h(x) v_x(x)} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha_0) + k \right] dx. \quad (74)$$

h -t ill. v_x -et a (41) és (73)-ból véve, némi átalakításokat követően

$$\vartheta(x) = \int_0^x \frac{-1}{-\frac{\rho_v g}{3\eta} h_0^3 (1 + \kappa \cdot x) \sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha_0) + k \right] dx \quad (75)$$

Elvégezve a lehetséges átalakításokat

$$\vartheta(x) = \frac{1}{\sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \frac{3\eta}{\rho_v g h_0^3} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha_0) + k \right] \cdot \int_0^x \frac{1}{1 + \kappa \cdot x} dx, \quad (76)$$

mely zárt alakban integrálgató:

$$\vartheta(x) = \frac{1}{\sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \frac{3\eta}{\rho_v g h_0^3} \left[\frac{q_v}{\rho_v} \sin(\beta - \alpha_0) + k \right] \frac{1}{\kappa} \left[\ln|1 + \kappa \cdot x| \right]_0^x. \quad (77)$$

(A jobb oldal logaritmikus tényezőjének argumentumából az abszolút értékjel elhagyható, mert mind κ mind x pozitív.) Figyelembe véve κ (72)-ben megadott kifejezését a (77) egyszerűsíthető:

$$\vartheta(x) = \frac{-1}{\sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \left[k \frac{\rho_v}{q_v} + \sin(\beta - \alpha_0) \right] \frac{\sin \alpha_0}{\sin(\beta - \alpha_0)} \ln[1 + \kappa \cdot x]. \quad (78)$$

A logaritmikus tényező előtt álló kifejezést foglaljuk össze egyetlen λ tényezőbe:

$$\lambda = \frac{-1}{\cos \alpha_0 \sin(\beta - \alpha_0)} \left[k \frac{\rho_v}{q_v} + \sin(\beta - \alpha_0) \right], \quad (79)$$

így
$$\vartheta(x) = \lambda \cdot \ln[1 + \kappa \cdot x], \quad (80)$$

mely zárt alakban megadja a (64) ill. (67) egyenletekben szereplő segédfüggvény konkrét alakját.

Végezzük el $\vartheta(x)$ (64)-ben kijelölt integrálást, felhasználva a (73) és (80)-at!

$$\int_0^x \frac{e^{-\vartheta(x)}}{h(x)} dx = \int_0^x \frac{e^{-\lambda \ln[1 + \kappa \cdot x]}}{h_0^3 \sqrt[3]{1 + \kappa \cdot x}} dx. \quad (81)$$

Az integrandusz számlálója a logaritmikus- és az exponenciális függvények szabályait felhasználva átírható, ezért (rendezés után) az alábbi kifejezés adódik:

$$\int_0^x \frac{e^{-\vartheta(x)}}{h(x)} dx = \frac{1}{h_0} \int_0^x (1 + \kappa \cdot x)^{-\lambda \frac{1}{3}} dx \quad (82)$$

Az integrálás zárt alakban elvégezhető:

$$\frac{1}{h_0} \int_0^x [1 + \kappa \cdot x]^{-\lambda - \frac{1}{3}} dx = \frac{1}{h_0} \frac{(1 + \kappa x)^{-\lambda - \frac{1}{3} + 1} - 1}{\left(-\lambda - \frac{1}{3} + 1\right) \cdot \kappa} \quad (83)$$

A (83)-at a (64)-be helyettesítve eljutunk a vízben oldott koncentráció alakulásához:

$$c(x) = k \cdot c_e \frac{1}{h_0 \left(\frac{2}{3} - \lambda\right)} \frac{[1 + \kappa x]^{\left(\frac{2}{3} - \lambda\right)} - 1}{\kappa} \frac{e^{\lambda \cdot \ln(1 + \kappa \cdot x)}}{-\frac{\rho_v g}{3\eta} h_0^2 \sqrt[3]{1 + \kappa x^2} \sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \quad (84)$$

Ismét szem előtt tartva az exponenciális kifejezés átalakítási lehetőségeit

$$e^{\lambda \cdot \ln(1 + \kappa \cdot x)} = (1 + \kappa \cdot x)^\lambda, \quad (85)$$

végre hajtva egyéb elemi átrendezéseket, végül a vízben oldott kalcium-karbonát koncentrációjára a

$$c(x) = \frac{3\eta k \cdot c_e}{\kappa \rho_v g h_0^3 \sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \frac{3}{2 - 3\lambda} \left\{ 1 - (1 + \kappa x)^{\lambda - \frac{2}{3}} \right\} \quad (86)$$

kifejezést vezethetjük le.

A (84)-et a (67)-be helyettesítve és h -t a (73)-ból véve a felszín lepusztulásának sebességére kapjuk, hogy

$$w(x) = \frac{-1}{\cos \alpha_0} \frac{k}{\rho_k} \left\{ c_e + \frac{3kc_e}{h_0} \frac{(1 + \kappa x)^{\frac{2}{3} - \lambda} - 1}{(2 - 3\lambda)\kappa} \frac{\exp[\lambda \cdot \ln(1 + \kappa \cdot x)]}{\frac{\rho_v g}{3\eta} h_0^2 \sqrt[3]{1 + \kappa x^2} \sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \right\} \quad (87)$$

amely rendezés után

$$w(x) = \frac{-1}{\cos \alpha_0} \frac{kc_e}{\rho_k} \left\{ 1 - \frac{3\eta k}{\rho_v g h_0^3 \sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \left(\frac{3}{2 - 3\lambda} \right) \frac{1 - (1 + \kappa \cdot x)^{\lambda - \frac{2}{3}}}{\kappa} \right\} \quad (88)$$

alakot ölti. A (88) nevezője egyszerűsíthető, ha beírjuk κ (72)-ban megadott alakját:

$$w(x) = \frac{-1}{\cos \alpha_0} \frac{kc_e}{\rho_k} \left\{ 1 + \frac{1}{\sin(\beta - \alpha_0) \cos \alpha_0} \frac{k\rho_v}{q_v} \frac{3}{2 - 3\lambda} \left[1 - (1 + \kappa \cdot x)^{\lambda - \frac{2}{3}} \right] \right\} \quad (89)$$

Számszerű kiértékelés szerint (lásd alább) a (89) jobb oldalának utolsó tényezőjében szereplő κx tag sokkal kisebb mint egy, ami további egyszerűsítésre ad lehetőséget. Alakítsuk át a (89)-et a következőképpen

$$(1 + \kappa \cdot x)^{\lambda - \frac{2}{3}} = \exp \left\{ \ln \left[(1 + \kappa \cdot x)^{\lambda - \frac{2}{3}} \right] \right\} = \exp \left\{ \left(\lambda - \frac{2}{3} \right) \ln [1 + \kappa \cdot x] \right\}. \quad (90)$$

Fejtsük Taylor-sorba a logaritmusos kifejezést, és — kihasználva, hogy a fent említettek szerint $\kappa x \ll 1$ — hagyjuk el a lineárisnál magasabb hatványú tagokat:

$$\ln(1 + \kappa \cdot x) \cong \kappa \cdot x. \quad (91)$$

$$\text{Így} \quad (1 + \kappa \cdot x)^{\lambda - \frac{2}{3}} \cong \exp \left\{ \left(\lambda - \frac{2}{3} \right) \kappa \cdot x \right\}. \quad (92)$$

Az egyszerűbb írásmód kedvéért vezessük be a

$$\mu = - \left(\lambda - \frac{2}{3} \right) \kappa \quad (93)$$

jelölést. κ és λ (72) és (79) szerint képlete nyomán

$$\mu = \frac{-1}{\sin \alpha_0} \frac{3 \eta}{\rho_v g h_0^3} \left[\frac{1}{\cos \alpha_0} k + \frac{q_v}{\rho_v} \left(\frac{2}{3} + \frac{1}{\cos \alpha_0} \right) \sin(\beta - \alpha_0) \right]. \quad (95)$$

Ezzel végül a mészkőfelszín süllyedési sebességére

$$w(x) = \frac{-1}{\cos \alpha_0} \frac{k c_e}{\rho_k} \left[1 + \frac{1}{\sin(\beta - \alpha_0) \cos \alpha_0} \frac{k \rho_v}{q_v} \frac{3}{2 - 3\lambda} (1 - e^{-\mu x}) \right] \quad (96)$$

összefüggést nyerjük. Hangsúlyozzuk, hogy a (96)-ban szereplő paraméterek már „valóban” állandók, azaz x (független változóként) csak az exponenciális kifejezésben szerepel.

A karsztos denudáció megítélése szempontjából a felszín függőleges irányú süllyedési sebességénél sok esetben többlet információt ad annak ismerete, hogy milyen vastag kőzetréteg pusztul le időegység alatt. Meghatározandó ezért a lepusztulás sebességének a mészkőfelszínre merőleges komponense. Elemi differenciálgeometriai megfontolások alapján nyilvánvaló, hogy

$$\dot{b} = |w \cdot \cos \alpha_0|, \quad (97)$$

ahol \dot{b} az időegység alatt „lehántolódó” réteg vastagságát jelöli. A (96) figyelembevételével

$$\dot{b} = \frac{k c_e}{\rho_k} \left[1 + \frac{1}{\sin(\beta - \alpha_0) \cos \alpha_0} \frac{k \rho_v}{q_v} \frac{3}{2 - 3\lambda} (1 - e^{-\mu x}) \right]. \quad (98)$$

A (92)-ben alkalmazott matematikai átalakítást a vízfilmbe oldott kalcium-karbonát koncentrációját megadó (86)-összefüggésbe is átvezetve

$$c(x) = \frac{k \cdot c_e}{\sin(\beta - \alpha_0) \cos \alpha_0} \frac{\rho_v}{q_v} \frac{3}{2 - 3\lambda} \{1 - e^{-\mu x}\} \quad (99)$$

4. A levezetett összefüggések karsztmorfológiai értelmezése

Kvalitatív elemzés

1. A (98)-ból kiolvasható, hogy a karros leoldódás sebessége meglehetősen bonyolult függvénykapcsolatban áll a lejtő α_0 dőlésszögével. A (98)-ban α_0 mind explicite, mind pedig (a λ és μ tényezőkön keresztül) impliciten előfordul. Szerepe közvetlenül egyrészt a lepelvíz sebességének meghatározásában, másrészt a mészkőfelszín egységnyi területére hulló csapadék vízhozamának megszabásában van. (Annál kevesebb víz jut a mészkőre, minél kisebb szöveget zár be a felszín az esőcseppek tényleges irányával.) Közvetetten tehát α_0 kifejezi a kapcsolatot a karsztos lepusztulás és az esőcseppek mozgásirányát meghatározó uralkodó szélesebesség- és szélirány között. Ez utóbbi hatás kialakításában nyilvánvalóan a β szögnek is meghatározó szerepe van, mely a (98)-ban szintén bonyolult függvényként mutatkozik.

2. A lepusztulás sebességére alapvető hatást gyakorol a q_v csapadékhozam. A (98)-ban q_v nemlineáris formában fordul elő, hanem a λ és μ tényezőkön keresztül bonyolult módon. Ennek viszonylag nagy földrajzi jelentősége van: kifejezi, hogy a lepusztulás sebessége nem pusztán a mészkőre hullott víz tömegével arányos, hanem az időegység alatt lehullott csapadékkal. Más szavakkal: ha ugyanaz a vízmennyiség hosszantartó, csendes esőként kerül a mészkőre, akkor egy meghatározott, hosszú időszak (pl. ezer év) alatt más lesz a denudáció mértéke, mintha rövidebb ideig tartó, de heves záporok formájában kerülne az oldószer a mészkőre. E lineáris kapcsolat azzal magyarázható, hogy a felszínen áramló (csapadékból táplálkozó) víz hozama nem áll egyenes arányban a víz sebességével és vastagságával, amely tényezők pedig közvetlen (és pedig szintén nem lineáris) viszonylatban vannak az oldódás sebességével. Ha túl nagy a víz sebessége, akkor nincs elegendő idő a kémiai folyamatokhoz, ha pedig a víz túl lassan áramlik, akkor rövid szakaszon belül telítődik, és oldásképtelenné válik.

3. A (96)-ból kiolvasható, hogy ha a kezdetben a lejtő síkfelületű volt is, hamarosan görbültté válik, mert a süllyedés sebessége függ a lejtő tete-

jétől mért x távolságtól. Ez az összefüggés pedig exponenciális jellegű, ami kifejezi, hogy a lepusztulás sebességében mértékadó különbségek csak egy meghatározott zónán belül mutatkoznak, azon kívül viszont a süllyedés sebessége állandósul. E zóna szélessége a (96) exponenciális kitevőjében álló μ tényező reciprokával jellemezhető. Mivel azonban μ a (95) szerint függ a lejtő dőlésszögétől, az esőcseppek irányától és a csapadékhozamtól, ezért érthető, miért rendelkezik olyan változatos formakinccsel a karros mészkőfelszín.

4. A leoldódás sebessége egyenesen arányos a víz telítési kalcium-karbonát koncentrációjával, mely — mint ismeretes — a levegő széndioxid-tartalmával arányos. Ebből az következik, hogy különböző atmoszférikus viszonyok között lezajló karrosodás jellegében azonos formákat hoz létre, csupán kialakulásuk sebességében van differencia.

5. Az oldódás kémiai folyamatait tükröző k tényező szintén igen bonyolult függvényként mutatkozik meg, hiszen előfordul mind a λ mind a μ tényezőkben. Ez kihangsúlyozza az igényt a lepelvíz alatt zajló oldódás menetének minél alaposabb megismerésére.

6. A (99) kifejezi, hogy a kőzet felszínén szivárgó víz oldott kalcium-karbonát koncentrációja (c) a süllyedési sebességhez hasonlóan exponenciálisan változik, és pedig aszimptotikusan tart egy határértékhez. Ez a határérték fordítottan arányos a csapadékhozammal, azaz mennél több víz hullik időegység alatt a területre, (azaz mennél jobban hígul a lepelvíz), annál kisebb lesz c . Természetesen ez nem azt jelenti, hogy nagyobb csapadéknál lassúbb lenne az oldódás, sőt, épp ellenkezőleg: a kisebb kalcium-karbonát tartalmú víz agresszívabb, így c csökkenése a maximálisan feloldható mészkő tömegét növeli.

7. A (99) arról is számot ad, hogy a lejtő tetejénél a legkisebb az oldott CaCO_3 azaz ott a legagresszívabb a víz. Ez abból adódik, hogy ott a csapadékon kívül még a nemkarstos térszínről érkező agresszív víz is szerepet játszik a korrózióban. Lejjebb ez utóbbi eredetű oldószer telítődik, és csak a csapadékvíz gazdagítja az agresszív összetevőt.

8. A (96)-ból egy további, meglepő tény is kiviláglik. Ha a mészkő felületére csak a csapadék szállít vizet, azaz a nemkarstos területről nem érkezik oldószer (ami matematikailag $h_0 \rightarrow 0$ esetnek felel meg), akkor $\mu \rightarrow \infty$, következésképp az $\exp(-\mu x)$ tag nullához tart, bármekkora legyen is x . Ez azt jelenti, hogy ilyen esetben a mészkőfelszín süllyedése x -től független, azaz állandó. Más szavakkal: egy tökéletesen sík, lejtős mészkőfelszín nem változtatja az alakját karrosodása során, hanem egyenletesen pusztul. E megállapítás látszólag ellentétben van a terepi tapasztalatokkal: a szabad kőzetfelszín általában hepehupás, barázdákkal, csatornákkal, esetleg

lefolyástalan medencékkel van megtörve. Mindez ráirányítja a figyelmet a fenti megoldás stabilitására: valószínűleg egy kis eltérés a sík felülettől megbontja az egyenletes denudáció dinamikus egyensúlyát, és e kis zavar mérete egyre nagyobbá válik.

Kvantitatív elemzés

Végezzünk számszerű becslést a denudáció sebességére nézve! A víz dinamikai viszkozitási tényezője $\eta = 1,9 \cdot 10^{-3}$ kg/m·s; a mészkő sűrűsége $\rho_K = 2300$ kg/m³; a víz sűrűsége $\rho_v = 1000$ kg/m³; a nehézségi gyorsulás $g = 9,81$ m/s². az oldódás sebességi tényezője k a kémiai oldódás sebességének és a diffúziós anyagtranszport sebességének reciprok összegéből adódik:

$$k = \frac{k_K k_D}{k_K + k_D}, \quad (100)$$

ahol k_K a kémiai oldódás sebessége, k_D a diffúziós anyagtranszport sebessége. k_K meghatározása a

$$k_K = A_K e^{-\frac{E_K}{RT}} \quad (101)$$

képlettel lehetséges, ahol $A_K = 5,36 \cdot 10^5$ m/s, $E_K = 5,41 \cdot 10^4$ J/mol, $R = 8,31$ J/mol·K. T pedig a víz abszolút hőmérsékletét jelöli. $T = 283$ K-nel számolva $k_K = 5,47 \cdot 10^{-5}$ m/s. (DUBLJANSZKIJ 1986). k_D közelítőleg a

$$k_D = \frac{D}{\delta} \quad (102)$$

összefüggés alapján számítható, ahol D a diffúziós állandó, δ pedig a mészkő felszíne mentén kialakuló határreteg vastagsága. Meghatározására az alábbi összefüggés szolgál:

$$D = A_D e^{-\frac{E_D}{RT}}. \quad (103)$$

A (103)-ban $A_D = 2,37 \cdot 10^{-3}$ m²/s, $E_D = 3,72 \cdot 10^4$ J/mol. $T = 283$ K esetén $D = 3,19 \cdot 10^{-10}$ m²/s. A határreteg vastagsága (itt nem részletezett számítások szerint) jó közelítéssel megegyezik a vízfilm h vastagságával. h -nak 0,001 métert véve (lásd. alább) a (102) $k_D = 3,2 \cdot 10^{-7}$ m/s eredményt ad. Mindezek birtokában, a (100) szerint $k = 3,2 \cdot 10^{-7}$ m/s.

A vízben maximálisan feloldható kalcium-karbonát koncentrációja

$$c_e = M_{CaCO_3} \sqrt[3]{\frac{K_1 \cdot K_C \cdot K_H}{4 \cdot K_2 \cdot \gamma_{Ca} \cdot \gamma_{HCO_3}^2} P_{CO_2}}, \quad (104)$$

ahol a M_{CaCO_3} a kalcium-karbonát moláris tömege ($M_{CaCO_3} = 96 \text{ kg/kmol}$); K_1 és K_2 a szén-sav hidrokarbonátos, ill. karbonátos disszociációs állandója, K_H a víz hidroxilos disszociációs állandója, K_C a kalcium-karbonát disszociációs állandója (DREYBROT 1988). γ_{Ca} és γ_{HCO_3} az oldatban lévő kalcium- és hidrokarbonát ionok aktivitási együtthatói, melyek értéke híg oldatok esetén (mint a karrosodás esetében is) 1-gyel egyenlők. p_{CO_2} a normál levegő széndioxid-tartalmának parciális nyomása ($p_{CO_2} = 0,0003 \text{ atm}$). K_1 , K_2 , K_C , K_H értékei alapvetően a hőmérséklettől függenek, melyek $T=5^\circ \text{ C}$ esetén: $K_1=3,1622 \cdot 10^{-7}$, $K_2=3,1622 \cdot 10^{-11}$, $K_H=6,30057 \cdot 10^{-2}$, $K_C = 3,89 \cdot 10^{-9}$. Mind ezeket figyelembe véve $c_e=0,0546 \text{ kg/m}^3$.

A csapadékhozam reális értéke 1000-4000 mm/év, melyet másodpercekre átszámítva $3,17 \cdot 10^{-5}$ - $12,68 \cdot 10^{-5} \text{ kg/m}^2\text{s}$. A mészkőfelszín felső éle mentén belépő vízréteg vastagsága reálisan $h_0 = 0,1$ - 1 mm (10^{-4} - 10^{-3} m). A képletekben szereplő többi paraméter értelemszerűen tetszőleges értéket felvehet.

Legyen a mészkő dőlésszöge $\alpha_0 = -10^\circ$, az esőcseppek hulljanak függőlegesen, azaz legyen $\beta = 90^\circ$. Az átlagos csapadékhozamnak vegyünk 2000 mm/évet , így $q_v = 6,34 \cdot 10^{-5} \text{ kg/s}$. Ezen adatokkal $\kappa = 0,204 \text{ 1/m}$, $\lambda = -4,43$, $\mu = 0,968 \text{ 1/m}$, tehát

$$c(x) = 0,041 \cdot [1 - e^{-1,43x}] \text{ kg/m}^3,$$

$$w(x) = 0,0596 - 0,17 \cdot e^{-1,43x} \text{ mm/év.}$$

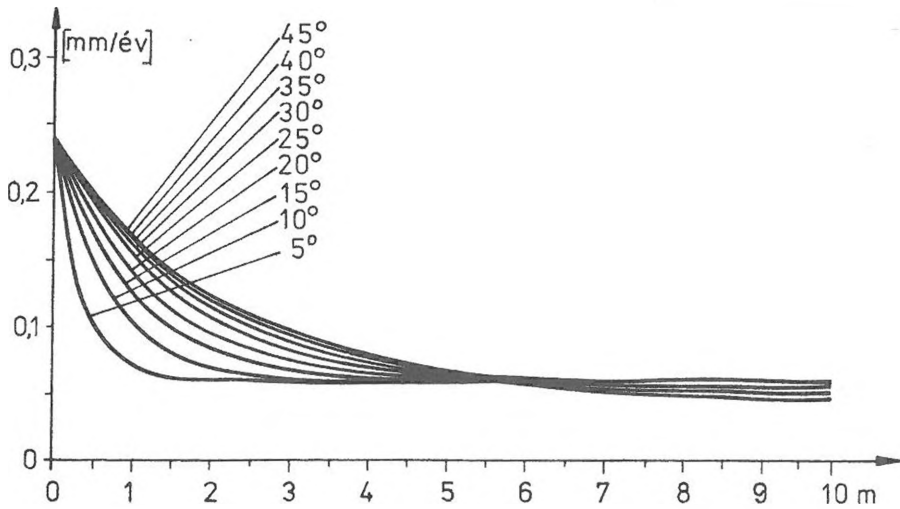
Ha $x=0$, akkor $w=0,23 \text{ mm/év}$. Ha $x=1 \text{ m}$, akkor $w=0,06 \text{ mm/év}$.

Grafikus vizsgálat

A fent levezetett összefüggések tartalmának szemléltetésére vizsgáljuk meg a leoldódás sebességének alakulását különböző paraméterek függvényében. (A diagrammokon fel nem tüntetett paraméterek értékei megegyeznek a fenti szám példában szereplőkkel.)

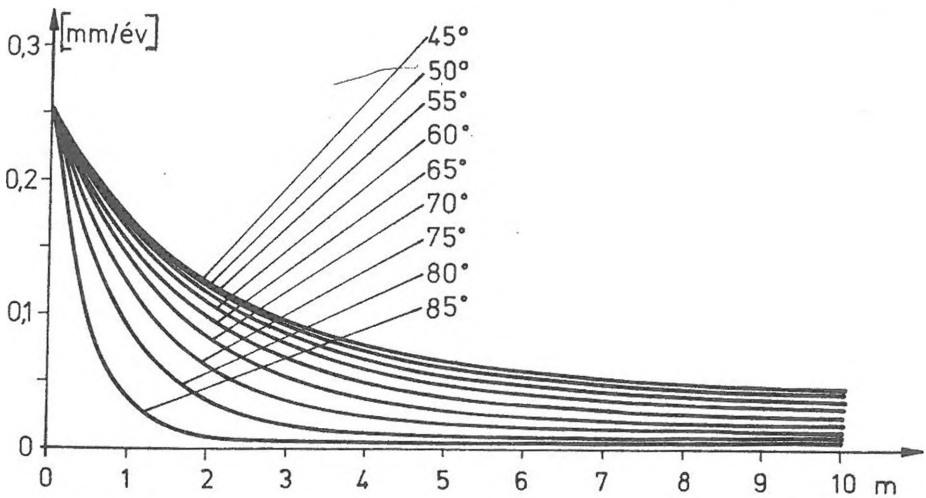
A 3. és 4. ábra mutatja a leoldódás sebességét (\dot{b} -ot) a lejtő felső élétől mért távolság függvényében. Látható, hogy a sebesség exponenciálisan csökken a távolsággal, de nullától különböző szinten állandósul. Ez azzal magyarázható, hogy az agresszív csapadékvíz a lejtő felső élétől távol is öntözi a mészkövet, így oldó hatását mindenütt kifejezheti. A görbék kezdeti exponenciális jellege a nemkarstos területről érkező agresszív vizek hatását tükrözi: amint azok fokozatosan telítődnek, úgy egyre csökken oldóképességük. A diagramból az is kiolvasható, hogy a terület dőlésszögének függvényében a telítődés különböző hosszúságú szakaszokon következik be (ill.

különböző hosszúságú szakaszok megtétele után állandósul az oldási sebesség).



3. ábra. A leoldódás sebessége a lejtő szélétől mért távolság függvényében, különböző dőlésszögek esetén ($\alpha < 45^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-3} \text{ kg/s}$, [azaz $Q = 2000 \text{ mm/év}$])

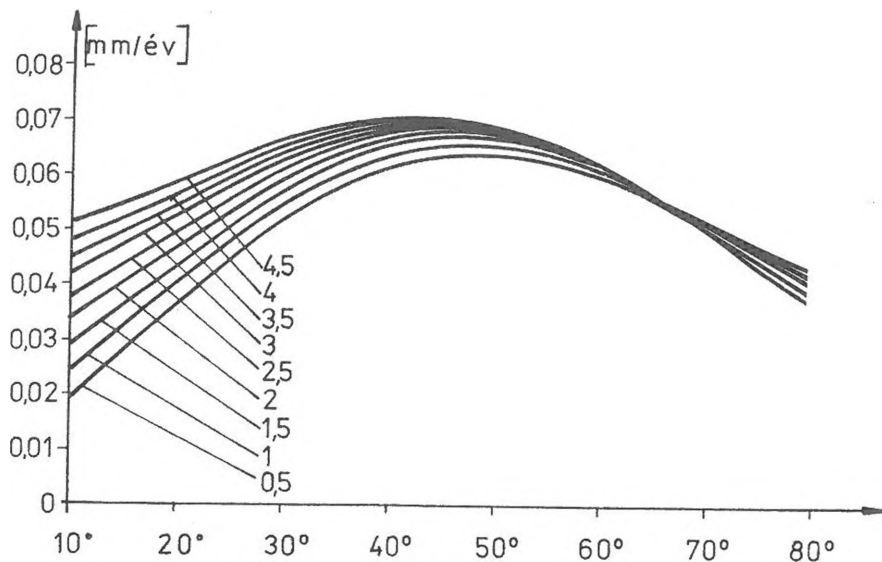
Fig. 3. Velocity of denudation as a function of distance from brink of slope by different angle of slope ($\alpha < 45^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-3} \text{ kg/s}$ [i.e. $Q = 2000 \text{ mm/year}$])



4. ábra. A leoldódás sebessége a lejtő szélétől mért távolság függvényében, különböző dőlésszögek esetén ($\alpha > 45^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-3} \text{ kg/s}$ [azaz $Q = 2000 \text{ mm/év}$])

Fig. 4. Velocity of denudation as a function of distance from brink of slope by different angle of slope ($\alpha > 45^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-3} \text{ kg/s}$ [i.e. $Q = 2000 \text{ mm/year}$])

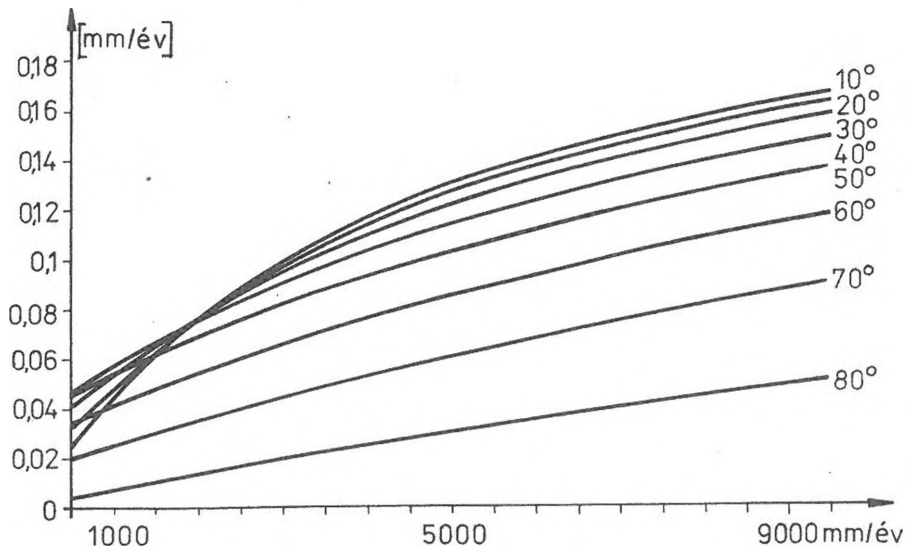
Az 5. ábra a leoldódás sebességét a mészkőfelszín lejtőszögének függvényében ábrázolja, a lejtő tetejétől mért távolság különböző értékei mellett. Meglepő és karsztmorfológiai szempontból igen figyelemreméltó, hogy valamennyi görbe egy bizonyos dőlésszög mellett maximummal rendelkezik. Ez azt jelenti, hogy a 35-45° lejtésű sziklafelszínek denudálódnak leggyorsabban. Más szavakkal: az igen kis lejtésű ill. az igen meredek térszínekről időegység alatt kevesebb CaCO_3 távozik, mint a közepes lejtésűekről. E tény morfológiai következményeinek vizsgálata még hátra van.



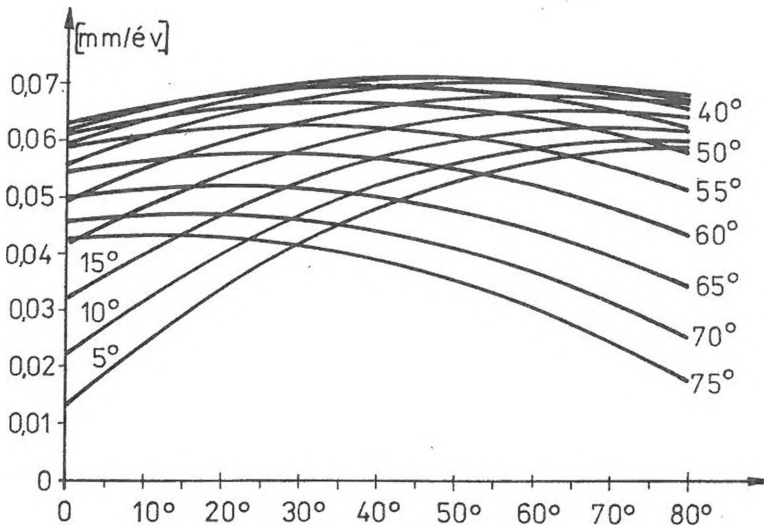
5. ábra. A leoldódás sebessége a mészkőfelszín lejtőszögének függvényében, a lejtő tetejétől mért távolság különböző értékei mellett ($\beta=90^\circ$, $q_v=6,34 \cdot 10^{-5}$ kg/s [azaz $Q=2000$ mm/év])

Fig. 5. Velocity of denudation as a function of angle of slope by different distance from brink of slope ($\beta=90^\circ$, $q_v=6,34 \cdot 10^{-5}$ kg/s [i.e. $Q=2000$ mm/year])

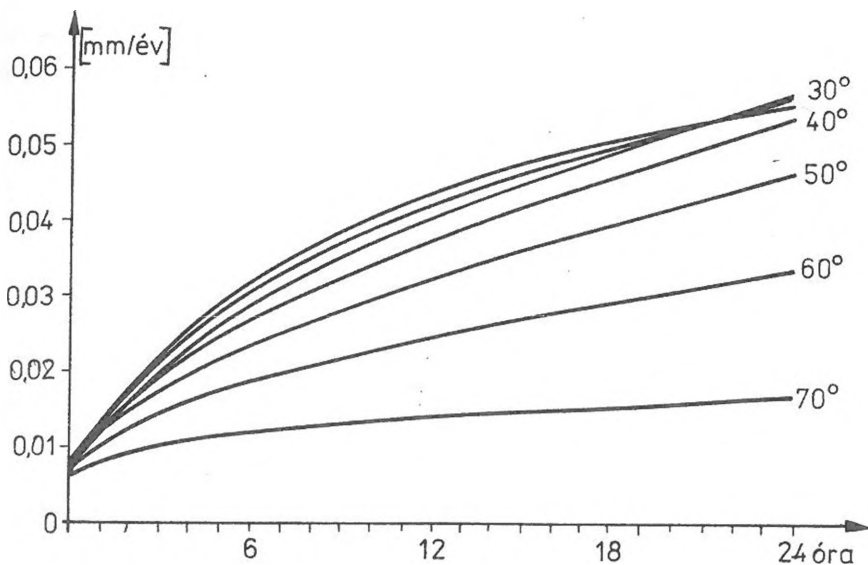
A 6. ábrán a leoldódási sebességet a lejtőszög függvényében különböző csapadékhozamok mellett ábrázoltuk. Jól látható, hogy a denudáció és a csapadékhozam között nincs egyenes arányosság: a $\dot{b}(q_v)$ függvény meredeksége nagyobb csapadékhozamok esetén kisebb. Azaz kétszer akkora évi csapadékhozam nem eredményez kétszer akkora lepusztulást, hanem csak kevesebbet. Ez azzal magyarázható, hogy nagyobb csapadékhozam esetén gyorsabban lefolyik a víz a mészkőről, így kevesebb ideje marad az oldásra. E megállapítást az is igazolja, hogy nagy lejtőszögeknél (az éves csapadékhozamtól függetlenül) kisebb a leoldódás éves mértéke.



6. ábra. A leoldódási sebesség az éves csapadékhozam függvényében, különböző lejtőszögek esetén ($x=5\text{ m}$, $\beta=90^\circ$)
 Fig. 6. Velocity of denudation as a function of annual precipitation by different angle of slope ($x=5\text{ m}$, $\beta=90^\circ$)



7. ábra. A leoldódás sebessége az esőcseppek pályájának dőlésszögétől függően, különböző lejtőszögek esetében ($x=5\text{ m}$, $q_v=6,34 \cdot 10^3\text{ kg/s}$ [azaz $Q=2000\text{ mm/év}$])
 Fig. 7. Velocity of denudation as a function of direction of rainfall by different angle of slope ($x=5\text{ m}$, $q_v=6,34 \cdot 10^3\text{ kg/s}$ [i.e. $Q=2000\text{ mm/year}$])



8. ábra. A leoldódási sebesség a napi működési idő függvényében, különböző lejtőszögek esetében ($x = 5$ m, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-5}$ kg/s [azaz $Q = 2000$ mm/év])
 Fig. 8. Velocity of denudation as a function of a daily period of time of rainfall by different angle of slope ($x = 5$ m, $\beta = 90^\circ$, $q_v = 6,34 \cdot 10^{-5}$ kg/s [i.e. $Q = 2000$ mm/year])

A 7. ábra a leoldódás sebességét az esőcseppek pályájának dőlésszögétől függően mutatja, különböző lejtőszögek esetén. Szembeötlő, hogy $\alpha < 45^\circ$ esetén mennél meredekebb az esőcseppek esési iránya (azaz mennél közelebb vannak a függőleges helyzethez), annál nagyobb a leoldódás sebessége. Kis lejtésű területek denudációja közel vízszintesen repülő esőcseppek esetén igen csekély. Ezen az ábrán is kitűnik, hogy az $\alpha \approx 45^\circ$ lejtések esetén a legnagyobb a korrózió mértéke, szinte függetlenül attól, hogy milyen irányból hullik a csapadék. Viszont nagy meredekségű térszíneken a laposan repülő vízcseppek fejtenek ki hatékony oldást. Tehát bizonyítva látszik az a (chilei karrmezőkön megfigyelt) megállapítás, hogy a viharos szélben közel vízszintesen szálló esőcseppek gyorsan hátráló, meredek mészkőfelületeket hoznak létre, (aminek következtében igen különös formakincs áll elő).

Végül a 8. ábrán az eső intenzitásának hatása látható, ahol a leoldódási sebességet a napi működési idő függvényében tüntettük fel, azonos (2000 mm/év hozamú) csapadék esetére. Egyértelműen látszik, hogy ugyanaz a vízmennyiség hosszú időre elnyújtva hatékonyabb oldódást tesz lehetővé. Azaz számításaink szerint a tartós esőzés hosszú távon több CaCO_3 feloldásával jár, mint a rövid, heves esőzés. (Természetesen ha az évi csapadékho-

zam nagyobb, akkor a leoldódás is nagyobb lesz). E jelenség valószínűleg azzal magyarázható, hogy a nagy hozamú esők igen gyors, bővizű leöblítést eredményeznek, így viszonylag kevés idejük marad az oldásra. Ezt követően pedig hosszú, csapadékmentes időszakok következnek, amikor egyáltalán nincs oldódás. Ezzel szemben a lassú, csendes esőzés időegység alatt kevesebb mészkövet old fel ugyan, de a csökkenés nem olyan mértékű, mint amennyi nyereség származik a hosszú működési időből.

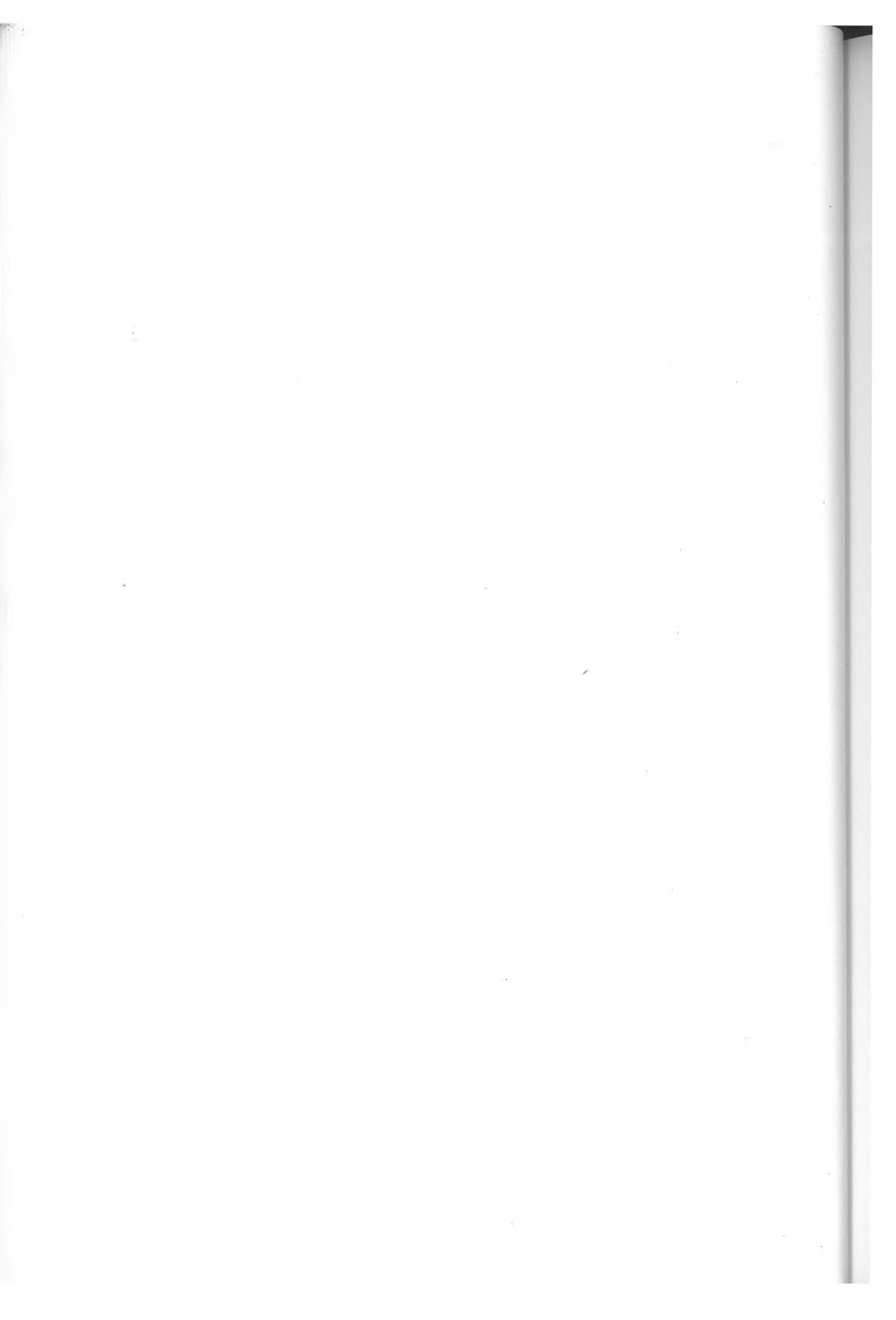
IRODALOM

- DREYBROT, W.* (1988): Processes in Karst Systems. - Springer-Verlag. 283.p. Berlin, 1988
- DUBLJANSZKIJ, J. V.* (1989): A víztükör alatti gömbfülke-képződés elméleti vizsgálata - Karszt és Barlang I-II. p.29-31
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai kiadó, Budapest, 1971
- SZUNYOGH G.* (1994): Szabad, talajjal nem borított mészkőfelszín karsztosodásának általános egyenletrendszere - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai). Pauz kiadó, Celldömölk. p. 145-164
- SZUNYOGH G.* (1995): Mészkőfelszíni alakzatok kialakulásának fizikája - Studia Physica Savariesia. III. Szombathely, 1995. p. 9.1-9.11
- SZUNYOGH G.* (1998): Sziklakarrok karsztosodásának matematikai modellezése - Karsztfejlődés II. (A Totes Gebirge karrjai). Szombathely, p. 7-34
- SZUNYOGH, G.* (2000a): Differential Equations Describing the Changes Of Shape Caused by Karst Corrosion of any Arbitrary Limestone Surface - Karsztfejlődés IV. Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 151-174
- SZUNYOGH, G.* (2000b): The Theoretical-Physical Study of the Process of Karren Development - Karsztfejlődés IV. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 125-150
- VERESS M.-PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására - Karszt és Barlang I. p. 19-28
- VERESS M.-PÉNTEK K.* (1992): Felszíni karsztos formák vizsgálata matematikai módszerekkel - Oktatási intézmények karszt és barlangkutató tevékenységének II. országos konferenciája, Szombathely. p.21-29
- VERESS M.* (1993): Egy totes gebirgei-i nagy karvályú kioldódástörténeti vázlata - Karszt és Barlang 1-2. p.21-28.
- VERESS, M.-PÉNTEK, K.* (1998): Modelling Karst Surface Evolution: Quantitative Description of Surface Vertical Karstification. - Windows on Hungarian Geography, Studies in Geography in Hungary 28, p. 53-69.

VERESS, M. (2000): The main types of karren development of limestone surfaces without soil covering - Karsztfejlődés IV. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-30.

VERESS M.-TÓTH G.-PÉNTEK K. (2001): Adalékok karrformák kialakulási korához és fejlődési sebességéhez a Hallstatt-gleccser jégmentes völgytalpán - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.161-169.

VERESS M. (2002): Talaj nélküli sziklafelszínek néhány karros jelensége és az ezek hatására képződő karrformák - Földrajzi értesítő. - 51.1-2. p.41-71.



KARSZTOSODÓ MÉSZKŐ TÉRSZÍNEK LEPUSZTULÁSÁNAK EGY ÚJABB MATEMATIKAI MODELLJE

PÉNTEK KÁLMÁN

Berzsenyi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék
9700 Szombathely, Károlyi G. tér 4. pentek@deimos.bdtf.hu

Abstract: The paper presents the mathematical description of the horizontal karstification process, which occurs in the zone of cubical debris of surface of limestone.

1. Bevezetés

Jelen dolgozat a szerző által korábban publikált munka szerves folytatásának tekinthető (PÉNTEK 2001). Az említett dolgozatban a horizontális karsztosodás egy lehetséges matematikai modellje került kifejtésre. Itt a tényleges karsztos oldás a talajjal borított mészkő térszín felső, törmelékes oldódási zónát képező tartományában folyik. A talajrétegen átszivárgó csapadékvíz széndioxiddal feldúsul, s a karsztos oldás számára agresszív oldószert képez. A kőzet felső tartományába beszivároghatva kifejti oldó hatását, miközben lefelé haladva fokozatosan telítődik. A törmelékes oldási zóna felső tartománya oldódik legnagyobb ütemben, s e feloldódó tartomány a szálkőzetből alulról pótlódik. Adott oldási körülmények között az ezekre jellemző vastagságú törmelékes zóna fejlődik ki. A törmelékes zóna a fentiekben vázolt oldás hatására lefelé tolódik el, ami a karsztos térszín süllyedését eredményezi (VERESS-PÉNTEK 1990, 1996).

E geomorfológiai modellt követő matematikai modell kifejtésekor tökéletes, geometriai értelemben vett gömb alakú törmelékekkel dolgoztunk. Most ismertetendő modellünkben ideális kocka alakú, tehát poliéderez, síklapokkal határolt törmelékdarabokkal számolunk. A felesleges ismétlések mellőzésével igyekszünk modellünket ismertetni, bár a korábbi dolgozatokkal kikerülhetetlen átfedések és analóg gondolatok fordulnak elő. Modelljeink építési folyamata természetesen sohasem tekinthető véglegesen lezártnak. Tárgyalásunk során a lehető legegyszerűbb eszközöket igénylő felépítésre törekedtünk. Szorosan e témához kapcsolódik még VERESS-PÉNTEK (1990, 1996), PÉNTEK (1998), továbbá SZUNYOGH (1994) munkája.

2. A karsztos lepusztulás kocka-modellje

A törmelékzónát eredményező horizontális karsztos oldódás kifejtésre kerülő matematikai modelljénél az alábbi idealizáló feltevést fogalmazzunk meg.

a. Feltesszük, hogy a karsztosodó mészkő felső tartományában a repedések rendszere olyan ekvidisztáns párhuzamos síkrendszert alkot három, páronként egymásra merőleges irányban, hogy az egyik síkrendszer horizontális irányú. E síkok rendszere egybevágó, a élhosszúságú kockák rendszerére bontja fel e felső tartományt.

b. Feltételezzük, hogy a kőzetbe szivárgó agresszív oldószer hatására e kockák a kocka alakot megtartva oldódnak úgy, hogy a kockák geometriai középpontjának helyzete nem változik. E törmelékkockák fokozatosan feloldódó rendszere alkotja az ideális törmelékes oldódási zónát. Az oldódó kőzetszemcsék középpontjainak egymástól mért távolsága a modell szerint azért lehet állandó, mert a mészkő felett elhelyezkedő talaj- ill. agyagréteg oldhatatlanságánál fogva állandó térfogatú, így állandó pakolást biztosít a benne lévő szemcséknek.

c. Feltesszük még, hogy az ideális törmelékes zónában található törmelék-kockák a élhossza jóval kisebb a zóna d vastagságánál. E kockák élhossza alulról, a zárt kockamozaik kitöltéstől indulva, fölfelé haladva fokozatosan csökken és tart a nullához, azaz a kockák teljes feloldódásához.

d. Feltételezzük azt is, hogy az oldódási zónán átszivárgó oldószer C kalciumkarbonát koncentrációja a zóna felső szélétől való x mélység függvényében egy egyszerű lineáris függvénnyel írható le:

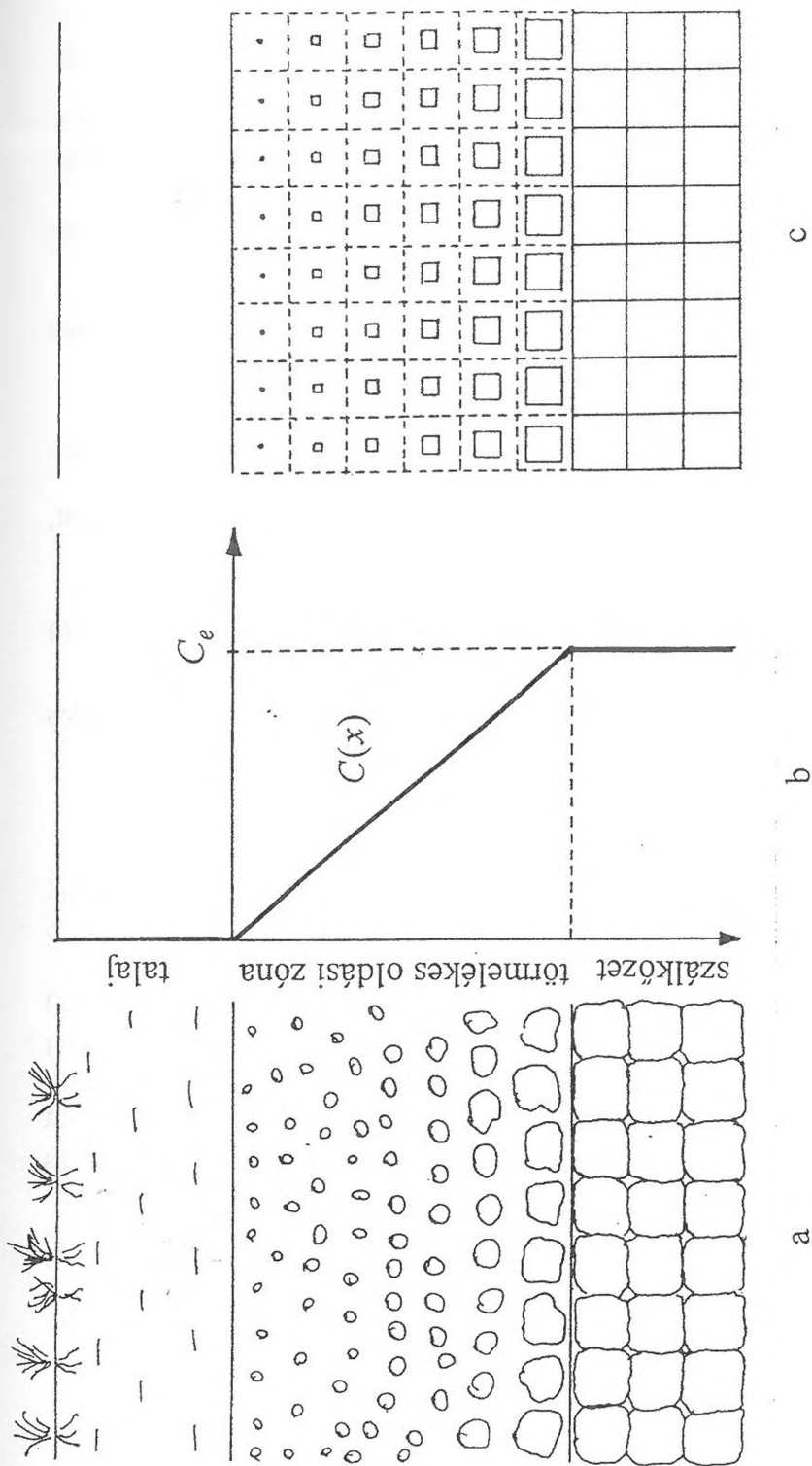
$$C(x) = \frac{C_e}{d} \cdot x \quad (0 \leq x \leq d), \quad (1)$$

itt C_e a feloldott kalciumkarbonát egyensúlyi koncentrációja (1. ábra). Megjegyezzük, hogy az (1) egyenlet SZUNYOGH (1994) által e mennyiségre levezetett általános megoldás Taylor-sorának a lineárisal bezáruló tagja.

A karsztos oldás általános folyamatát a klasszikus NERNST (1904) által felállított differenciálegyenlettel jellemezzük:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot S \cdot (C_e - C) \quad (2).$$

E formulában a szokásos módon a szereplő mennyiségek jelentése a következő: m = a feloldott mészkő tömege, t = az oldási időtartam, k_K = a kémiai oldás sebességi állandója, k_T = a határrétegben végbemenő anyagtranszport sebességi állandója, végül S = a mészkő oldásnak kitett felületének felszíne.



1. ábra: A törmelékzónás karsztos térszín ideális oldódási modellje
 Jelmagyarázati: a. a karsztosodó térszín ideális keresztmetszéne, b. $C=C(x)$ függvény, c. a geometriai modell
 Fig 1. Ideal dissolution its model of the karst of the zone of debris
 Legend: a. the ideal cross-section of the karstification ground surface, b. the $c=C(x)$ function, c. the geometric model

Az anyagtranszport sebességére *DUBLJANSZKIJ* (1987) vezetett le összefüggést:

$$k_T = \frac{85}{8} \cdot \frac{1}{\delta} \cdot \sqrt[3]{D^2 \cdot \nu} , \quad (3)$$

itt δ = az áramló rendszerre jellemző karakterisztikus méret, esetünkben a törmelékkockák élhossza, D = a diffúziós állandó és ν = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője.

Jelölje a továbbiakban ρ a mészkő sűrűségét, de pedig az S felszínű törmelékkocka élhosszának dt idő alatti megváltozását. Ekkor

$$\frac{dm}{dt} = -\frac{\rho \cdot S}{2} \cdot \frac{de}{dt} , \quad (4)$$

aminek alkalmazásával a (2) differenciálegyenlet a

$$\frac{de}{dt} = -\frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot \frac{2(C_e - C)}{\rho} \quad (5)$$

formában írható fel. Most az (5) összefüggésbe helyettesítjük a (3) formulát, amely elemi algebrai átalakítások után a

$$\frac{dt}{de} = -\left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}} \right) \cdot \frac{\rho}{2(C_e - C)} \quad (6)$$

formát ölti. Ezen összefüggésre támaszkodva határozhatjuk meg karsztos térszín lokális denudációs sebességét.

3. A karsztos lepusztulás sebességének meghatározása

Ha az ideális törmelékes oldódási zóna egymás alatt n számú rétegben elhelyezkedő kockát tartalmaz, akkor a zóna d vastagsága a kockák a élhosszának segítségével a

$$d = n \cdot a \quad (7)$$

képlettel számítható ki. Korábbi munkánkkal összhangban (*PÉNTÉK* 2001) most is az ideális oldódási zóna lefelé történő szakaszos eltolódásával számolunk, amikor Δt ideig tartó változatlan térbeli helyzetű oldási szakaszt követi a zóna a kockaélhosszal történő áthelyeződése lefelé. E szakaszos mozgás átlagos sebességét a

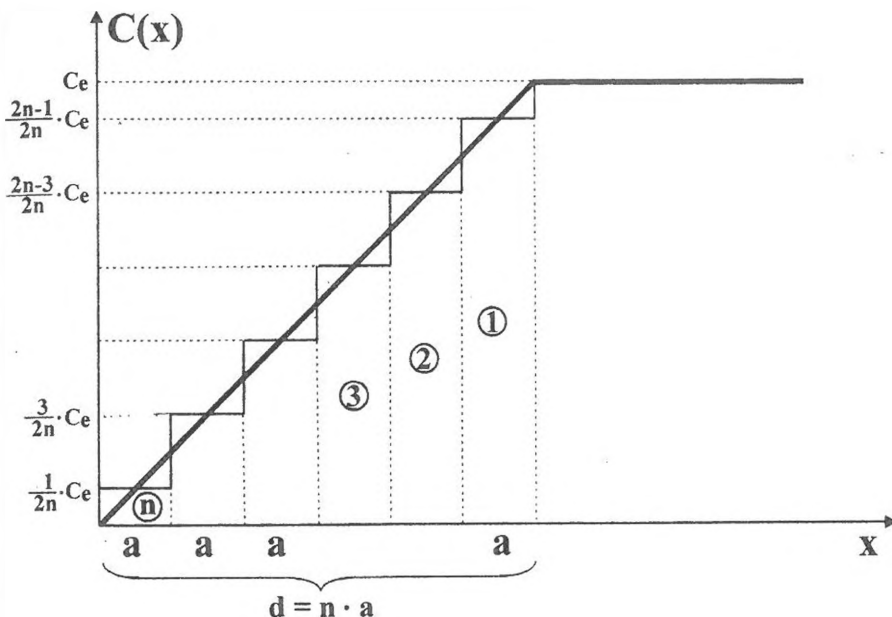
$$c_1 = \frac{a}{\Delta t} = \frac{n \cdot a}{n \cdot \Delta t} = \frac{d}{n \cdot \Delta t} \quad (8)$$

képlettel határozhatjuk meg, s megjegyezzük, hogy a zóna valóságos, folyamatos süllýedését $a \ll d$ feltevésünk szerint jól közelíthetjük.

Az ideális törmelékes oldódási zóna szakaszos süllyedését korábbi modellünkknél alkalmazott módon a $C(x)$ függvényt az alábbi alakú képcsős függvénnyel közelíthetjük meg:

$$C(x) = \frac{2k-1}{2n} \cdot C_e \quad ((k-1) \cdot a \leq x < k \cdot a, \quad 1 \leq k \leq n) \quad (9)$$

(PÉNTÉK 2001, 2. ábra).



2. ábra: A $C=C(x)$ függvény megközelítése lépcsős függvénnyel
 Fig. 2. Approximation of the $C=C(x)$ by step function

Vizsgáljuk meg ezután egy törmelékkocka teljes feloldódási folyamatát attól a pillanattól kezdve, amikor a kockát felülről süllyedve eléri az ideális törmelékes oldódási zóna alja. Elemzésünk végét az jelenti, amikor a törmelékkocka teljesen feloldódik, s ez akkor következik be, amikor az ideális törmelékes oldódási zóna felső szegélye is elhagyja lefelé haladva az oldódása által éppentűn eltűnő törmelékkockát.

Legyen tehát az első lépésben a kiszemelt törmelékkocka az ideális törmelékes oldódási zóna legalsó rétegében. Itt az oldószer koncentrációja a (9) összefüggésből a $k = n$ helyettesítéssel nyerhető:

$$C(x) = \frac{2n-1}{2n} \cdot C_e . \quad (10)$$

Ekkor a (6) alatti egyenlet

$$\frac{dt}{de} = - \left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right) \cdot \frac{\rho}{2 \left(C_e - \frac{2n-1}{2n} C_e \right)} \quad (11)$$

alakot ölti, amelynek rendezésével a

$$dt = - \left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right) \cdot \frac{\rho}{\frac{1}{n} \cdot C_e} de \quad (12)$$

összefüggést nyerjük. A (12) egyenlet Δt időtartamú első oldási szakaszra történő integrálásával

$$\int_0^{\Delta t} dt = - \frac{\rho}{\frac{1}{n} \cdot C_e} \cdot \int_{e_n}^{e_{n-1}} \left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) de , \quad (13)$$

azaz

$$[t]_0^{\Delta t} = - \frac{\rho}{\frac{1}{n} \cdot C_e} \cdot \left[\frac{e}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{e^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right]_{e_n}^{e_{n-1}} , \quad (14)$$

adódik, amelynek kiszámítása és rendezés után kaphatjuk az

$$\frac{1}{n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{e_n - e_{n-1}}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{e_n^2 - e_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \quad (15)$$

formulát.

Az első oldódási szakaszt követően az ideális törmelékes oldódási zóna a értékkel mélyebbre tolódik, így a vizsgált törmelékkocka az aluról számított második rétegbe kerül, ahol azt már agresszívebb oldószer oldja tovább. Itt az oldószer koncentrációja a (9) képletből a $k = n-1$ helyettesítéssel adódik:

$$C(x) = \frac{2n-3}{2n} \cdot C_e . \quad (16)$$

A (6) egyenletbe helyettesítve a (16) értéket a

$$\frac{dt}{de} = - \left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right) \cdot \frac{\rho}{2 \left(C_e - \frac{2n-3}{2n} C_e \right)} \quad (17)$$

összefüggést nyerhetjük, ahonnan az első lépésben részletezett módon származtathatjuk a (15) formulának megfelelő

$$\frac{3}{n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{e_{n-1} - e_{n-2}}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{e_{n-1}^2 - e_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \quad (18)$$

egyenletet.

Eljárásunkat tovább folytatva az n -edik lépésben a törmelékkocka az ideális törmelékes oldódási zóna felső rétegébe kerül, ahol az utolsó oldódási szakaszban teljesen feloldódik. Itt az oldószer koncentrációja a (9) összefüggésből a $k = 1$ helyettesítéssel kapható meg:

$$C(x) = \frac{1}{2n} \cdot C_e, \quad (19)$$

A (6) egyenlet formája

$$\frac{dt}{de} = - \left(\frac{1}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{e}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right) \cdot \frac{\rho}{2 \left(C_e - \frac{1}{2n} \cdot C_e \right)}, \quad (20)$$

amelyből a fentiekben részletezett módon kaphatjuk a (15) összefüggésnek megfelelő

$$\frac{2n-1}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{e_1 - e_0}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{e_1^2 - e_0^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \quad (21)$$

egyenletet.

Adjuk össze ezután a (15), (18), valamint (21), összesen n számú formuláját, amely rendezés után az

$$\begin{aligned} & \frac{1+3+5+\dots+(2n-3)+(2n-1)}{n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \\ & = \frac{(e_n - e_{n-1}) + (e_{n-1} - e_{n-2}) + \dots + (e_1 - e_0)}{k_K} + \\ & + \frac{4}{85} \cdot \frac{(e_n^2 - e_{n-1}^2) + (e_{n-1}^2 - e_{n-2}^2) + \dots + (e_1^2 - e_0^2)}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \end{aligned} \quad (22)$$

alakot ölti. A (22) bal oldalán az első n db páratlan szám összege szerepel, ennek értéke n^2 , a jobb oldalon pedig két teleszkópikus összeg szerepel, s miután $e_n = a$ és $e_0 = 0$, így a vizsgált összefüggésből

$$\frac{n \cdot C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{a}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \quad (23)$$

adódik. Ebből már meghatározhatjuk az ideális törmelékes oldódási zóna Δt oldódási szakaszainak nagyságát:

$$\Delta t = \frac{\rho}{n \cdot C_e} \cdot \left(\frac{a}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right), \quad (24)$$

a zóna lefelé történő eltolódásának (8) szerinti átlagos sebessége pedig:

$$c_1 = \frac{d}{n \cdot \Delta t} = \frac{C_e \cdot d}{\rho} \cdot \left(\frac{a}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right)^{-1} \quad (25)$$

értékű.

Ezután már könnyen meghatározhatjuk a karsztos térszín lokális denudációs sebességét. Tekintsük az ideális törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges n db, felfelé egyre kisebb méretű oldódó felületű kockákból álló oszlopát. E kockák élhossza letről felfelé haladva a Δt időtartamú oldási szakasz kezdetén a fentiek szerint $e_n = a, e_{n-1}, e_{n-2}, \dots, e_2, e_1$, az oldási szakasz végén pedig rendre $e_{n-1}, e_{n-2}, \dots, e_1, e_0 = 0$. E kockák térfogatai az oldási szakasz kezdetén $V_n = a^3, V_{n-1}, V_{n-2}, \dots, V_1$, az oldási szakasz végén viszont $V_{n-1}, V_{n-2}, \dots, V_1, V_0 = 0$. Ezért a vizsgált oszlopból Δt idő alatt kioldott térfogat nagysága:

$$\begin{aligned} \Delta V &= (V_n - V_{n-1}) + (V_{n-1} - V_{n-2}) + \dots + (V_2 - V_1) + (V_1 - V_0) = \\ &= V_n + (-V_{n-1} + V_{n-1}) + (-V_{n-2} + V_{n-2}) + \dots + (-V_1 + V_1) + (-V_0) + \quad (26) \\ &= V_n - V_0 = V_n = a^3 \end{aligned}$$

Ha a karsztos térszín ezen eltűnő kioldódott tömeghiányából származó, Δt időtartam alatti Δx süllyedésére nézve

$$\Delta V = a^2 \cdot \Delta x, \quad (27)$$

ahonnan (26) alkalmazásával

$$a^3 = a^2 \cdot \Delta x, \quad (28)$$

azaz

$$\Delta x = a \quad (29)$$

következik. A (24) és (29) felhasználásával a denudációs sebesség értéke:

$$c_2 = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{a}{\frac{\rho}{n \cdot C_e} \cdot \left(\frac{a}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}} \right)} =$$

$$= \frac{C_e \cdot d}{\rho} \left(\frac{a}{k_K} + \frac{4}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}} \right)^{-1} \quad (30)$$

Vegyük észre, hogy a törmelékes zóna lefelé történő eltolódási átlagos c_1 sebessége és a karsztos térszín süllyedésének c_2 sebessége számításaink szerint megegyezik, tehát:

$$c_1 = c_2 \quad (31)$$

Ezen eredményünket érdemes összevetni e dolgozat előzményének tekinthető munka $c_2 < c_1$ egyenlőtlenségével, amelyet ideális gömb alakú törmelékes zóna alkalmazásával nyertünk (PÉNTEK 2001).

Befejezésül bemutatott modellünket egy numerikus példán keresztül illusztráljuk. Legyen az ideális törmelékes zóna vastagsága $d = 1,5$ m, az egyes törmelék-kockák élhossza a zóna alján $a = 0,02$ m, legyen a zóna hőmérséklete $T = 283^\circ\text{K} \approx 10^\circ\text{C}$, az éves átlagos karsztos működési idő $\eta = 1000 \frac{\text{h}}{\text{év}}$. Ekkor a (25), illetve a vele megegyező eredményű (30) formula alapján

$$c_1 = c_2 = 8,7733 \cdot 10^{-1} \frac{\text{mm}}{\text{h}} \quad (32)$$

folyamatos denudációs sebesség számítható, az évi 1000 órás működés esetén ez a sebesség jó közelítéssel

$$c_\eta = 0,1 \frac{\text{mm}}{\text{év}} \quad (33)$$

nagyságúnak adódik. Ez azt jelenti, hogy a karsztos térszín ilyen törmelékes zóna mellett 10 év alatt süllyed 1 mm-rel, vagyis egy évszázad alatt 1 cm nagyságot, ami változatlan feltételek mellett 10.000 év alatt eredményez 1 m-es süllyedést. A számítások további részleteire vonatkozóan információkat találhatunk DUBLJANSZKIJ (1987) és PÉNTEK-VERESS (2002) munkáiban.

A (25), illetve (30) összefüggés elemzésével láthatjuk, hogy a denudáció sebességét a törmelékes zóna geometriai jellemzői (d, a), a karsztos oldás kémiai jellemzői (C_e, k_K), végül áramlástanai mennyiségek (D, ν) határozzák meg a kőzetet jellemző ρ sűrűség ismeretében.

4. Összegzés

Dolgozatunkban egy olyan matematikai modellt ismertettünk, amely lehetővé teszi egy-egy adott karsztos térszín denudációs sebességének meghatározását. A karsztos oldódás horizontális modellje a talaj és a szálkőzet közötti törmelékes zóna képződésén nyugszik. E tartomány létét számos feltárás bizonyítja. A törmelékes zóna az autogén karsztok teljes területén megszakítás nélkül kifejlődhet. Mivel azonban a kőzet minősége, töredezettsége, a kőzetet borító talaj vastagsága és összetétele pontról pontra változhat, így a denudáció üteme is függ az adott helytől. A denudáció ütemét természetesen befolyásolja még a beszivárgástól függő éves működési idő is. E differenciált denudációs sebesség eredményeként alakulnak ki a változatos felszínű, töbröket tartalmazó karsztos térszínek. A korábbi modellektől eltérően a számítások során kocka alakú törmelékdarabkák rendszeréből építjük fel a törmelékes oldódási zónát. Viszonylag kevés paraméter mérésével, illetve számításával meghatározható a karsztos denudáció sebessége, s így lehetőség nyílik a térszín múltbeli és jövőbeni változásának jellemzésére is.

IRODALOM

- DUBLJANSZKIJ, J.V.* (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologicseszkih javlenij, Novoszibirszk p. 97-111.
- NERNST, W.* (1904): Theorie der Reaktionsgeschwindigkeiten in heterogenen Systemen II. – Zeitschrift für Physikalische Chemie. 47. p. 52-55.
- PÉNTEK K.* (1998): 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.
- PÉNTEK K. – VERESS M.* (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával – Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 73-86.
- SZUNYOGH, G.* (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése – BDTF Tudományos Közleményei IX. Természetudományok IV. Szombathely, p. 173-201.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínek denudációjának kvantitatív leírására – Karszt és Barlang I. p. 19-27.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.

TÖBÖRFEJLŐDÉSI SZIMULÁCIÓ ELEMZÉSE LEPUSZTULÁSI IDŐSOROK ÉS MORFOMETRIAI MUTATÓK ALAPJÁN

TELBISZ TAMÁS

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c.
telbisztom@ludens.elte.hu

Abstract: The structure of the present model is based on the widely accepted karstecological approach, in which karst landform evolution is interpreted within the frame of the atmosphere-soil-epikarst system. The following processes are implemented in the computer model: rainfall, evapotranspiration, infiltration into the soil, infiltration into the bedrock (epikarst), karst corrosion, runoff, erosion and accumulation, seepage in the soil (both vertical and horizontal components), mass movements and tectonics. Three time-scales are used during the computations: runoff (short) scale, seepage (medium) scale and geomorphic (long) scale. Due to this model, a broad range of karst phenomena can be examined, such as the exhumation of karst terrains, the soil effect and the morphological evolution of dolines. The results of an example simulation are analyzed. The widening of dolines, the relationship of doline density and doline area are discussed. A northward shifting of dolines can be observed that is the consequence of the asymmetric denudation caused by the different aspects of doline slopes. Elongation and main axis of dolines are inherited from the original valley-directions and are independent from aspect-asymmetry. It is presented that even in case of stable determining conditions (precipitation, equilibrium concentration, etc.) self-organizing rythmes (doline widening and deepening periods) may arise during karst evolution. The solutional denudation is mainly determined by the infiltrating water, but longterm changes in the mean equilibrium concentration of the whole area may influence the precise nature of this relationship.

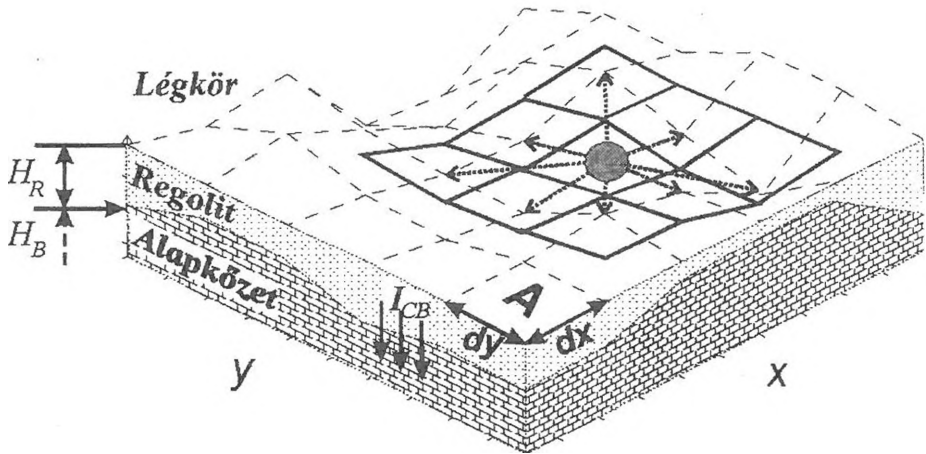
Bevezetés

A karsztfelődés elméleti matematikai és numerikus modellezési megragadására számos kísérlet történt az elmúlt években, melyekről egy korábbi cikkben közöltem rövid áttekintést (TELBISZ 2001a). A jelen tanulmányban a korábbi modelljeim továbbfejlesztett változatát illetve az ennek segítségével elérhető eredményeket kívánom bemutatni. Az alábbiakban ismertetésre kerülő modell karsztgeomorfológiai céllal készült, ennél fogva fő célkitűzése, hogy a karszterületek felszínét alakító folyamatok elméleti megragadása révén az ezek hatására létrejövő formakincset képes legyen minél sokoldalúbban magyarázni. A terjedelmi korlátok miatt a modell ismertetését kénytelen voltam szűkre szabni, így az apróbb részletek kimunkálását itt nincs módom bemutatni.

A karsztos felszínfejlődési modell felépítése

A térbeli szerkezet felépítésénél arra a széleskörben elfogadott sémára támaszkodtam, amely a karsztfelszín alakulását hármastagolású (karsztöko-

lógiai) rendszerben írja le: léggör – talaj – törmelékes zóna (BÁRÁNY KEVEI 1993, 1995, KEVEINÉ BÁRÁNY-MEZŐSI 1978, PFEFFER 1995, VERESS-PÉNTÉK 1990, 1995, ZÁMBÓ 1986).



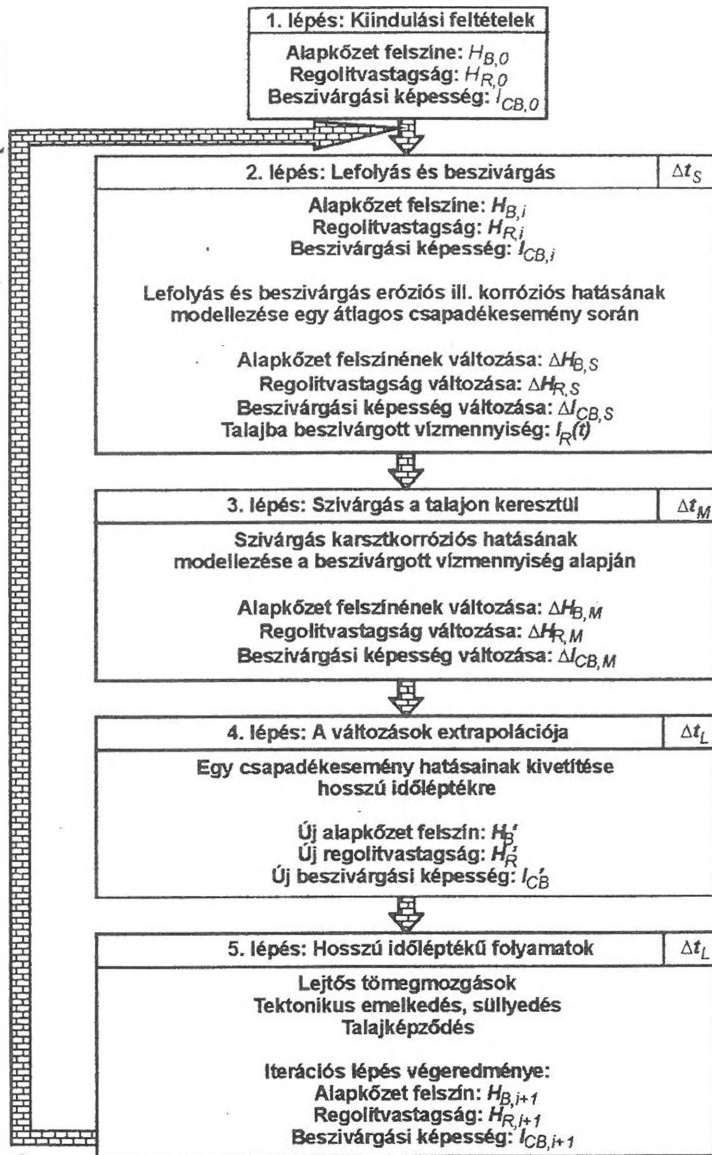
1. ábra: A modell térbeli szerkezete
Fig. 1: Spatial structure of the model

A modell vázát egy derékszögű koordinátarendszer alkotja, amelynek alapján egy adott területet szabályos négyzetrácsosháló szerinti cellákra („sejtekre”) lehet bontani (1. ábra). Minden egyes cellának vízszintesen 8 szomszédos cellával lehet kapcsolata. A modell futása során az anyagvándorlás celláról cellára ebben a 8 irányban történhet, illetve egy cellán belül függőleges irányokban valósulhat meg (léggör↔talaj, osztott talajrétegek között, talaj↔törmelékes zóna).

A felszín-alakító folyamatok időbeli menetéhez és a modell hatékony futtathatóságához igazodva három különböző időlépték szerint kerül sor a modellbe épített folyamatok számítására. Mivel a karsztos felszínformálás hajtóereje a víz, ezért a modell alapvetően a csapadékeseményekhez kapcsolódóan végbemenő felszínformálást modellezi. A csapadékhullás felszínalakítás szempontjából legváltozékonyabb tényezője a lefolyás, ehhez igazodik a legrövidebb időlépcső: Δt_S (min).

A talajon átszivárgás 1-2 nagyságrenddel lassabban zajlik, ezért a modell futási idejének hatékonyabb kihasználása érdekében egy középső

időlépték bevezetésére is sor került: Δt_M (min). Ennek mértékét a talaj szivárgási tulajdonságai szabják meg.



2. ábra: A modell folyamatábrája (bővebb magyarázat a szövegben)
 Fig 2: Flow-diagram of the model (see text for explanation)

Harmadsorban pedig a felszín változásainak időléptéke említhető: Δt_L (év), amely az előzőnél sok nagyságrenddel nagyobb. Olyan időtartamot célszerű választani, amely elég rövid ahhoz, hogy a lepusztulás még ne változtassa meg jelentős mértékben a morfológiát, másrészt elég hosszú ahhoz, hogy a modell futtatása ne nyúljon túl hosszúra a modellező számára érdekes időtartományt tekintetbevéve. Ez a választás meglehetősen kényes, összetett kérdés, mert a szimulált felszínalakító folyamatok esetében eltérő lehet a megfelelő hosszú időlépték.

Összefoglalóan tehát a modell hármas időléptéke: lefolyási (rövid) időlépték (Δt_S), szivárgási (közepes) időlépték (Δt_M) és geomorfológiai (hosszú) időlépték (Δt_L). A modell folyamatsorát, a számítások menetét a 2. ábra mutatja be.

A csapadék-intenzitás a talajba (kőzetbe) beszivárgó csapadékhányad egyik fontos meghatározója. A modellnek megadható egy $R_i(t)$ adatsor, amely a csapadék intenzitását (mm/min) adja meg rövid időlépték szerinti bontásban a csapadékesemény kezdetétől a végéig. Mind az éves csapadék (P , mm), mind pedig az egy csapadékeseményre jellemző összmenyiség értékét a növényzet visszatartó képességének (intercepció) mértékével helyesbítve célszerű megadni. Jól ismert tény az is, hogy a karsztos beszivárgás szempontjából a csapadék éven belüli eloszlásának is kiemelkedő szerepe lehet (miként BÖCKER 1974, KESSLER 1954, MAUCHA 1990 bizonyították magyarországi karsztvidékekre). Ez a jelenség a modellben kézzelfoghatóan ugyan nincs megvalósítva, ám ha a tényleges évi csapadékösszeg helyett a mértékadó csapadékot választjuk kiinduló paraméterként, akkor valószínűbb értékeket kaphatunk.

A felszíni lehetséges párolgást időben és térben állandó intenzitású folyamatként modelleztem (ez nyilvánvalóan leegyszerűsítés, de morfológiai szempontból feltehetőleg nincs nagy jelentősége), mely a csapadékhullás lezárultával kezdődik, és addig tart, amíg van rendelkezésre álló víz.

A talajból evapotranszpirációs úton távozó lehetséges mennyiség a mélységgel exponenciálisan csökken (KOVÁCS 1978). Általánosnak tekinthető jelenség – elsősorban a nyári félévben –, hogy a talajba beszivárgott teljes vízmennyiség “elfogy”, mielőtt az alapközethez érne (JUHÁSZ 1987, KESSLER 1954, STELCZER 2000). ZÁMBÓ (1970) Aggteleki-karszton végzett terepi vizsgálatai szerint a dolinákat kitöltő talajtakaró bizonyos vastagság után vízzárónak tekinthető. Ezen tényekből kiindulva a talajbeli szivárgás során az evapotranszpiráció hatását a függőlegesen lefelé szivárgó vízmennyiségre az alábbi egyenlettel határoztam meg:

$$W_R(h) = I_R \cdot e^{-\lambda \cdot h} \quad (1)$$

ahol

$W_R(h)$ a talajfelszíntől számított h mélységben (m) szivárgó vízmennyiség (mm),

I_R a talajba beszivárgó vízmennyiség (mm),

λ a vízfogyás ütemét meghatározó konstans (1/m).

λ becsléséhez bevezettem a kritikus talajmélység fogalmát, amely azt a talajmélységet jelöli, ameddig a beszivárgott víznek mindössze 1%-a jut le. A fenti egyenlet alapján λ az alábbi módon fejezhető ki a kritikus talajmélység (H_{IR} , m) segítségével:

$$\lambda = \frac{\ln 100}{H_{IR}} \quad (2)$$

A talajba történő beszivárgás rendkívül fontos szerepet játszik a karsztfolyamatok térbeli alakulásában, mert a csapadékintenzitással karöltve a törmelékes zónáig jutó víz területi eloszlását szabályozza. Döntő különbséghez vezethet a felszínfejlődésben, hogy a víz egyenletes eloszlásban vagy pedig csomópontokba sűrűsödve érkezik oldóképes helyzetbe.

A csapadékhullás kezdetekor gyakorlatilag a teljes vízmennyiség képes elnyelődni, míg a felszínen található talajréteg telítetté nem válik (erdők esetében a nagy vízbefogadóképességű avarréteg tovább fokozza ezt a hatást). Ezt követően a beszivárgási képesség fokozatos csökkenésen megy keresztül, majd egy alacsonyabb értéken állandósul. Ez a folyamat kielégítő pontossággal fogalmazható meg egy eltolt exponenciális függvény alkalmazásával (HORTON 1940, 1945 alapján):

$$I_{CR}(t) = k_{D,v} + (I_{CR,0} - k_{D,v}) \cdot e^{-\alpha_I \cdot t} \quad (3)$$

ahol $I_{CR}(t)$ a talaj beszivárgási képességét (intenzitását) jelöli (mm/min) a csapadékhullás kezdete után t (min) idővel,

$k_{D,v}$ (mm/min) a függőleges szivárgási együttható,

$I_{CR,0}$ a csapadékhullás kezdetén mérhető beszivárgási képesség (mm/min),

α_I a beszivárgási képesség csökkenésének ütemét meghatározó konstans (1/min).

A beszivárgási képesség ismeretében a talajba történő tényleges beszivárgás számítására a modell 2. lépésében kerül sor az alábbi összefüggés szerint:

$$I_R(t) = I_{CR}(t) \cdot \Delta t_S \quad (\text{de maximálisan az adott cella felszínén található teljes vízmennyiség}) \quad (4)$$

Az adott cella felszínén található vízmennyiség ezzel az értékkel csökken. A beszivárgott vízmennyiség pedig Δt_M intervallumokra összegezve a 3. lépés bemenő adatát képezi.

A karsztos területeken történő beszivárgás számbavételére irányuló korábbi kutatások javarészt vízgazdálkodási célokat szolgáltak, és a karsztvízháztartás tagjainak meghatározása volt az elsődleges cél. A problémát döntően a csapadék évi eloszlása, az evapotranszspiráció és a forrásvízhozamok elemzése útján közelítették meg (BÖCKER 1974, CSEPREGI 1985, KESSLER 1954, MAUCHA 1990). Az e téren elért értékes eredmények azonban csak nagyobb területekre vonatkozó átlagértékeket szolgáltatnak, így a felszínfejlődés szempontjából kevésbé hasznosíthatók, ezért más megközelítésekhez kellett folyamodnom.

Terepi tapasztalatok és kísérletek alapján a karsztosodó kőzetbe történő beszivárgási képesség rövid időléptékben állandónak tekinthető, mivel a beszivárgott víz az oldással kitágított repedésrendszeren keresztül lefelé akadálytalanul távozhat. Hosszabb, geomorfológiai időléptékben viszont a járatrendszer tágulása, átteresztőképessége egyre nagyobb beszivárgást tesz lehetővé, ami a felszíni formakincs fejlődésére is erőteljes kihatással van. Ezt a jelenséget egy időben lassan bővülő, alapkőzetre (törmelékes zónára) jellemző helyi (lokális) beszivárgási képességgel ($I_{CB}(x,y)$) lehet legjobban megragadni. E beszivárgási képesség időbeli változásainak függvényszerű felírásához VERESS -PÉNTEK (1995) és PALMER (1991) munkáiból meríthetünk ötletet. Az utóbbi szerző szerint a karsztos kőzettömegben szélesedő repedések tágulását kezdetben alapvetően a rajtuk keresztül folyó vízhozam határozza meg, amely egy felszínközeli, gyorsabb oldódással jellemezhető szakasz után csak rendkívül lassan telítődik a reakciósebesség drasztikus csökkenése miatt (ld. később). Ez fontos szerepet játszik abban, hogy a járatok teljes hosszukban szélesednek az oldással és így a beszivárgási képesség – a rendelkezésre álló vízhozamtól függően – folyamatos növekedésre képes. A második szakaszban, amikor a járatokat már nem tölti ki teljesen a víz, egyre jobban csökken az oldószer és a kőzet érintkezésének ideje, és a beszivárgási képesség bővülése lelassul, egyre inkább csak a ritkábban jelentkező, nagyobb vízhozamok gyakorolnak rá jelentős befolyást.

VERESS-PÉNTEK (1995) minimális vízintenzitásról ír, amely még képes egy kürtő falán az oldási folyamatot beindítani.

A fentiek figyelembevételével a kőzet beszivárgási képességének változását az alábbi módon valósítottam meg a modellben:

$$\Delta I_{CB} = k_I D_D \cdot R_F \quad (5)$$

ahol

k_I egy beszivárgás-bővülési együttható ($10^{-3}/\text{min}$),

D_D a beszivárgó víz által feloldható mészkő mennyisége (m-ben kifejezve, amely a feloldott mészkőtérfogot és az alapterület hányadosaként értelmezhető) a felszíntől számított „*nagyobb*” mélységben, részletesen ld. oldásnál, R_F a járatteltségi mutató (index). Ez egy arányszám ($0 < R_F \leq 1$), mely lényegében azt fejezi ki, hogy a járatrendszer összkeresztmetszetének hányadrészét tölti ki a beszivárgó víz. Számítása az alábbi módon történik:

$$R_F = I_B / (I_{CB} \cdot \Delta t) \quad (6)$$

ahol

I_B a kőzetbe beszivárgó víz mennyiségét jelenti (mm),

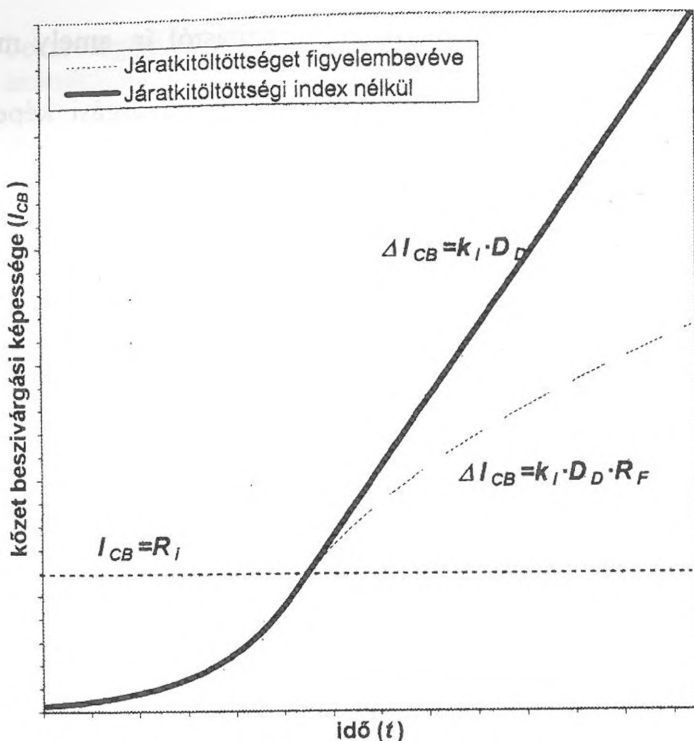
Δt jelentheti a rövid vagy közepes időléptéket (min).

Mivel a felszín alatti járatrendszer nem egymástól elszigetelt függőleges pályákból áll, hanem többé-kevésbé összefüggő hálózatot alkot, ezért egy adott felszínpont beszivárgási képességének javulásával a szomszéd cellák beszivárgási képessége is bővül:

$$\Delta I_{CB}(\text{szomszéd}(x,y)) = k_{IN} \cdot \Delta I_{CB}(x,y) \quad (7)$$

ahol k_{IN} egy arányszám ($0 \leq k_{IN} \leq 1$), amely kifejezi a járatok összefüggését a beszivárgási képesség szempontjából.

Tekintve, hogy D_D a beszivárgó vízmennyiséggel egyenesen arányos, amelyet viszont a beszivárgási képesség korlátoz felülről, ezért egy pozitív visszacsatolási hurok jöhet létre a beszivárgás során. Ez hosszú időtávon a valóságtól elszakadó eredményekhez vezethet (TELBISZ 2001a), ám a járatteltségi index negatív visszacsatolásként működve meggátolja a beszivárgási képesség hosszútávon irreális, közelítőleg lineáris növekedését. Ha elméletben csak egyetlen cella beszivárgási képességének időbeli alakulását vizsgáljuk, állandó csapadékintenzitást (R_i) feltételezve, R_F figyelembevételével vagy anélkül, akkor ez a jellegzetesség jól megfigyelhető (3. ábra).



3. ábra: A járatkitöltöttségi index hatása a kőzet beszivárgási képességének időbeli alakulására
 Fig 3: The effect of the conduit-fill index on the rock infiltration capacity - time relationship

A mészkő oldódása során a reakció-sebességet a telítési hiány szabja meg. PALMER (1991) számos geokémiai kísérletre alapozott véleménye szerint a reakció elsődleges korlátozó tényezője a kőzet-oldószer határfelületen végbemenő oldás és nem a vízben végbemenő iontranszport, így a reakció tényleges sebessége végeredményben kevéssé függ a víz sebességétől illetve turbulenciájától. A mészkő-oldás időbeli lezajlása az alábbi kinetikus egyenlet segítségével adható meg:

$$\frac{dC}{dt} = k_c \cdot \frac{A'}{V} \cdot \left(1 - \frac{C}{C_{eq}}\right)^{n_c} \quad (8)$$

ahol

C a koncentráció (feloldott CaCO_3 -ra számítva, mg/l),

A' a vízzel érintkező kőzetfelület (m^2),

V a víz térfogata ($\text{mm} \cdot \text{m}^2$),

k_c a reakció együtthatója ($\frac{\text{mg} \cdot \text{mm}}{1 \cdot \text{min}}$, nagyságrendje ebben a mértékegység-

ben kb. 10^0 - 10^2 , hőmérséklettől és CO_2 parciális nyomástól függően.),

n_c a reakció rendje (dimenzió nélkül),

C_{eq} az egyensúlyi koncentráció (mg/l).

A mészkő oldódására vonatkozó kinetikus egyenletek egyébként többbé-kevésbé hasonló formában szerepelnek *BUHMANN -DREYBRODT* (1985a, 1985b), *FORD-WILLIAMS* (1989), *KIRKBY* (1986), *PLUMMER-WIGLEY* (1976), *PLUMMER et al.* (1978), *SZUNYOGH* (1994) és *WHITE* (1988) munkáiban is. A fenti összefüggésre építve, a felszínen lefolyó, kőzetfelszínnel érintkező víz koncentrációváltozásának meghatározása a modell 2. lépése során az alábbi – diszkretizált – formában történik:

$$\Delta C = k_c \cdot k_{SR} \cdot \frac{1}{d_w} \cdot \left(1 - \frac{C}{C_{eq}}\right)^{n_c} \cdot \Delta t_S \quad (9)$$

ahol

ΔC a víz koncentrációváltozása (mg/l),

k_{SR} a vízzel érintkező kőzetfelület és a cellaterület aránya (A'/A),

d_w a cellán található víz mélysége (mm).

A felszín oldásos eredetű lepusztulását a lefolyó víz mennyisége és koncentrációváltozása alapján határozhatjuk meg.

$$\Delta H_B = \frac{\Delta V_B}{A} = \frac{\Delta m_B}{\rho \cdot A} = \frac{10^{-6} \cdot V_w \cdot \Delta C}{(1-n) \cdot \rho_L \cdot A} = \frac{10^{-6} \cdot A \cdot d_w \cdot \Delta C}{(1-n) \cdot \rho_L \cdot A} = \frac{10^{-6} \cdot d_w \cdot \Delta C}{(1-n) \cdot \rho_L} \quad (10)$$

ahol

ΔH_B a kőzetfelszín alacsonyodása (m),

ΔV_B a kőzetfelszínről leoldódott anyag térfogata (m^3),

A a cella területe (m^2),

Δm_B a kőzetfelszínről leoldott anyag tömege (kg),

ρ a felszínközeli kőzetsűrűség (kg/m^3),

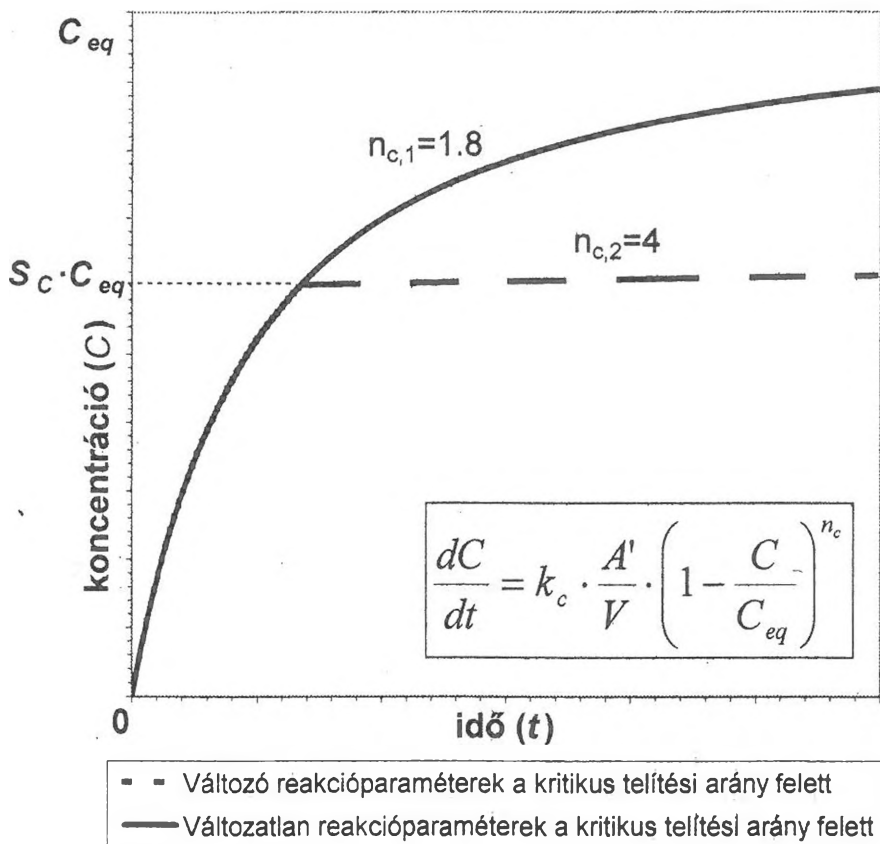
ρ_L a mészkő sűrűsége (kg/m^3),

n a kőzet fajlagos hézagterfogata (arányszám),

V_w a cellán található víz térfogata ($\text{mm} \cdot \text{m}^2$).

Az itt levezetett képlet teljes egyezést mutat a horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modelljéből levezetett azon speciális

esettel amikor a kőzetfelszín süllyedését és a törmelékes zónában mozgó víz irányát függőlegesnek tételeztük fel (SZUNYOGH 1994). Ennek alapján kijelenthető, hogy az általam kifejlesztett karsztos modell egyaránt alkalmas a felszínen lefolyó víz és a törmelékes zónába beszivárgó víz oldóhatásának vizsgálatára.



4. ábra: A kritikus telíttség hatása az oldás sebességére
 Fig 4: The effect of critical saturation ratio on the solution kinetics

PLUMMER et al (1978) megállapították, hogy az oldás során a külső feltételek változatlansága esetén is, a (8) egyenlet paramétereinek (k_c , n_c) értékében viszonylag hirtelen változás áll be egy kritikus telítési arányt ($S_C=C/C_{eq}$) elérve. Ez a változás kb. 0,6-0,8-as telítési aránynál következik be (hőmérséklettől és a CO_2 parciális nyomásától függően) és n_c értékét a kisebb koncentrációk esetén jellemző 1,5-2 körüli értékről 4 fölé emeli. Ez

szavakba öntve azt jelenti, hogy a kritikus telítettséget elérve (amikor még azért bőven van oldóképessége a víznek) az oldás sebessége nagyon lelassul (4. ábra). A felszínen lefolyó víz ritkán éri el ezt a kritikus telítettségi arányt, ám a beszivárgás során nagy jelentőségre tesz szert az oldás lelassulása. Ez adja meg ugyanis korábban említett járatfejlődési elképzelés reakciókinetikai magyarázatát, és kissé átalakított formában a modellbe is belekerült.

E reakciókinetikai megfontolások alapján a beszivárgó víz oldóhatását két részre bontottam. Úgy tekinthetjük, hogy a kritikus telítési arányig tartó oldás a felszín közelében (törmelékes zónában) zajlik, és ily módon a kőzetfelszín süllyedését okozza. A kritikus telítési arány felett bekövetkező lassú oldás viszont nem játszik szerepet a felszín lealacsonyodásában, hanem a beszivárgási képesség bővüléséhez járul hozzá. Ennek tükrében a beszivárgó víz oldóhatására az alábbi egyenletek írhatók fel:

$$\Delta H_B = \begin{cases} \frac{10^{-6} \cdot I_B \cdot (S_c \cdot C_{eq} - C)}{(1-n) \cdot \rho_L} & \text{ha } \frac{C}{C_{eq}} < S_c \\ 0 & \text{egyébként} \end{cases} \quad (11)$$

$$D_D = \begin{cases} \frac{10^{-6} \cdot I_B \cdot (C_{eq} - S_c \cdot C_{eq})}{(1-n) \cdot \rho_L} & \text{ha } \frac{C}{C_{eq}} < S_c \\ \frac{10^{-6} \cdot I_B \cdot (C_{eq} - C)}{(1-n) \cdot \rho_L} & \text{egyébként} \end{cases} \quad (12)$$

ahol

D_D a beszivárgó víz által feloldható mészkő mennyisége (m) a felszíntől számított „*nagyobb*” mélységben (vö. (5) egyenlet),

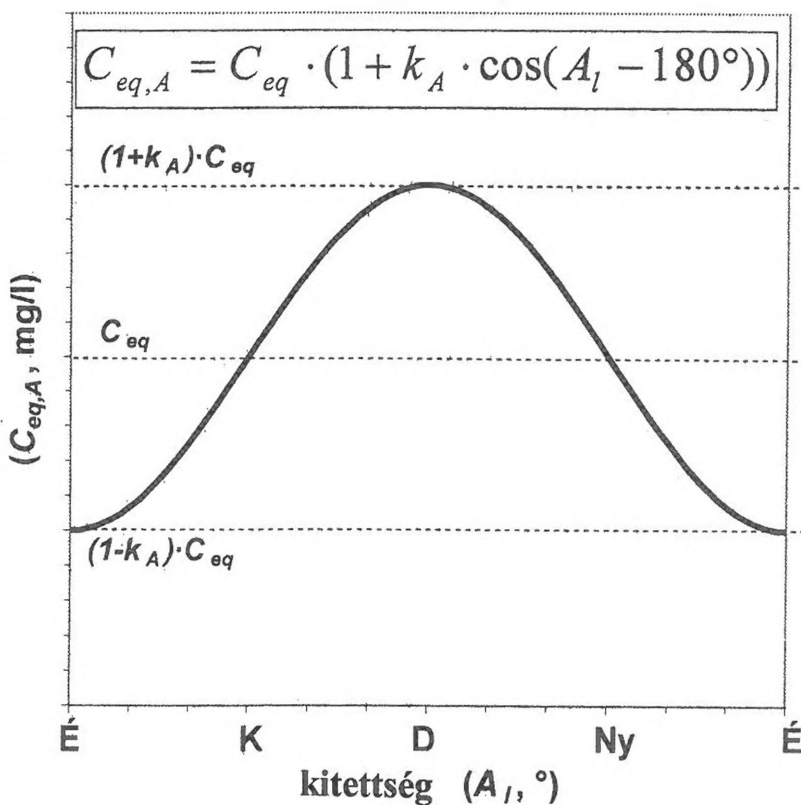
I_B a kőzetbe beszivárgó vízmennyiség (mm),

S_c a kritikus telítési arány (arányszám),

C a beszivárgó víz koncentrációja (mg/l).

A (11) és a (12) időfüggetlen formula, a beszivárgott víz által elért teljes oldást fejezi ki, tartson ez bármennyi ideig. Emiatt ennek összegzett (integrált) mennyisége alapvetően a beszivárgó víz telítési hiányától függ, az időbeli lezajlás ez esetben, a felszínfejlődési modell szemszögéből nézve, érdektelen.

módosított egyensúlyi koncentráció



5. ábra: A kitettség hatása a talaj alatti egyensúlyi koncentrációra
 Fig 5: The effect of aspect on the subsoil equilibrium concentration

Az egyensúlyi koncentrációt közvetve módosító tényezők közül említhető a talajtípus (ZÁMBÓ-TELBISZ 2000a, b), a mikrobiális hatás (DARABOS 1997, ZÁMBÓ-TELBISZ 2000b), a mikroklíma (KEVEINÉ BÁRÁNY-MEZŐSI 1978, KEVEINÉ BÁRÁNY 1985, BÁRÁNY KEVEI 1993). Az első kettő matematikailag nehezen megragadható, ám az utóbbi - erősen leegyszerűsített formában - figyelembe vehető. A kitettség módosítja az egységnyi területre jutó besugárzás-mennyiséget, ami a hőmérséklet és a nedvességtartalom befolyásolásán keresztül a mikrobiális életre is kifejti hatását. Mivel a fenti szerzők terepi mérések alapján született regressziós egyenletei az egyensúlyi koncentrációt konkrétan nem határozzák meg és a korrelációs együtthatók is alacsonyak, ezért a felismert jelenséget elméleti oldalról közelítve próbáltam meg egyenlettel kifejezni. A modell a bemenetként kapott egyensúlyi koncentráció értéket a kitettség szerint módosítja az alábbi összefüggés szerint (5. ábra):

$$C_{eq,A} = C_{eq} \cdot (1 + k_A \cdot \cos(A_I - 180^\circ)) \quad (13)$$

ahol

$C_{eq,A}$ a kitettség hatását figyelembevevő egyensúlyi koncentráció (mg/l),

k_A a kitettségi együttható ($0 \leq k_A \leq 1$),

A_I az adott cella kitettsége ($^\circ$), az északi irány= 0° , kelet felé nő.¹

A kitettség egyensúlyi koncentrációt befolyásoló hatása a modell 3. lépésében jut szerephez, amikor a talajon keresztül szivárgó víz által okozott oldás számítása folyik, hiszen ez a hatás csak ez esetben érvényesül, csupasz kőzetfelszín esetén nem.

A párolgás (evapotranszspiráció) számítása során a fogyó vízmenyisséggel együtt a megmaradó víz koncentrációja növekszik. Kicsapódásra abban az esetben kerül sor, ha a koncentráció meghaladná az egyensúlyi koncentráció értékét, ekkor a többletkoncentrációnak megfelelő mészkőmenyisség kicsapódik és a regolit vastagságához adódik hozzá.

A lefolyás a 8 szomszédos cella közül a legnagyobb meredekség irányába történik akkor, ha ez alacsonyabb, mint az adott felszínpont (maximum downward gradient method, lásd pl. O'CALLAGHAN - MARK 1984). A vízsebességet a következő egyenlet (módosított Chézy-képlet) alapján számítja a modell:

$$v = k_v \cdot \sqrt{\sin \alpha} \quad (14)$$

ahol

v a lefolyó víz sebessége (m/min),

k_v a sebesség-együttható (m/min).

A lejtőn lefolyó víz hordalékszallító képességének megadásánál az alábbi egyenletet vettem alapul (PROSSER-RUSTOMJI 2000 alapján):

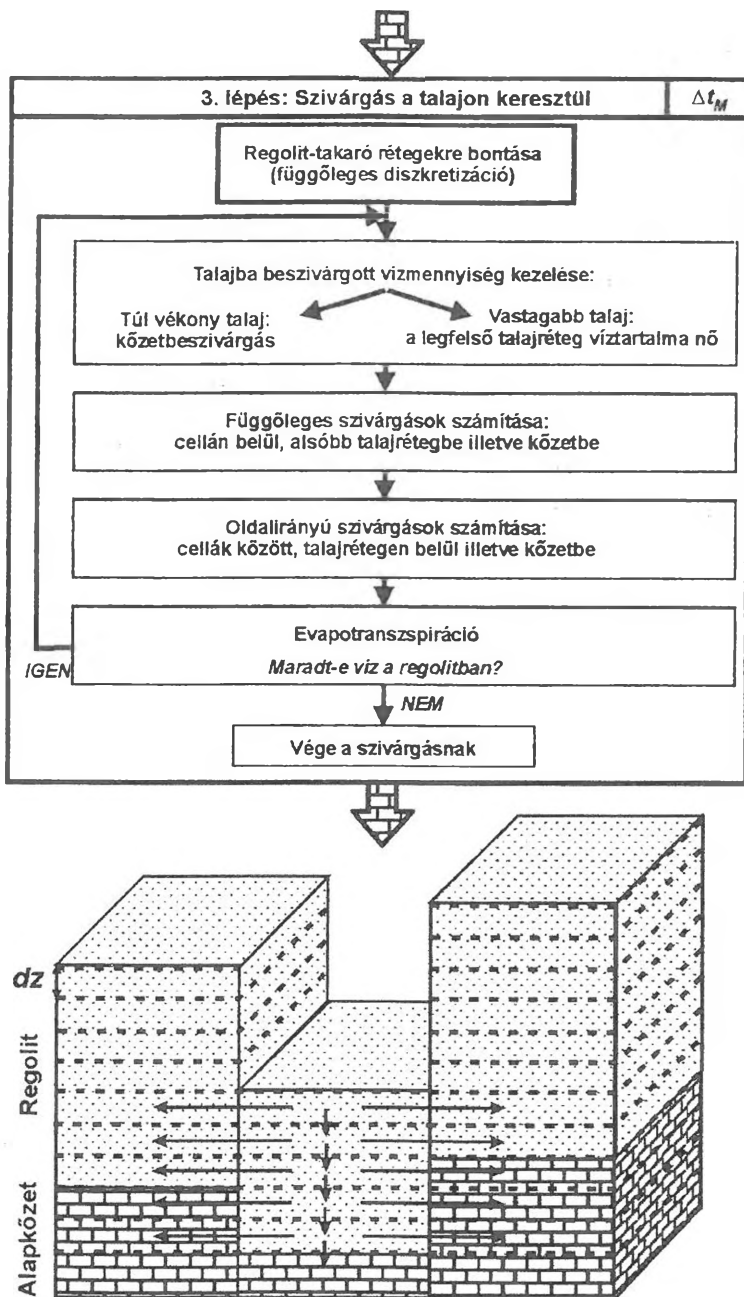
$$S_C = k_S \cdot d_w^{m_S} \cdot (\text{tg } \alpha)^{n_S} \quad (15)$$

ahol

S_C a lejtőn lefolyó víz hordalékszallító-képessége (mm),

k_S , m_S , n_S : eróziós paraméterek (dimenzió nélkül).

¹ 0° -os lejtőszög esetén a kitettség nincs értelmezve, ekkor az egyensúlyi koncentráció megegyezik az átlagértékkel.



6. ábra: A talajbeli szivárgás modelljének folyamatábrája és a modell rétegekre osztása
 Fig 6: Flow diagram of seepage in the soil and the vertical discretization of the cells

A lefolyás modellezésekor nemcsak az egyes cellák felszínén tartózkodó víz, hanem a hordalék-mennyiség is számítható (az eső kezdetekor mindenhol nulla). Amennyiben a lokális hordalékszállító-képesség meghaladja a cellán lévő hordalékmenyiséget, úgy erózióra kerül sor, amelyet a regolit vastagsága korlátozhat. Ellenkező esetben lerakódás történik, vagyis a többlet-hordalékmenyiség a cella regolitvastagságát gyarapítja. Lefolyáskor a cellán lévő hordalékmenyiség a vízzel együtt mozog a legalacsonyabb szomszéd cella felé.

A 6. ábra mutatja be a talajbeli szivárgás számításának menetét, melyből kitűnik, hogy a talajon keresztül szivárgó víz oldalirányú mozgása is szerepet kap, amit a terepi vizsgálatok sok esetben kimutattak (ZÁMBÓ 1986). A talajrétegek, cellák közti vízszivárgás meghatározásában a Darcy-törvényt vettem alapul, amely csak lamináris áramlásra vonatkozik ugyan, ám a talajban végbemenő szivárgás esetében ezt jó közelítéssel elfogadhatjuk (eltérően a karszt járatrendszerében végbemenő szivárgástól). További egyszerűsítésként eltekintettem a háromfázisú és kétfázisú zóna szétválasztásától. A Darcy-féle szivárgási együttható értéke jelentősen függhet a szivárgás irányától (anizotrópia) és mivel ez a morfológiára is komoly befolyással bírhat, ezért megkülönböztettem függőleges és vízszintes szivárgási együtthatót.

A szivárgás jelenlegi modellje szerint a talajon belüli oldás figyelembevételére nincs mód. Ez kétségtelenül leegyszerűsítésnek tekinthető, hiszen terepi és laboratóriumi megfigyelések és kísérletek a talajban végbemenő oldás illetve kicsapódás szerepét sokoldalúan taglalták (ZÁMBÓ 1986, ZÁMBÓ-TELBISZ 2000b). Jelenlegi formájában tehát a talaj döntő szerepe a víz elosztásában nyilvánul meg, illetve bizonyos mértékig az egyensúlyi koncentráció szabályozásában. A modell későbbi fejlesztésének egyik irányaként azonban a talaj karbonáttartalmának és a talajban lezajló oldásnak a megvalósítása emelhető ki.

A lejtős tömegmozgások (derázió) fogalma rendkívül tág kategóriát ölel fel a gyors, alkalmoszerű, nagy tömegű anyag mozgatásával járó folyamatoktól, a rendkívül lassan, de folyamatosan működő anyagvándorlás különböző fajtáiig. A lejtős tömegmozgások gyűjtőfogalom helyett egyes szerzők a diffúzív anyagmozgás kifejezést használják (pl. WILLGOOSE et al, 1991). A karsztvidékek felszínfejlődését vizsgáló modellnek természetesen nem középponti témája a lejtős tömegmozgások elemzése, ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a karsztos tájak morfológiai fejlődésében is komoly szerepet játszatnak. A magashegységek tekintélyes függőleges kiterjedésű, többnyire csupasz kőzetfelszínen kialakult formái esetében az aprózódással előkészített, omlásos, köpérgéses tömegmozgások válhatnak meghatározó-

vá, míg a talajjal borított közephegységi területeken a különféle kúszásos folyamatok szólhatnak bele a karsztformák alakulásába. A diffúzív folyamatok a cellán áthaladó vízmennyiségtől függetlenül fejtik ki hatásukat, melyet az alábbi egyenlet (AHNERT 1976, DE BOER 1999, WILLGOOSE et al, 1991 alapján) is tükröz.

$$\frac{dz}{dt} = D \sin \alpha \quad (16)$$

ahol

dz a felszín magassága,

t az idő,

D a diffúziós együttható,

α a két cella közötti lejtőszög.

Egy konkrét töbörfejlődési szimuláció elemzése

A kezdeti feltételeket és a folyamatszabályozókat az alábbi módon állítottam be a szimulációs kísérlet során:

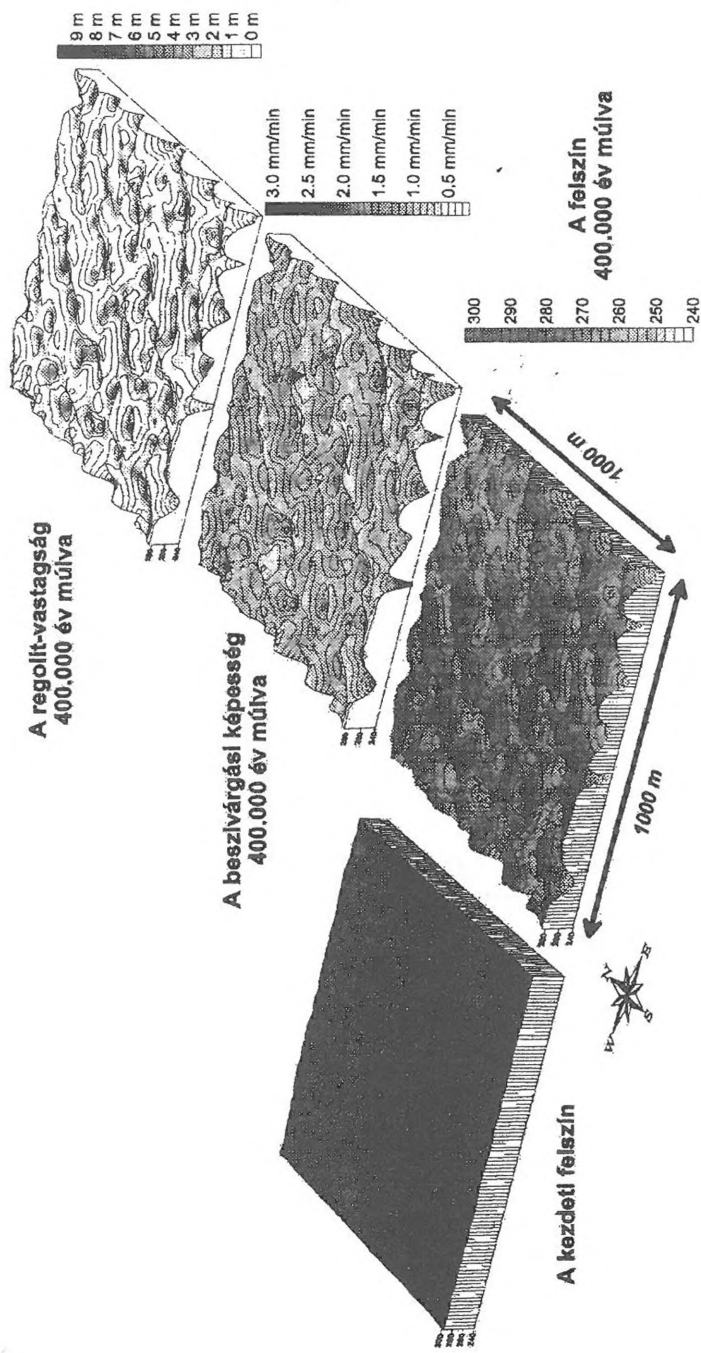
- kiindulás: véletlenszerűen megadott „hullámos” felszín,
- 1 km x 1 km-es terület; 20 m-es felbontás,
- egyenletes vastagságú talajtakaró (1 m),
- egyenletes kőzet beszivárgási képesség (0,05 mm/min),
- talaj kezdeti beszivárgási képessége: 1 mm/min,
- csapadék: 1000 mm/év,
- egyensúlyi koncentráció: 300±150 mg/l (talaj alatt); 100 mg/l (nyílt kőzetfelszínen),
- az oldásos lepusztulás nagyságrendje az eróziós, deráziós folyamatok nagyságrendjét sokszorosan meghaladja,
- a vízszintes szivárgási együttható többszöröse a függőlegesnek, hogy a cellák közti oldalirányú szivárgás számottevő legyen,
- 400.000 éves felszínfejlődés.

A további paraméterek pontos értéke az I. táblázatból olvasható ki.

I. táblázat
Table 1.

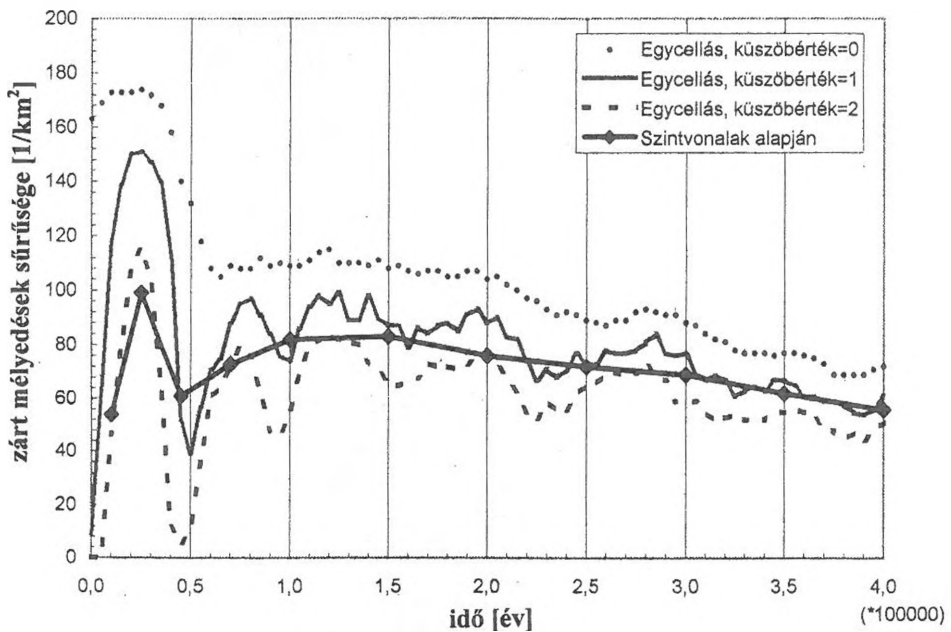
A szimulációs kísérlet paraméterei
Parameters of the simulation experiment

| idő | kőzet | oldás | (be-) szivárgás | erózió | lejtős tömegmozgások |
|------------------|---------------|------------|------------------|-----------------------|----------------------|
| $\Delta t_S=2$ | $k_f=0,1$ | $n_c=1,8$ | $\alpha_f=0,024$ | $k_v=4$ | $D=10^{-4}$ |
| $\Delta t_M=40$ | $k_{IN}=0,1$ | $k_c=6$ | $H_{IR}=30$ | $k_S=5 \cdot 10^{-7}$ | |
| $\Delta t_L=500$ | $\rho_L=2700$ | $S_C=0,7$ | | $m_S=1,4$ | |
| | $n=0,3$ | $k_{SR}=1$ | | $n_S=1,4$ | |
| | | $k_A=0,5$ | | $k_{D,v}=1$ | |



7. ábra: Töbrös felszínfejlődés kezdeti és végállapota (400.000 év elteltével)
 Fig. 7: Initial and final conditions after 400,000 years of doline landform evolution

A 7. ábra mutatja a kiindulási és a végeredmény domborzatot a másik két területi változóval egyetemben. A felszínfejlődés eredményeként a területet jól láthatóan különböző méretű töbrök, iker-töbrök tagolják. A töbröközi gerincek és a töbrősoros völgyek DNy-ÉK-i lefutása többé-kevésbé a kezdeti, hullámos felszín csekély magasságkülönbséggel jellemezhető hátaihoz és mélyedéseihez igazodik, ami a kiinduló domborzat szerepét aláhúzza. A kezdeti apró terep-egyenetlenségek, zárt mélyedések az odaérkező víztöbblet révén nagyobb mértékű oldásos lepusztulást szenvednek, így töbrökkezdemények, majd növekvő dolinák alakulhatnak ki. Ez az elhelyezkedés – miként azt a későbbiekben bizonyítani is fogom, azonban nem teljesen rögzített, a dolinák tágulhatnak, illetve – rendkívül lassan – „vándorolhatnak” is.



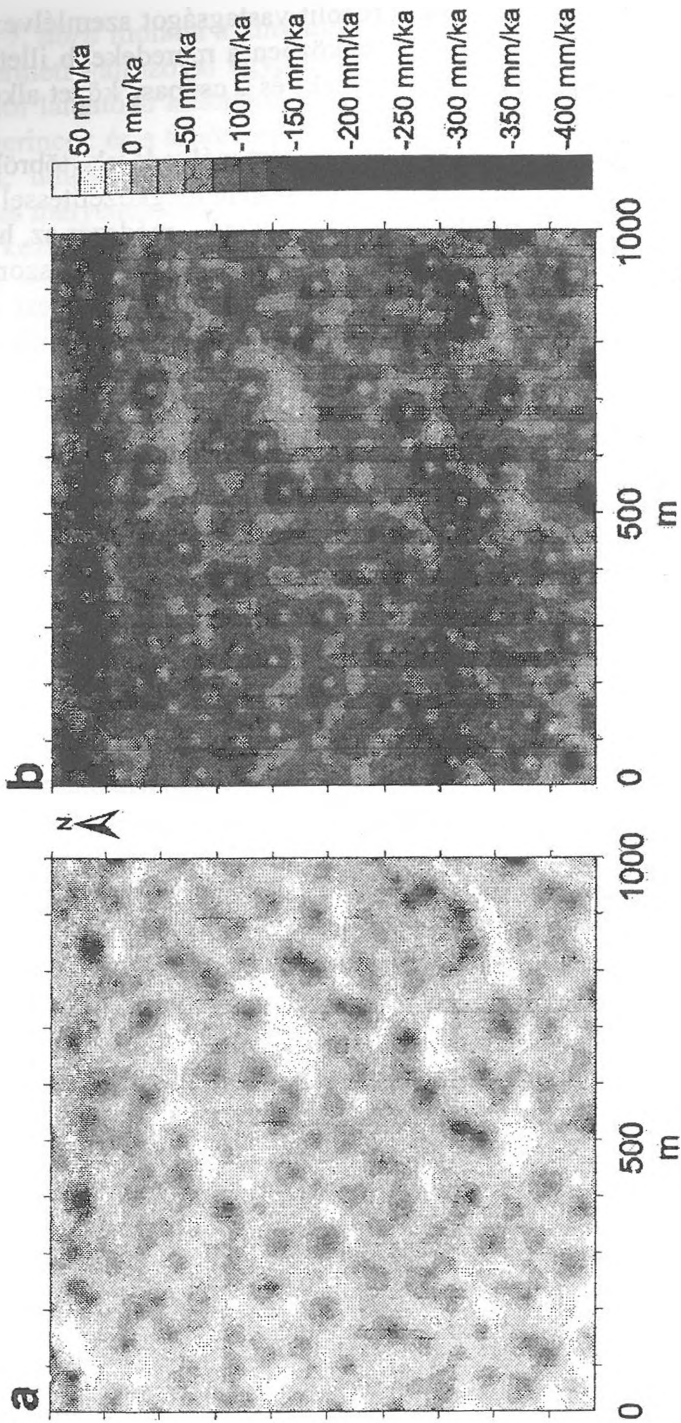
8. ábra: Zárt mélyedések sűrűsége az idő függvényében
 Fig 8: Density of closed depressions vs time

A beszivárgási képességet ábrázoló domborzatmodellről az is világosan kiderül, hogy a töbrökbe összpontosuló vízbeszivárgás hatására a felszín beszivárgási képessége is hasonló mintázatot alakít ki, a magasabb értékeket rendre a töbrök aljában tapasztaljuk, az alacsonyabb értékek pedig a széttartó vízáramlással jellemezhető magasabb gerincekre, csúcsokra jel-

lemzőek. Hasonló kép tárul elénk a regolit-vastagságot szemlélve: a töbrök alján nem ritka a 8-9 m-es kitöltés, miközben a meredekebb illetve magasabb térszínek kitakaróztak (exhumálódtak) és a csupasz kőzet alkotja a felszínt.

Érdekes eredmények szűrhetők le a zárt mélyedések (töbrök) számának illetve sűrűségének alakulásából is. Ez kétféle megközelítéssel számszerűsíthető. Az egyik – könnyebben automatizálható – módszer az, hogy megkeressük a modellben azokat a cellákat, amelyek valamennyi szomszédjuknál alacsonyabbak legalább egy adott értékkel. Amennyiben ezt az értéket nullának választjuk, úgy a funkcionálisan zárt mélyedésként működő cellák számát kapjuk, ezek azonban akár annyira sekélyek is lehetnek, hogy töbröknek még aligha nevezhetők, érdemes tehát 1 vagy 2 méternek választani ezt a küszöbértéket. A másik – munkaigényesebb – megoldás, hogy a szimulált domborzatmodell adataiból interpoláció után szintvonalas térképet készítsünk, és annak alapján határozzuk meg a töbrök számát illetve jellemző méreteiket. A fenti módszerekkel kapott eredményeket mutatja be a 8. ábra.

Megállapítható, hogy a kezdeti fejlődést a töbrősűrűség nagyfokú ingadozása jellemzi, ami különösen markánsan jelenik meg az egycellás vizsgálatok esetében. Ez annak köszönhető, hogy a töbrök tágulásakor, a töbrőtalp szélesedése miatt a zárt mélyedések alja lehet „töbrcellás” is, ezért a számításból kieshet. Figyelemre méltó, hogy a funkcionális mélyedések (küszöbérték=0) száma csak viszonylag rövidebb időszakokban és csak kis mértékben növekszik. A többi görbén megjelenő ingadozások háttérében a töbrök tágulási és mélyülési szakaszainak váltakozása áll. Ez bizonyítható, ha lepusztulási térképeket szerkesztünk a szélsőséges töbrősűrűséget mutató időpontok között. A 9. ábra alapján világossá válik, hogy például a 10.000 évtől a 25.000 évig tartó időszakban a lepusztulás a töbrök középpontokba összpontosul, míg a rákövetkező időszak során a töbrök oldallejtőire, tehát szélesedés megy végbe. Ez a vastagodó dolina-kitöltéssel magyarázható, ami a töbrök-középpontok alján végbemenő oldódást már fékezi, másrészt a vizet jobban szétosztja és a szomszédos celláknak is juttat belőle. Ugyanakkor a töbrőtalp kiszélesedésével a töbrök alját kitöltő üledék egyenletesebbé válik és így újabb mélyülési szakasz kezdődhet. Külön érdekesség a 9. ábra b, részén, hogy a kitértség hatása is érzékelhetővé válik. A töbrök északi, tehát délies kitértségű oldalain megfigyelhető sötétebb foltok az erőteljesebb lepusztulást jelzik.



9. ábra: Lepusztulási térképek:

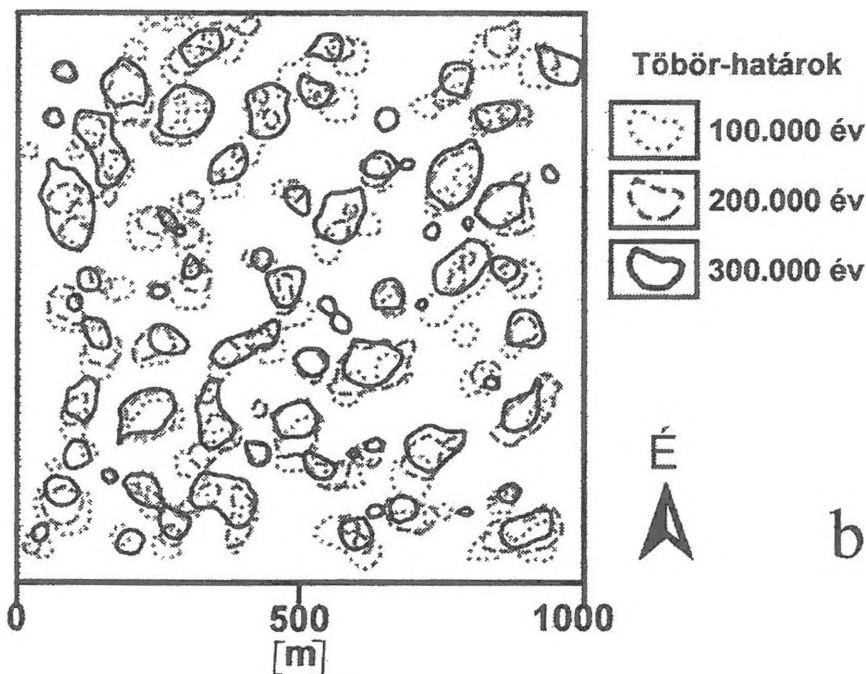
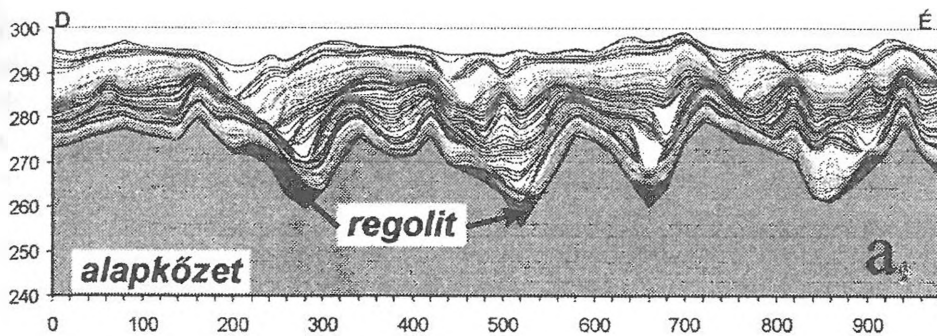
a. lepusztulási ütem a 25.000 évi és a 10.000 évi domborzat különbsége alapján.

b. lepusztulási ütem a 45.000 évi és a 25.000 évi domborzat különbsége alapján.

Fig 9: Denudation maps:

a. denudation rates calculated from the difference of relief at 25,000 years and 10,000 years.

b. denudation rates calculated from the difference of relief at 45,000 years and 25,000 years.



10. ábra: Töbrök fejlődése:

a, Felszín keresztmetszetek időbeli sorozata (az egymást követő vonalak között 5000 év telt el);

b, Töbör-határvonalak 3 időpontban (100.000 év, 200.000 év, 300.000 év).

Fig 10: Evolution of dolines:

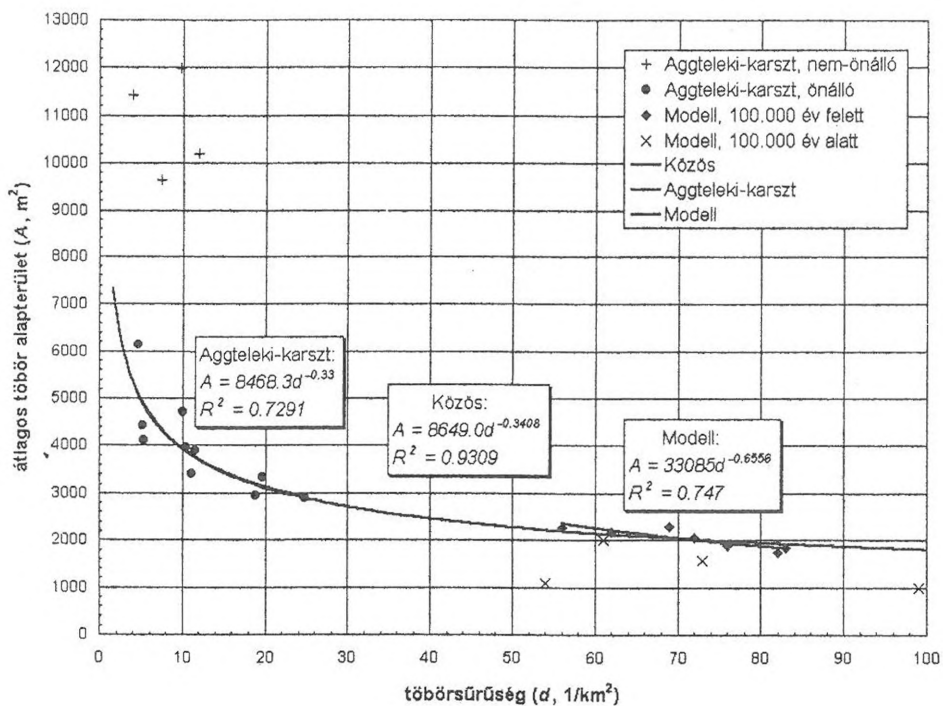
a, Time series of relief cross-sections (with 5000 year long steps between adjacent lines);

b, Doline contours at 3 dates (100,000 y; 200,000 y; 300,000 y).

A felszínfejlődés második, nagy részében, körülbelül a 100.000. évtől kezdődően a töbrösűrűség enyhe, fokozatos csökkenést mutat, ami a töbrök összenövésére vezethető vissza. Az összenövéssel párhuzamosan az égtáji kitérttségnek köszönhető aszimmetrikus lepusztulás miatt a töbrök „hátravágódnak” észak felé. Az összenövés és északra vándorlás, a rövid, de intenzív töbör-mélyülési időszakaszok jelenségeit a különböző időpont-

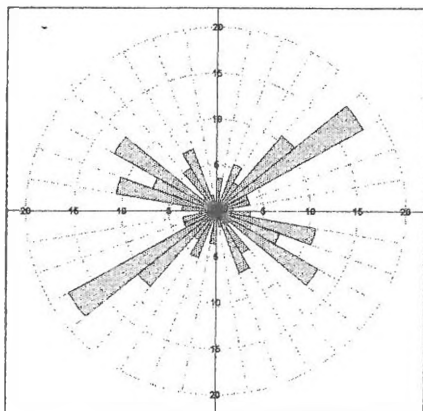
okban vett keresztmetszetek (10.a ábra) illetve a töbör-határvonalak (10.b ábra) egymás mellé rajzolása szemlélteti meggyőzően. Azonban – az elsőre meglehetősen összetett – 10.b ábra alapos vizsgálatából kiderül, hogy ezek alól az általános szabályszerűségek alól itt-ott kivételek is akadnak (azaz a töbrök részekre tagolódása illetve dél felé elmozdulása szintén előfordulhat).

A töbör-sűrűség csökkenésének és az átlagos töbör-alapterület növekedésének időben megfigyelhető folyamata abban is kifejezésre jut, hogy e két mennyiség egymással fordított arányosságot mutat. Ezt tükrözi a 11. ábra. Ez az összefüggés azért is fontos, mert a modell alapján az időbeli változás (a kiegyenlítettőbb fejlődést mutató második szakaszban) egyértelművé tehető, másrészt kiterjeszhető valós karsztfelszínek morfológiai elemzésére is (pl. Aggteleki-karszt, TELBISZ 2001b).



11. ábra: Töbör-sűrűség és töbör-terület összefüggése a modell-eredmények illetve aggteleki mérések alapján.
Fig 11: Relationship of doline density and mean doline area based on model results and morphometrical data from Aggtelek Karst.

A töbrök hossz tengely irányok (12. ábra) alapvetően a kiindulási domborzat jellemző DNy-ÉK-i irányát tükrözik, a kitértség szerinti aszimmetria hatása tehát ebben nem mutatkozik meg.

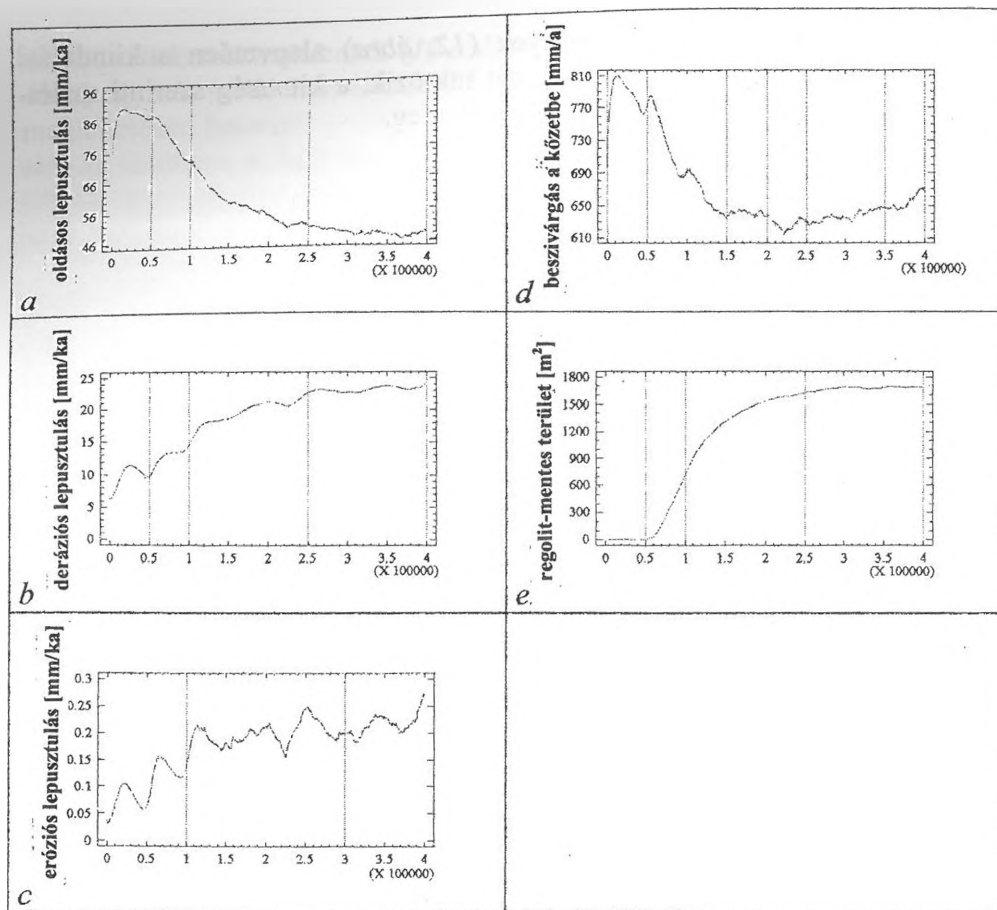


12. ábra: Töbrök hossz tengelyeinek iránya a szimuláció végén.
Fig 12: Rose diagram of doline long axes at the end of simulation

A töbrőfejlődési szimuláció idősorai (melyek közül néhányat a 13. ábra mutat be) és a morfológiai elemzések alapján pontosan körvonalazható a felszínfejlődés időbeli lefutása. A fentiek alapján az alábbi, eltérő jellegű lepusztulással jellemezhető szakaszok rajzolódhatnak ki:

1. időszak (0-25.000 év): Alapvetően a töbrök mélyülésével jellemezhető szakasz, mely két eltérő, rövidebb fázisra osztható: az első mintegy 10.000 év a töbrök kialakulásának szakasza, melyet a következő fázisban a töbrök további lefelé harapózása követ, de számuk már kevésbé markánsan gyarapodik. Így első szabályozóként az „életér” elfogyása említhető. A második fázisban a kőzetbe történő beszivárgás csökken, mert a töbrök alján egyre vastagabb a regolit, amely nagyobb párolgási veszteséghez vezet, "új" beszivárgási zónák (töbrök) viszont már nem tudnak kialakulni. Az 1. időszak teljes tartama alatt a töbrőperemek növekvő meredeksége miatt nő a tömegmozgásos és az eróziós lepusztulás mértéke, ami a töbrőalji kitöltések vastagodásához vezet.

2. időszak (25.000-45.000 év): A vastagodó kitöltés miatt beindul a töbrök szélesedése. A szélesedés miatt a töbrőperemek kissé ellaposodnak és a növekvő talajbaszivárgás révén a lefolyó vízhozamok is csökkennek, emiatt az eróziós és a deráziós lepusztulás visszaesik. Mivel az eróziót duplán érinti ez a „csapás”, így erősebb negatív kilengést mutat. A kiszélesedő töbrőtalpak azonban újabb mélyülési szakaszhoz készítik elő a terepet.



13. ábra: A töbörfejlődési szimuláció idősorai
a, oldásos eredetű lepusztulás időbeli változása; *b*, tömegmozgásos eredetű lepusztulás időbeli változása; *c*,
 eróziós eredetű lepusztulás időbeli változása; *d*, kőzetbe történő beszivárgás időbeli változása; *e*, regolit-mentes
 terület időbeli változása.

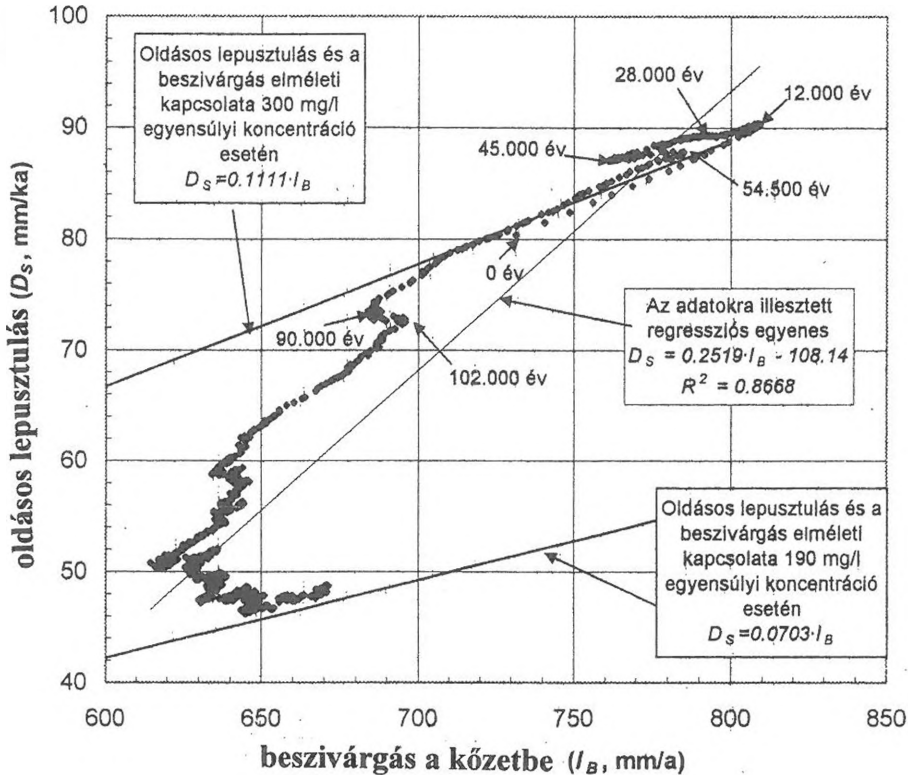
Fig 13: Time series of doline evolution simulation

a, solutional denudation vs time; *b*, denudation caused by mass movements vs time; *c*, erosional denudation vs
 time; *d*, infiltration into the rock vs time; *e*, bare rock area vs time.

3. időszak (45.000-70.000 év): Újabb töbörmélyülés kezdődik, amit a kőzetbe történő beszivárgás növekedése is jelez. A mélyülési folyamatot követi némi késéssel (50.000 évtől) a felélénkülő eróziós és tömegmozgásos tevékenység. Az időszak közepén, az 55.000 évtől kezdődően azonban beleszól az események menetébe a kitakarózás, és így a beszivárgás erős, trendszerű csökkenése majdnem teljesen elnyomja a töbör mélyülési és szélesedési ritmusok miatt fellépő ingadozásokat. (Ennélfogva az eróziós, deráziós lepusztulás időbeli menetét ábrázoló görbéken jóval markánsabban jelentkeznek a hullámok, mint a lepusztulás szempontjából fontosabb beszivárgási grafikonon.) Mindezek ellenére tovább folyik a töbörmélyülés, míg az egyre erősebb erózió és tömegmozgások ki nem töltik a töbörtalpakat.

4. időszak (70.000-90.000 év): Töbör-szélesedési periódus.

5. időszak (90.000-120.000 év): Töbör-mélyülési periódus.
6. időszak (120.000-140.000 év): Töbör-szélesedési periódus.
7. 140.000 évtől: Beáll egyfajta „dinamikus egyensúlyhoz” közeledő állapot, a kiinduláshoz képest alacsonyabb lepusztulási szinten. További ritmusok még jelentkeznek, de többnyire kisebb amplitúdóval.



14. ábra: Az oldásos lepusztulás függése a kőzetbe szivárgott vízmennyiségtől
 Fig 14: Relationship of solutional denudation and infiltration into the rock

Terepi mérések eredményei (TELBI SZ 1999, YOSHIMURA-INOKURA 1997) azt sugallják, hogy az oldásos lepusztulást döntő mértékben a beszivárgott vízmennyiség határozza meg, annak ellenére, hogy esetenként jelentős – többnyire éppen ellentétes irányú – koncentráció-ingadozás tapasztalható. A 14. ábra tanúsága szerint ugyanez érvényes a modell esetében is. A szoros összefüggés ellenére a regressziós egyenes kissé félrevezető lehet, és érdekesebb inkább a görbe koncentráció-változásokhoz köthető cikcakkos lefutásának okait feltárni.

A terepi mérések elsősorban az évszakos, illetve az időjáráshoz köthető koncentráció-változásokkal számoltak. A modell viszont nem veszi

figyelembe az évszakos változásokat, hanem csak a hosszútávú, az éves átlagban is jelentkező eltérések juthatnak érvényre. Ezért a koncentráció-változások a beszivárgott vízmennyiség kitétségi szerinti eltérő eloszlásával illetve a kitakarózással hozhatók összefüggésbe. Azon időszakokban, amikor a délies kitétségi lejtőkön beszivárgó víz mennyisége arányaiban jelentősebbé válik, akkor az átlagos koncentráció növekszik (pl. 12.000-28.000 év). A délies kitétségi lejtők, töbörtalpak feltagolódásával, meredekebbé válásával viszont a beszivárgó víz átlagos koncentrációja csökken, tehát ugyanannyi beszivárgó vízmennyiség visszafogott mértékű oldást eredményez (pl. 45.000-54.500 év, 90.000-102.000 év).

A nyílt kőzetfelszín egyensúlyi koncentrációja kisebb, mint a talajtakarós karsztoké, ezért a kitakarózott felszíneken beszivárgó víz – a jelen szimulációban – csupán harmadakkora oldásra képes, mint a regolitból beszivárgó víz. Ezzel magyarázható, hogy a szimuláció idejének előrehaladtával, a növekvő területű kitakarózott kőzetfelszínek jóvoltából, ugyan erős ingadozásokkal tarkítva, de fokozatosan csökken az átlagkoncentráció.

A modellből levonható következtetések

I. A szimulációs kísérlet alapján kapott eredmények igen jó összhangban vannak a természetben megfigyelhető formákkal, így morfológiai szempontból állítható, hogy a modell alkalmas a karsztos felszínformák vizsgálatára és a modell segítségével számos terepi tapasztalat, vizsgálat igazolható, értelmezhető.

II. Felszínalaktani jellegű következtetések:

- A töbrök alján felhalmozódó üledékes kitöltésben végbemenő oldalirányú szivárgás a beszivárgó vízmennyiséget egyenletesebben osztja el, ezzel járul hozzá a dolinák szélesedéséhez, „*tányérosodásához*”
- A lejtős tömegmozgások a túl meredekké váló töbrö-aldallejtők ellankásításával segítik a mélyedések tágulását.
- A beszivárgási képesség bővülésének szomszédos cellákra gyakorolt hatása alapján a töbrök szélesedésében a felszín alatti járatrendszer összefüggései is szerepet játszanak.
- A felszínfejlődés kezdeti szakaszát leszámítva a töbrösűrűség enyhe, fokozatos csökkenést mutat, ami a töbrök összenövésére vezethető vissza.
- Az összenövéssel párhuzamosan az égtáji kitétségeknek köszönhető aszimmetrikus lepusztulás miatt a töbrök „*hátravágódnak*” észak felé.

- A töbör hossz tengely irányok alapvetően a kiindulási domborzat jellemző DNy-ÉK-i irányát tükrözik („átöröklődés”), a kitettség szerinti aszimmetria hatása ebben nem mutatkozik meg.

III. Felszínfejlődés dinamikájára vonatkozó következtetések

- Talán az egyik legmeglepőbb következtetés, hogy a külső feltételek (csapadék, egyensúlyi koncentráció, stb.) változatlansága ellenére önszabályozó ritmusok (töbör-mélyülési és szélesedési szakaszok) alakulhatnak ki a karsztfejlődés során. Az önszabályozás a domborzat, a talajtakaró és a beszivárgási képesség időbeli változásával összefüggő pozitív és negatív visszacsatolások révén valósul meg.

- A szimulációs idősorok segítségével jól nyomon követhető, hogy a kitarakozás milyen alapvető, többszöri áttételen keresztül is érvényesülő változásokat idézhet elő a felszínfejlődés folyamatában.

- Az oldásos lepusztulást döntő mértékben a beszivárgott vízmennyiség határozza meg, azonban az egész terület átlagos egyensúlyi koncentrációjának hosszútávú változásai ezt „cifrázzák”.

IRODALOM

AHNERT, F. (1976): Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. - Z. Geomorph., Suppl. 25, p.29-49.

BÁRÁNY KEVEI I. (1993): A study of the Karst-Ecological System on the Example of the Bükk Dolines - Acta Geogr. Szegediensis, 31, p.15-20.

BÁRÁNY KEVEI I. (1995): Factors of the environmental system of karst - Acta Geogr. Szegediensis, 34 (Spec. Issue), p.155-162.

BÖCKER, T. (1974): Beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határscsapadék módszerével - in: Beszámoló a VITUKI 1974. évi munkájáról, Budapest.

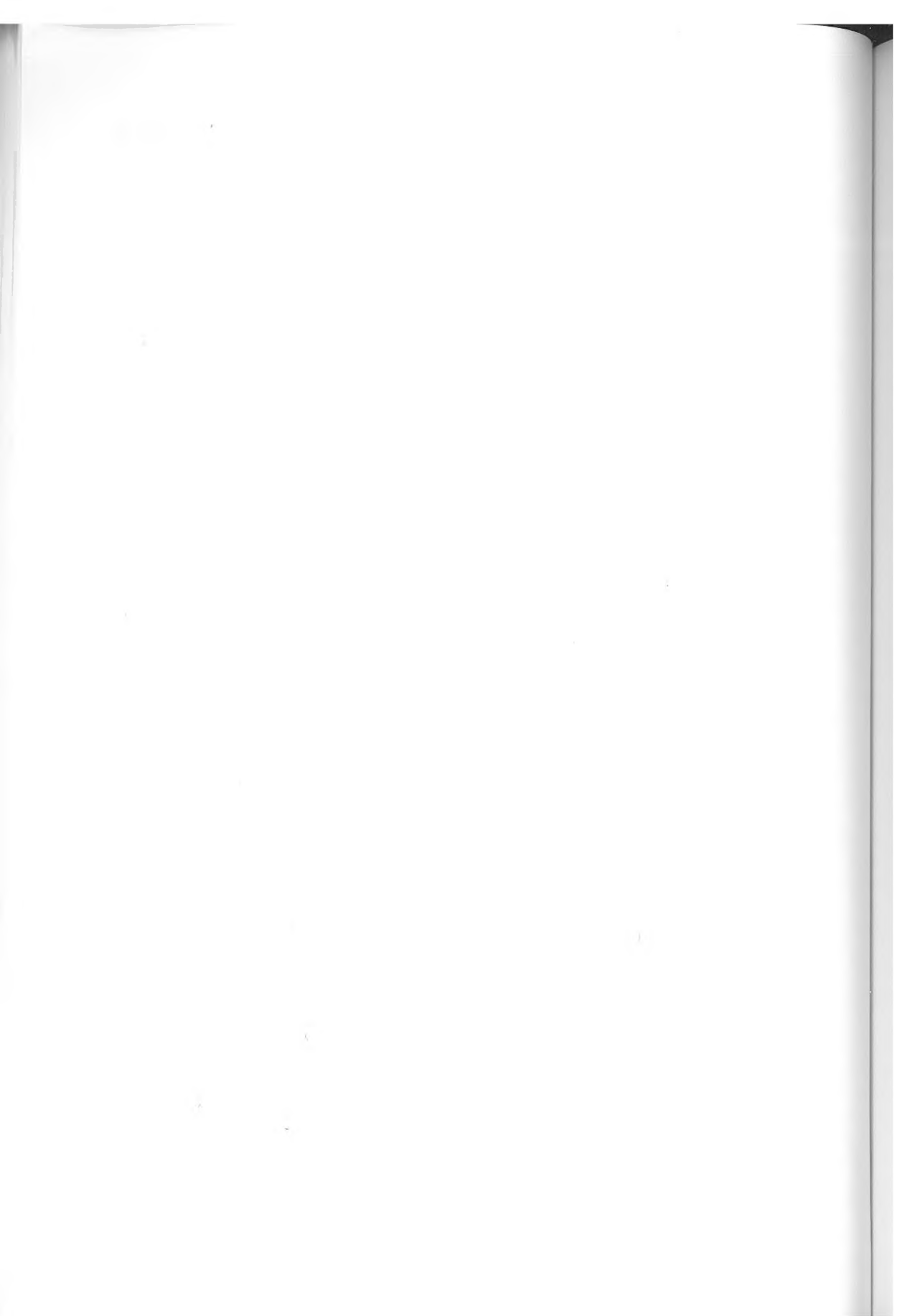
BUHMANN, D. - DREYBRODT, W. (1985a): The kinetics of calcite solution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1: Open system - Chemical Geology, 48, p.189-211.

BUHMANN, D. - DREYBRODT, W. (1985b): The kinetics of calcite solution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 2: Clósed system - Chemical Geology, 53, p.109-124.

CSEPREGI A. (1985): A karsztos beszivárgás számítási módszereinek összehasonlítása a vízszintváltozások elemzése alapján - Hidr. Közlöny 65/3, p.130-133.

- DARABOS, G.* (1997): Mikroorganizmus-közösségek karsztkorróziós szerepének laboratóriumi vizsgálata az Aggteleki-karszt talajain - Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.
- DE BOER, D.H.* (1999): Self-organization in fluvial landscapes: sediment dynamics as an emergent property. – In: *ABRAHART, R.J.*(eds): Proceedings of the Fourth Annual Conference on GeoComputation, Mary Washington College, Virginia, USA, CD, [http:// www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/Gc99/074/gc_074.htm](http://www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/Gc99/074/gc_074.htm)
- FORD, D.C.-WILLIAMS, P.W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – London, Unwin Hyman.
- HORTON, R.E.* (1940): An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity - Soil Science. Soc. Am. Proc.. 4. p.399-417.
- HORTON, R.E.* (1945): Infiltration and runoff during snow-melting season, with forestcover - Trans. Am. Geo. Un.
- JUHÁSZ, J.* (1987): Hidrogeológia (2. kiadás) - Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KESSLER, H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken - Vízügyi Közl. 1954/2.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I.* (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai – Földr. Ért., 34/1, p.195-207.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I. - MEZŐSI, G.* (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. – Földr. Ért., 27/1, p.65-73.
- KIRKBY, M.J.* (1986): Mathematical models for solutational development of landforms. - in: *TRUDGILL, S.T.* (edt.): Solute Processes. - Wiley, Chichester.
- KOVÁCS, GY.* (1978): A talajnedvesség zónájának hidrológiai vizsgálata - VGM. 98. Vízdok., Budapest.
- MAUCHA L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása - Hidr. Közlöny, 70/3, p.153-161.
- O'CALLAGHAN, J.F. - MARK, D.M.* (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. - Computer vision, Graphics and Image Processing, 28, p.323-344.
- PALMER, A. N.* (1991): Origin and morphology of limestone caves - Geological Society of America Bulletin, 103, p.1-21.
- PFEFFER, K.-H.* (1995): Karstresearch - a traditional science involving recent applied tasks - Acta Geographica Szegediensis, 34 (Spec. Issue), p. 7-24.
- PLUMMER, L.N. - WIGLEY, T.M.L. - PARKHURST, D.L.* (1978): The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5°C to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂ - American Journal of Science, 278, p.179-216.

- PLUMMER, L.N. - WIGLEY, T.M.L. (1976): The dissolution of calcite in CO₂-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, p.191-202.
- PROSSER, I.P.-RUSTOMJI, P. (2000): Sediment transport capacity relations for overland flow - *Progress in Physical Geography* 24/2, p.179-193.
- STELCZER, K. (2000): A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai - ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 411 p.
- SZUNYOGH G. (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése - *BDTF Tud. Közl., Szombathely*, 9, p.173-197.
- TELBISZ T. (1999): The qualitative and quantitative effect of precipitation on karst corrosion - in: ZÁMBÓ L.-TELBISZ T. (edt): *Investigations of karst corrosion* - ELTE TTK, Budapest, p. 11-13.
- TELBISZ T. (2001a): Töbrös felszínfejlődés számítógépes modellezése - *Karsztfejlődés VI., BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p.27-43.
- TELBISZ T. (2001b): Új megközelítések a töbr-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján - *Földrajzi Közlemények*, 125 (49) / 1-2, p. 95-108.
- VERESS, M. - PÉNTEK, K. (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására. - *Karszt és Barlang*, 1, p.19-28.
- VERESS M. - PÉNTEK K. (1995): Kísérlet a felszíni vertikális karsztosodás kvantitatív leírására. - *Földrajzi Értesítő*, 44/3-4., p.157-177.
- WHITE, W. B. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains.* - Oxford, University Press.
- WILLGOOSE, G.-BRAS, R. L.-RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991): Results from a new model of river basin evolution. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, p. 237-254.
- YOSHIMURA, K.-INOKURA, Y. (1997): The geochemical cycle of carbon dioxide in a carbonate rock area, Akiyoshi.dai Plateau, Yamaguchi, Southwestern Japan - in: YUAN, D. (edt.): *Proc. 30th Int. Geol. Congr.*, vol.24, p.114-126.
- ZÁMBÓ L. (1970): A vörösgyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-Karszt délnyugati részén. - *Földr. Közl.*, 18/4, p.281-293.
- ZÁMBÓ L. (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. - *Kandidátusi értekezés, Kézirat*, 143 p.
- ZÁMBÓ L. - TELBISZ T. (2000a): A karsztkorróziós talajhatás érvényesülése a karrfejlődésben - *Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p.103-114.
- ZÁMBÓ L. - TELBISZ T. (2000b): A mikrobiális befolyásoltágú karsztkorrozió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon - *Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p.21-39.



A BUDAI VÁR-HEGY ÉDESVÍZI MÉSZKÖVÉNEK
SZEDIMENTOLÓGIÁJA, GEOKÉMIÁJA, KRONOLÓGIÁJA ÉS
PALEOKARSZT FEJLŐDÉSE¹

KORPÁS LÁSZLÓ² – KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER² – LANTOS MIKLÓS²
– FÖLDVÁRI MÁRIA² – KORDOS LÁSZLÓ² – KROLOPP ENDRE² –
STÜBEN, DORIS³ – BERNER, ZSOLT³

²Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14,
korpasl@mafi.hu

³Karlsruhei Egyetem, Ásványtani és Geokémiai Intézet, D-76128
Karlsruhe, Kaiserstrasse 12, Németország, zsolbberner@bio-geo.uni-karlsruhe.de

Abstract: Deposition of travertine started in a warm savannah environment with alluvial clastics. Early stage of evolution is represented by algal grainstones/packstones and wackestones and completed by a waterlevel-drop driven by cooling and syntectonic uplift. Following short-term break and subaerial exposure resulted in karstification and palaeosoil-formation. Late stage is dominated by phytohermal boundstones, floatstones and generated by a new waterlevel-rise. Lake-evolution was closed in a cool, arid environment by a definite uplift and subaerial exposure. Travertine is composed of pure Mg-free calcite. Interbedded hydromorph palaeosoil formed at pH=7 and a surface temperature of 17°C. Cyclic decreasing precipitation-temperatures are higher (50 to 60°C) during early stage, than late one (35 to 50°C). Low isotopic ratio of early travertine differs from late ones and both of them exhibit signs of karstic overprints. Deposition and paleokarst evolution started in Matuyama chron at 1.07 myr and terminated at 493 000 yr. Palaeosoil at base of Brunhes chron may correspond to 722 000 yr.

1. Bevezetés

A negyedidőszaki termális és meteorikus eredetű édesvízi mészkövek világszerte és Magyarországon is általános elterjedésűek. Az egyes előfordulások mérete és vastagsága igen változékony. Az édesvízi mészköveket több szempont alapján osztályozzák, amelyek között jelentős szerepe van a víz-hőmérsékletnek, a morfológiai helyzetnek, az üledékképződési környezetnek továbbá a karbonátos mikrofaciesnek és szövetnek. Rendszerint tiszta kalcitból állnak, s néha kevés magnéziumot (dolomitot) is tartalmazhatnak. Stabil izotóp (δO^{18} , δC^{13}) összetételük a fácies függvényében változik. A termális eredetű édesvízi mészkövek stronciumban és báriumban gazdagok, s a nehéz fémek, az U és Th, valamint a ritka földfémek koncentrációja gyakran meghaladja az átlagost. Nagy részük karsztforrásokhoz kapcsolódik, ezért a tektonikusan preformált karsztosodás és a velük kapcsolatos

¹ készült a T. 30107 számú OTKA projekt támogatásával

paleotalajok képződése is jellemző. Ősmeradványokban igen gazdagok és az ezek alapján megállapított vízmélység néhány cm és néhány tíz méter között változik. Képződésük gyors, néhány ezer és néhány százezer év alatt alakulhatnak ki. Koruk meglehetősen nehezen állapítható meg, s azt többnyire a numerikus, kalibrált és korrelatív módszerek együttes alkalmazásával határozzák meg. A budai Vár-hegy édesvízi mészkövről szóló esettanulmányunkban egy termális tavi kifejlődés jellegzetes példáját mutatjuk be.

2. Földtani helyzet

A vár-hegyi édesvízi mészkő a hazai előfordulások jellemző típusa és a termál források által táplált melegvízű peremi tavak csoportjába tartozik. A vizsgált terület az Alföld késő pliocén-negyedidőszaki medencéjébe torkolló sziliciklasztos delta része (1. ábra). Ebben az üledékképződési környezetben alakult ki mintegy 3 millió évvel ezelőtt az édesvízi mészkő tavak rendszere. A felső pliocén-negyedidőszaki klímaváltozások és tektonikai folyamatok eredményeként a delta szedimentációt fokozatosan először fluvio-eolikus, majd eolikus üledékképződés váltotta. A delta megszűnését a terraszok szakaszos kiemelkedése kísérte. A vár-hegyi édesvízi mészkő a kiemelkedett terraszok egyikén található és több kilométer hosszú nagyrészt természetes barlangrendszer alakult ki benne (2. ábra).

2. Szedimentológia

Az édesvízi mészkő rétegsorát és fő litológiai egységeit (3. ábra) KROLOPP et al. (1976) és KORPÁS (1998) munkája alapján ismertetjük. A paleogén fekvő települő, mintegy 3 m vastag törmelékes bázisrétegek (1 egység) felfelé finomodó szemcsenagyságú folyóvízi kavicsból és homokból állnak, s jellegzetes emlős csont maradványokat tartalmaznak. A matrixvázú, alig kötött kavics a környezet triász és paleogén korú kőzetek szögletes törmelékéből áll. Erre rosszul osztályozott, közép- és durvaszemű homoklencsék települnek. A fedő édesvízi mészkőhöz (2 egység) vezető átmenetet lemezes kőzetliszt és homokos agyag képviseli. A törmelékes üledékeket a 2. egység 2 m vastag laminált édesvízi mészkőve fedi, amely szerves anyagban gazdag rétegek és laminált algás mészkő váltakozásából áll. Ezt a mészkövet szinszediment mikrovetők tagolják és felül szubaerikus unkonformitás határolja le. A 2. egység ősmaradványokban gazdag, elsősorban csigákat, algákat és moszatokat, esetenként növénylenyomatokat tartalmaz. A 3. egységet 15–50 cm vastag paleotalaj réteg képviseli, amely fedi az unkonformitás felszintét és kitölti a fekvő laminált mészkő-

kőben felnyílt korai hasadékokat. Ez a tömeges, laza és puha, szemcsés szerkezetű paleotalaj sötétvörös „A” szintből és alatta elhelyezkedő, karbonátgazdag, gyakran breccsás szerkezetű szürke és barna „B” szintből áll. Mindkét talajszint ősmaradvány gazdag és a fauna főleg áthálmozott csigákból, gerinces csontmaradványokból áll. A fedő 4. egység 7–8 m vastag tömeges, kemény kristályos és üreges mészkőből áll. Gyér faunája csigák átkristályosodott házmaradványaiból és lenyomataiból áll, míg flóráját hasonló megjelenésű nád és sás maradványok képviselik. A mészkő tetején kisebb üregekben és hasadékokban vörös agyag található.

2. 1. Karbonátos mikrofácies

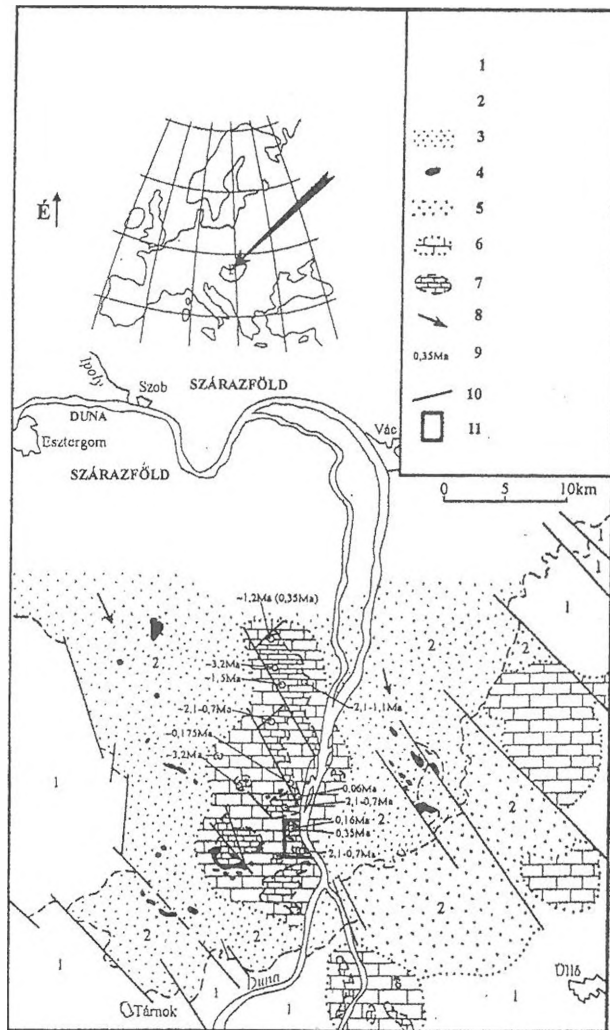
A mikrofácies tanulmányokat 19 db, szelvényben gyűjtött minta vékonyciszolatának elemzése alapján végeztük el. Az értékelésben *VIOLANTE* et al. (1994) fációs modelljét használtuk fel és megállapítottuk, hogy a 2. egységet algás, (sztromatolitos) onkoidos grainstone/packstone és peletes wackestone építi fel. Gyakoriak a kvarc, muszkovit, klorit és földpát extraklasztok, s ezek mennyisége felfelé nő. Jellemzőek a 2 mm körüli mikropórusok, amelyeket részben mikrit és pát tölt ki. Néhány mintában kevés ostracoda és chara volt megfigyelhető. A 4. egységet fitohermás boundstone és floatstone építi fel, szórványosan pizolitokkal és nád, sásmaradványok töredékeivel. A képződési környezet *PLATT és WRIGHT* (1991) osztályozásának megfelelően mindkét egységben sekélyvízi peremi tó.

3. Ásványos összetétel

Az ásványtani vizsgálatokat röntgendiffrakciós és termoanalitikai módszerrel a Magyar Állami Földtani Intézet laboratóriumaiban végeztük. Mivel a vizsgálati módszerek leírása szabványban rögzített, ezért azok ismertetésétől eltekintünk. A kutatás során párhuzamosan a teljes kőzetből és azok oldási maradékából származó mintákat vizsgáltunk.

A 2. egység teljes kőzetmintái (4. ábra) tiszta, Mg-mentes kalcitból állnak. A kevés allotigén ásvány kvarcból, muszkovitból és földpátból áll. Az agyagásványok között montmorillonit, illit és klorit emelhető ki. Az oldási maradék a fenti ásványok mellett kevés illitet, montmorillonitot, kaolinitet, baritot és hematitot tartalmaz. A karbonát mentes <2 μm frakciót jól rendezett neoform Ca-montmorillonit uralja. A kaolinit kristályossági fokát bizonyos reflexiók erőssége jelzi és ennek alakja (Hb) valamint felhasználhatósága (Hi=Hinckley index) arra jellemző. Ennek alapján rosszul rendezett kaolinit (Hb=0,36° 2 theta és Hi=0,58), valamint 2M típusú illit

mennyisége alárendelt. Az amorf fázis is kimutatható volt és a TA vizsgálatok nyomokban kőzetüveget is jeleztek (4. ábra).

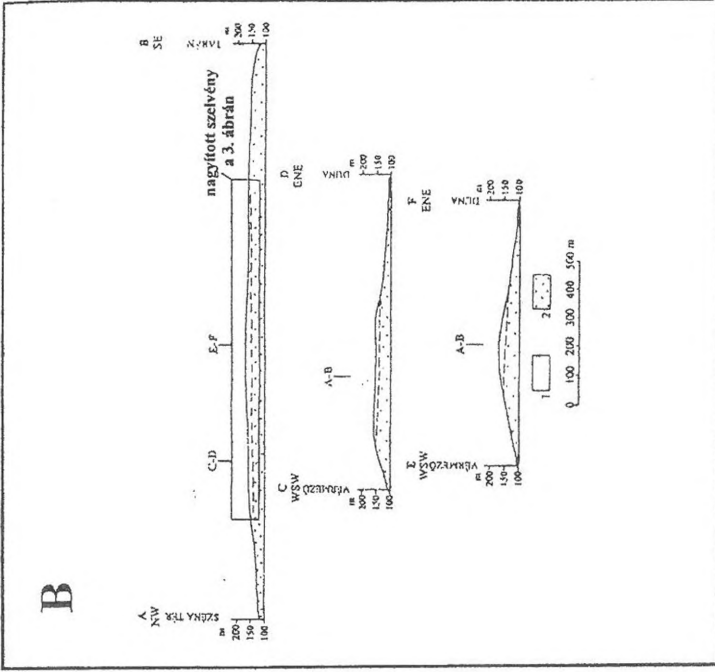
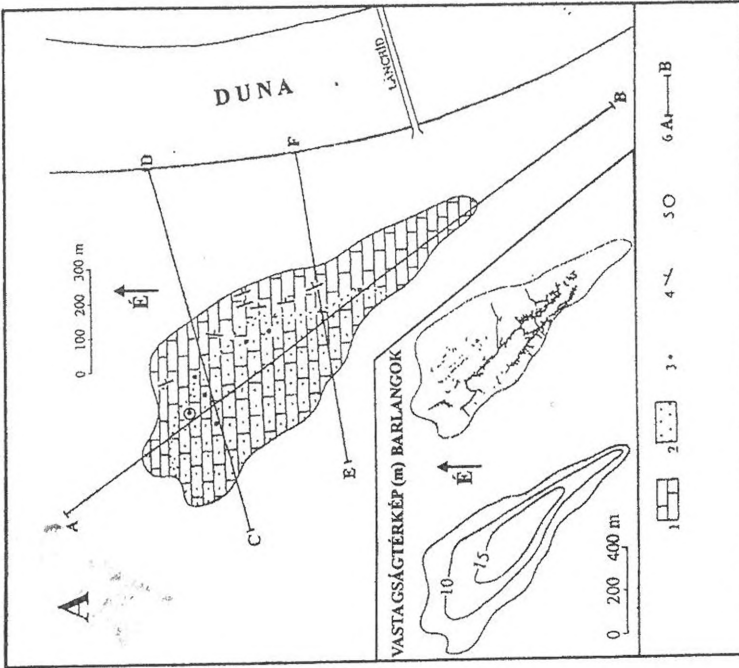


1. ábra: Pliocén–negyedidőszaki ösföldrajzi vázlat

Jelmagyarázat: 1) pliocén – negyedidőszaki medence, 2) pliocén – negyedidőszaki delta rendszer, 3. sziliciklasztos deltasíkság, 4. kvarctartalomú sziliciklasztos üledékek felszíni kibúvásai, 5. sziliciklasztos előrenyomuló deltafront, 6. édesvízi mészkő tavak, sziliciklasztos közbetelepülésekkel, 7. édesvízi mészkő felszíni előfordulásai, 8. szállítási irányok, 9. 0,35mé (millió év) a budai édesvízi mészkövek th/u kora, 10. aktív törések, 11. a tanulmányozott terület

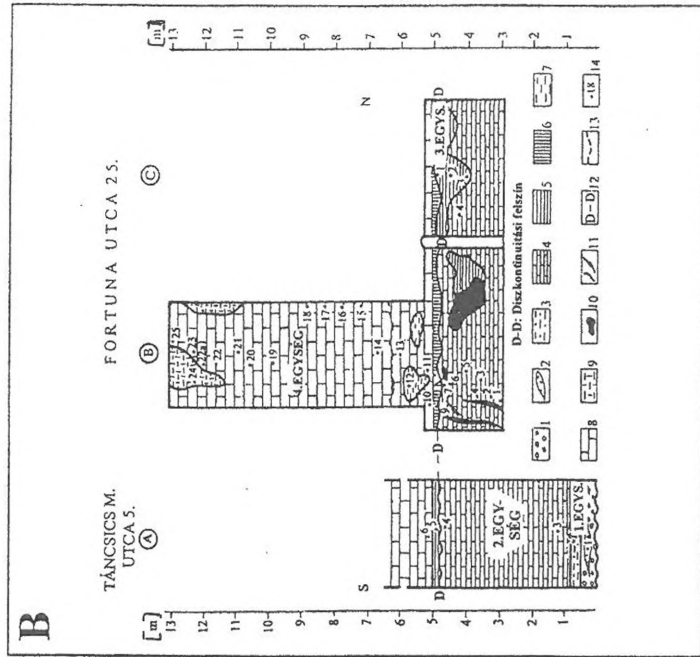
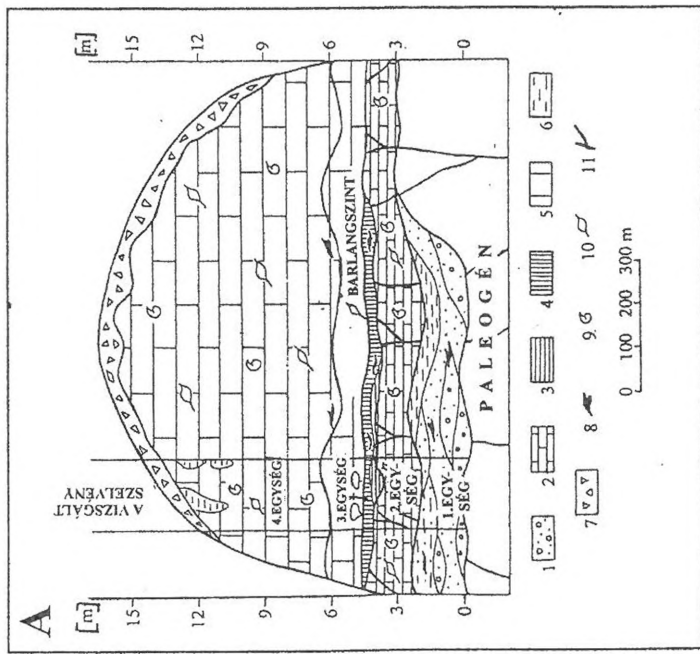
Fig. 1 Paleogeographical sketch: Pliocene to Quaternary

Legend: 1. pliocene – quaternary basin, 2. pliocene – quaternary delta system, 3. siliciclastic deltaplain, 4. quartz bearing siliciclastites in outcrops, 5. siliciclastic prograding deltafront, 6. travertine lakes with siliciclastic intercalations, 7. travertine at the surface, 8. transport directions, 9. 0,35ma th/u ages on the buda travertines, 10. active faults, 11. study area



2. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkövének földtani térképe és barlangrendszer
 A) földtani térkép: 1. édesvízi mészkő, 2. törmelék bazisritégek, 3. a paleotalai ismert előfordulásai, 4. rétegdőlés, 5. vizagált szelvények, 6. földtani szelvények,
 B) jellemző földtani szelvények: 1. édesvízi mészkő, 2. paleogén fektü képződmények,

Fig. 2 Surface geology and cave system of the Vár-hegy travertine
 A) geological map: 1. travertine, 2. basal clastics, 3. known occurrences of palaeosols, 4. dip of strata, 5. studied key sections, 6. geological cross sections,
 B) typical cross sections: 1. travertine, 2. palaeogene foot-wall sediments



3. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkővének litológiai és szedimentológiai szelvénye.

A) rétegtani vázlat: 1. tórmelék, 2. laminált mészsap, 3. kavics, 4. homok, 5. kőzetiszirt, 6. bazisréteg, 7. bazisréteg, 8. bazisréteg, 9. bazisréteg, 10. bazisréteg, 11. bazisréteg, 12. bazisréteg, 13. bazisréteg, 14. bazisréteg.
 B) a vizsgált szelvények szedimentológiája: 1. kavics, 2. homok, 3. kőzetiszirt, 4. laminált mészsap és üregkitöltés, 5. kavics, 6. bazisréteg, 7. bazisréteg, 8. bazisréteg, 9. bazisréteg, 10. bazisréteg, 11. bazisréteg, 12. bazisréteg, 13. bazisréteg, 14. bazisréteg.

Fig. 3 Lithology and sedimentology of Vár-hegy travertine

A) stratigraphic chart: 1. basal clastics, 2. laminated travertine, 3. laminated limy mud cavity fill, 4. palaeosol horizon, 5. massive, crystalline travertine, 6. red clay fissure fill, 7. loose cover sediments, 8. vertebrate, 9. gastropods, 10. plants, 11. open fissures.
 B) sedimentology of studied key-sections: 1. gravel, 2. sand, 3. silt, 4. laminated travertine, 5. laminated limy mud, cavity fill, 6. palaeosol, 7. laminated limy mud, cavity fill, 8. massive travertine, 9. red clay fill, 10. cavity, 11. open fissures, 12. discontinuity surface, 13. diagenetic colour boundary, 14. sample site

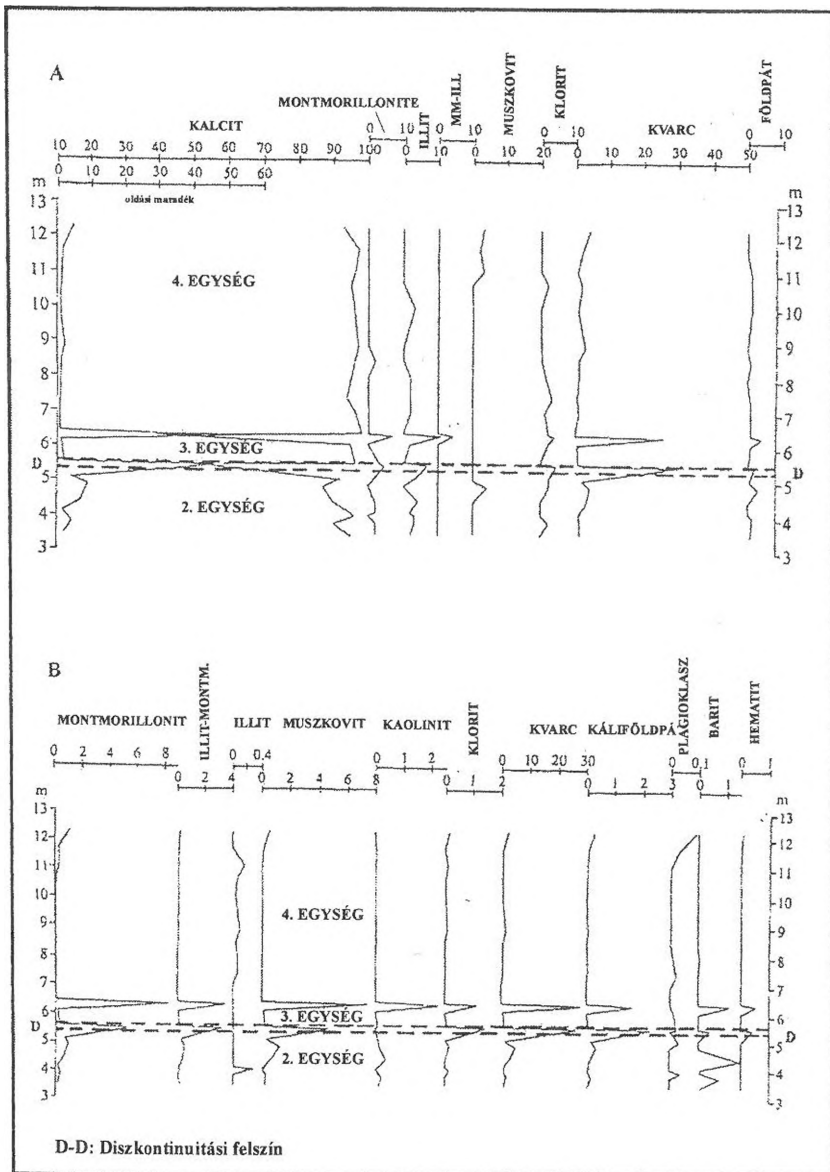
A 3. egység ásványos összetétele az előzővel azonos. A „B” szint kalcitból áll, kevesebb kvarccal és nyomokban földpáttal. A karbonát mentes <math><2\ \mu\text{m}</math> frakcióban kevés Ca-montmorillonit, szórványosan illit és rosszul rendezett kaolinit volt kimutatható ($H_b=0,36-0,42^\circ$ 2 theta és $H_i=0,38-0,66$). Az amorf fázis itt is kőzetüvegből, valamint szerves anyagból áll. Az „A” szintben uralkodik a kalcit és a kvarc, mellettük illit, földpát és kaolinit is észlelhető. A karbonát mentes <math><2\ \mu\text{m}</math> frakció Ca-montmorillonitban gazdag, s rosszul rendezett kaolinitet ($H_b=0,7^\circ$ 2 theta), illitet tartalmaz. A kvarc mellett az amorf fázist jelentős mennyiségű ferrihidrit képviseli. A montmorillonit dehidratációját jellegzetes felhasadás kíséri és a kation vízválasztó a TA adatok alapján kevésbé kifejezett (4. ábra).

A 4. egység eredeti mintái (4. ábra) is tiszta, magnéziummentes kalcitból állnak, nyomokban kvarc és gipsz volt kimutatható. Az a gyagásványok között kaolinit és kevés illit említhető. Az oldási maradék főleg kvarcból, illitből és kaolinitből áll, kevés szmektit és illit/szmektit kíséretében, továbbá némi földpát, nyomokban hematit, pirit, jarosit és gipsz is ismert. A karbonát mentes <math><2\ \mu\text{m}</math> frakció Ca-montmorillonitból áll. Mellette rosszul rendezett kaolinit ($H_b=0,45^\circ$ 2 theta és $H_i=4$), 2M illit, valamint ferrihidrit mutatkozik. Tehát mindkét travertino egység tiszta, magnéziummentes kalcitból áll. A kaolinit általános elterjedésű és H_b , H_i értékei, valamint TA paraméterei alapján rosszul rendezett (FÖLDVÁRI - KOVÁCS-PÁLFFY 1993). Ez a kaolinit a szubaerikus környezetekre és azokhoz kapcsolódó paleotalajokra jellemző. A ferridrit jelenléte a paleotalaj „A” szintjében, valamint a 4. egységben olyan hidromorf talajra utal, amely 7-es pH mellett, $17\ ^\circ\text{C}$ hőmérsékleten képződött (MACKENZIE 1957). Az allotigén kvarc, földpát és muszkovit a 3. egység mészkövének képződése során érvényesülő terrigén behordást jelzi. A földpát, szmektit és montmorillonit a fekü vulkanoklasztikus üledékeiből származhat, míg a 2. egység mészkövéből kimutatott barit a korai szakasz során érvényesülő magasabb hőmérsékletű termális hatást tükrözi.

A kalcit kristályossági fokát a TA görbék lefutása jól tükrözi. A kalcitbomlás hőmérséklete elméleti értékeinek és a kalcit mennyisége alapján számolt értékek egybevetése nagyon jól jelzi a kristályossági fokot. Következésképpen az alábbi egyenlet felhasználásával:

$$T=740\ ^\circ\text{C} + 94,75 * (\log \text{CO}_2 \text{ mg}) \text{ (FÖLDVÁRI 1999)}, T = T_1 + c (\log M),$$

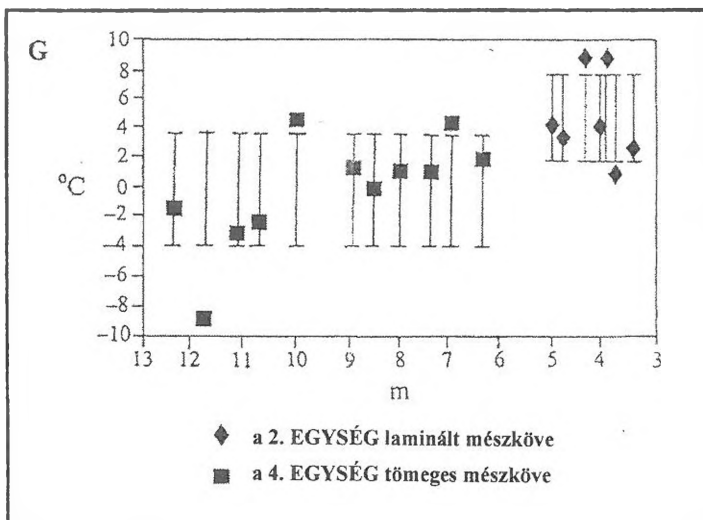
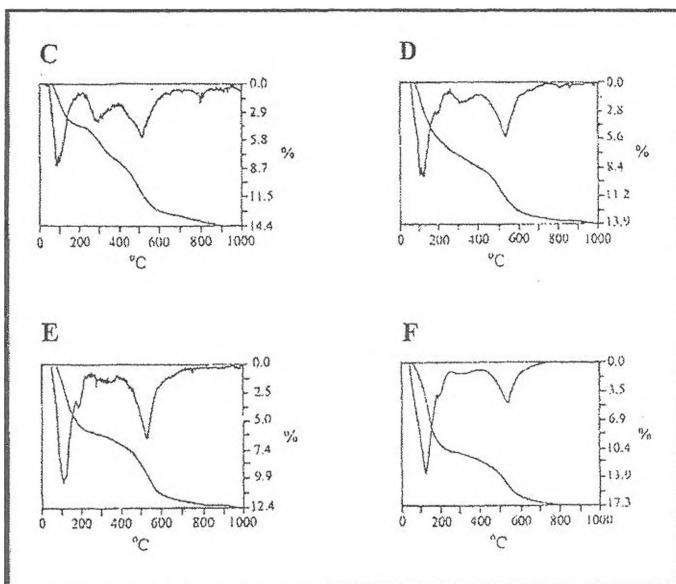
ahol T = a mért reakció hőmérséklet, M = a felszabadult CO_2 mennyisége, mg, T_1 = az 1 mg CO_2 képződéséhez szükséges hőmérséklet és c = specifikus reakció faktor.



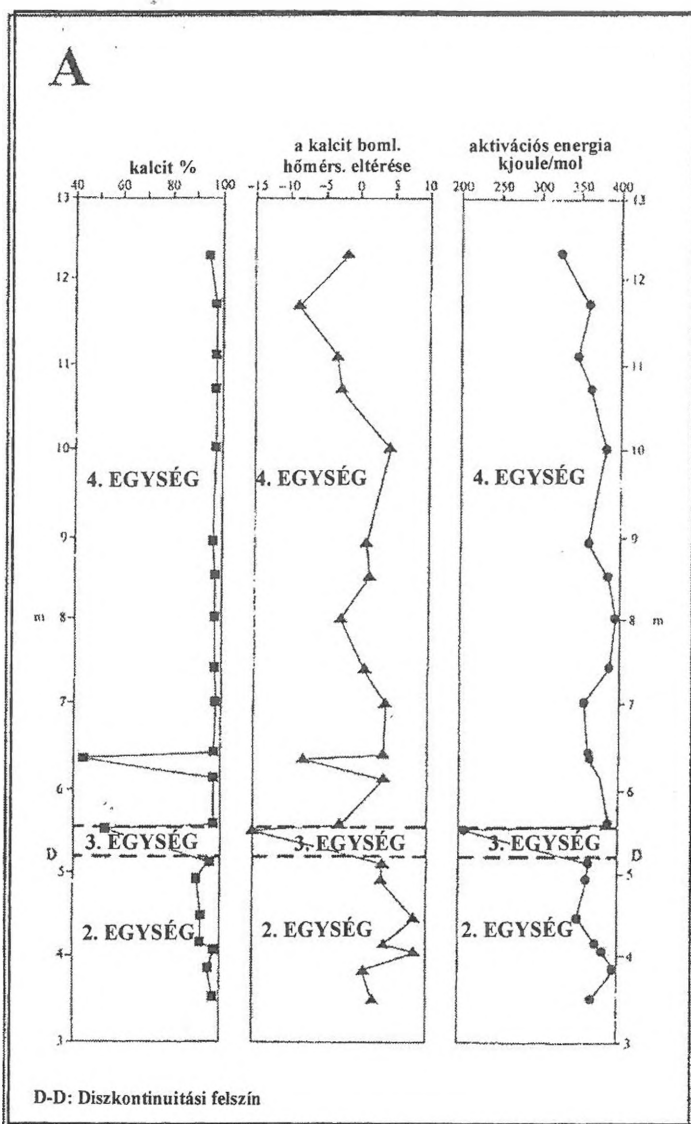
4. ábra: A Vár-hegy édesvízi mészkővének ásványos összetétele, A és B) az édesvízi mészkő típusszelvényének ásványos összetétele a röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján, A) teljes kőzetminta, B) oldási maradék, C, D, E és F) az édesvízmészkő típusszelvényének jellemző termoanalitikai (TG és DTG) görbéi, C) a laminált édesvízi mészkő (2. egység) oldási maradéka, D) a paleotalaj (3. egység) "B" szintje, E) a paleotalaj (3. egység) "A" szintje, F) a tömeges édesvízi mészkő (4. egység) oldási maradéka, G) a 2. és 4. egység kalcitjának korrigált bomlási hőmérséklete (100 mg kalcitra számolva, szórással)

Fig. 4 Mineralogy of Vár-hegy travertine

A and B) XRD mineralogical logs of travertine key-section: A) whole sample, B) insoluble residue, C, D, E and F) typical thermoanalytical (TG and DTG) curves of travertine key-section: C) insoluble residue of laminated travertine /Unit 2/, D) palaeosoil, "B" horizon /Unit 3/, E) palaeosoil, "A" horizon /Unit 3/, F) insoluble residue of massive travertine /Unit 4/, G) decomposition temperature (T_{corr}) recalculated to 100 mgs of calcite in Unit 2 and Unit 4 with dispersion



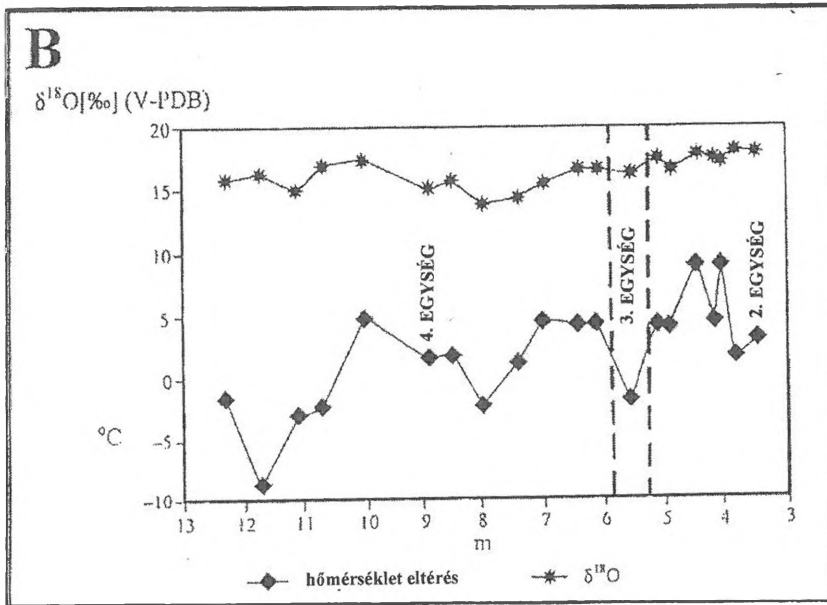
4. ábra folytatása



5. ábra: A kalcit tartalom eltérése, valamint a kalcit bomlási hőmérsékletének aktivációs energiája és a $\delta^{18}O$ eloszlás korrelációja a Vár-hegy édesvízi mészkővének szelvényében
 A) a korrigált bomlási hőmérsékletéhez tartozó kalcit tartalom eltérés és a kalcit bomlás aktivációs energiájának kapcsolata a TA mérések alapján (100 mg kalcitra számolva)
 B) a $\delta^{18}O$ eloszlás és a korrigált bomlási hőmérséklet kapcsolata.

Fig. 5 Calcite content deviation, activation energy of calcite decomposition temperature and correlation to $\delta^{18}O$ of Vár-hegy travertine.

- A) calcite content deviation of corrected decomposition temperature (recalculated to 100 mgs of calcite) and activation energy of calcite decomposition measured by TA,
 B) correlation between corrected decomposition temperature and $\delta^{18}O$



5. ábra folytatása

A 94,75 °C hőmérséklet eltolódás akkor következik be, amikor a kalcit mennyisége egy nagyságrenddel megváltozik. Természetesen az egyenlet az etalon kalcit hőmérséklet eltolódását fejezi ki, ami a németországi Harz-hegység Sankt Andreasberg kalcitjának felel meg (SMYKATZ-KLOSS 1974). Valamennyi egyéb kalciton mért értékek az fenti egyenlet által meghatározott vonalon kívülre esnek és a különbség a vizsgált kalcit kristályossági fokát tükrözi. A TA vizsgálatok eredményeit a 4. ábra tünteti fel és a hőmérséklet különbség a Sanct Andreasberg kalcitja, valamint a vizsgált minta kalcitja között közvetlenül kifejezi az utóbbi kristályossági fokát. Ezek alapján a 2. egység értékei rendszeresen nagyobbak, mint a 4. egységé (4. és 5. ábra). A paleotalaj két szintjének kalcitja is különbözik: az „A” szint a legnagyobb különbséget mutatja, míg a „B” szint kalcitja a 2. egység mállástermékeként értelmezhető. A 4. egység felső részének kalcitjai szubaerikus mállásra utalnak és a „legmállottabb” minta kalcitjának értéke a 3. egység paleotalajában mérttel azonos. Végül kiemeljük a későbbiekben tárgyalandó δO^{18} stabil izotóp értékekkel való jó korrelációt (5. ábra).

4. Ősmaradványok

A Vár-hegy édesvízi mészköve gazdag ősmaradványokban: csigák, gerincesek, rovarok, algák, moszatok, nád és sásfélék, chara termések, növényi lenyomatok és töredékek fordulnak benne elő. Az ember által megmunkált kova anyagú köeszközök és szerszámok is ismertté váltak.

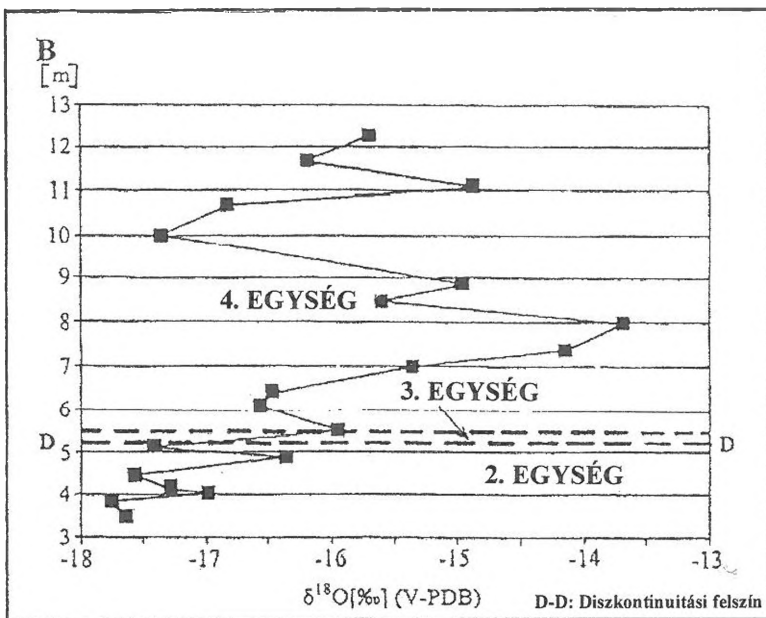
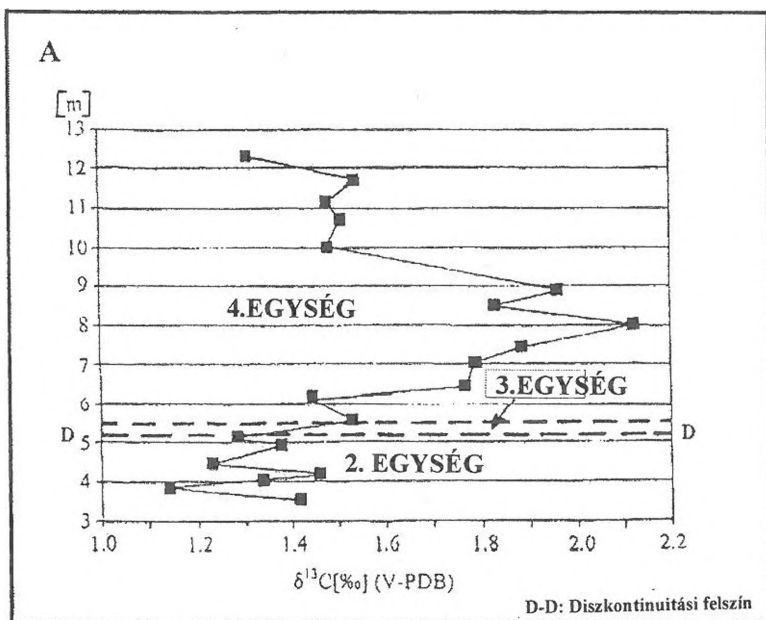
Az 1. egység sok gerinces ősmaradványt tartalmaz, viszont mentes a csigáktól és a növénymaradványoktól. *KROLOPP* et al. (1976) kavics méretű, szögletes és jól kerekített fogakat, töredékes csontmaradványokat írt le innen. Jellemző a nagy méretű alakokból álló emlős fauna, az alábbi fajokkal: *Dicerorhinus etruscus*, *Mammuthus armenicus*, *Equus stenonis*, *Equus mosbachensis*, *Ursus gombaszogensis*, *Ursus arvernensis-stehlini*, *Canis mosbachensis*, *Leó leo wurmi*, *Homotherium sp.*, *Capreolus capreolus major*, *Cervus sp.*, *Megaceros sp.* és *Bison priscus spp.* (átértékelte: *KORDOS* 2001). A felsorolt fajok együttes biozónája 1 millió év 600 000 év közötti lehet. A kisgerincesek között a *Pisces indet.*, *Pelobates sp.*, *Anura indet.*, *Ophidia indet.*, *Aves indet.*, *Chiroptera indet.*, *Talpa fossilis*, *Muridae indet.*, *Mimomys savini* és *Microtus sp.* és a *Mimomys savini* megjelenése igazolja ezt a biosztratigráfiai korbesorolást.

A 2. egység csigákban gazdag, azonban emlős maradványokat nem tartalmaz. A perzisztens faunát a vízkedvelő, nagy ökológiai tűrőképességű *Planorbis planorbis* és a *Bithynia tentaculata* operculumai uralják. Ezek a fajok 20–25 °C-os vízfelszíni hőmérsékletet jeleznek. A szórványos növénylenyomatokat többnyire fenyő és nyír félék képviselik. Az algák és hínárok tipikusak, a fűfélék alárendeltek.

A 3. egység paleotalaj alatti laminált mészsizapos üledékeiben vízkedvelő és szárazföldi csigák egyaránt előfordulnak. Ezt a faunát a nagy ökológiai tűrőképességű *Valvata cristata*, *Lymnaea peregra* és *Planorbis planorbis* jellemzi. A környezet sekélyvízi, hínár uralta tó lehetett, szintén 20–25 °C-os vízfelszíni hőmérséklettel. A xerotherm, szárazföldi csigafaunát *Granaria frumentum* és *Helicopsis striata* képviseli, amelyek nyílt, füves-bokros környezetre jellemzőek. E környezetnek a *SZŐŐR* et al. (1991) malakotermometriai módszere alapján számított júliusi középhőmérséklete 21 °C lehetett. A mészsizap gerinces faunája *Rhinolophus hipposideros*, *Talpa fossilis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, *Pitymys arvalidens*, *Chletrionomys sp.*, *Microtus sp.*, *Sicista sp.*, *Apodemus sp* fajokból áll. Mellettük halak, békák, kígyók, madarak, cickányok, lovak, rinocéroszok és szarvasok csontjai szintén előfordulnak. Az *Arvicola* félék jelenléte a Günz/Mindel interglaciálisra jellemző és a kb. 800 000–500 000 év közötti *Mimomys savini*-*Mimomys pusillus* Együttes Zónával, valamint a *Mimomys*

savini Tartomány Zónával írható le (KORDOS 1994). A vizsgált szelvény ugyanazon szintje kisgerinces maradványokban gazdag. A *Lagurus transiens*, *Arvicola cantiana*, *Pitymys arvalidens*, *Microtus arvalinus*, *Trogontherium schmerlingi*, *Canis mosbachensis* és *Cervus acoronatus* jelenléte, valamint a *Mimomys savini* és *Pliomys episcopolis* hiánya a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző és a kb. 400 000–350 000 év közötti időtartamra becsült *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Együttes Zónába sorolható (KORDOS 1994). A 3. egység csigái nem különböznek a mésziszapos üregkitöltő üledékekétől. A vízkedvelő fajok mellett néhány mocsári alak is fellép, mint például a *Pisidium milium*, *Valvata cristata*, *Galba truncatula*, *Acroloxus lacustris*, amelyek 18–22 °C-os vízfelszíni vagy ahhoz közeli hőmérsékletre utalnak. A teresztrikus csigák között a vizes élőhelyek fajai, a *Succinea oblonga*, *Clausilia pumila*, *Aegopinella minor*, *Nesovitrea hammonis*, *Zonitoides nitridus* uralkodnak. Az ezek alapján a becsült júliusi középhőmérséklet 20 °C körüli volt. KROLOPP et al. (1976) szerint a vegetációt a fűfélék uralják, míg a fenyők aránya fokozatosan növekszik és a vegyes-lombos erdő elemei is, fellépnek. A tanulmányozott szelvény 3. egysége ugyan nem tartalmaz gerinces maradványokat, azonban a szomszéd pince paleotalaj szintjében a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző ugyanazon *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Együttes Zóna már említett fajai fordulnak elő. Ezen túlmenően hal, béka, kígyó és madár csontmaradványok mellett *Talpa fossilis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopolis*, és *Microtus sp.* is megtalálható.

A 4. egység szinte faunamentes. A *Lymnaea peregra* ritka lenyomatái és átkristályosodott házai az egyedüli csiga, amely perzisztens, nagy ökológiai tűrőképességű faj és 35 °C-nál kisebb hőmérsékleten honos (STARMÜHLER 1957). A vegetációt hínárok uralják, mellettük fenyők és fűfélék mutatkoznak és a vegyes lombos erdő elemei teljesen, hiányoznak. A gerinces leletek nagy része a 4. egység bázisának üregkitöltő üledékeiből származik és a *Mimomys* hiányával, valamint a *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Zóna fajaival írható le, ami a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző. KROLOPP et al. (1976) a 4. egység tetejének üregkitöltő üledékéből az *Arvicola cantiana/terrestris*, *Microtus arvalis*, *M. gregalis*, *Allocricetus bursae* és *Marmota bobak* átmenő fajokkal és a *Lagurus* vagy *Pliomys* hiányával jellemezhető gerinces faunát írt le, amely a Riss/Würm interglaciális "Castellum biozónájának" típusa és a 200 000–150 000 év közötti *Lagurus lagurus* Tartomány Zónába sorolható (KORDOS 1994).



6. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkőének $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ stabil izotóp eloszlása

A) a vizsgált szelvény $\delta^{13}\text{C}$ eloszlása (PDB)

B) a vizsgált szelvény $\delta^{18}\text{O}$ eloszlása (PDB)

C) a vizsgált szelvény számított kiválási hőmérséklet eloszlása

D) a különböző édesvízi mészkő típusok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ korrelációja

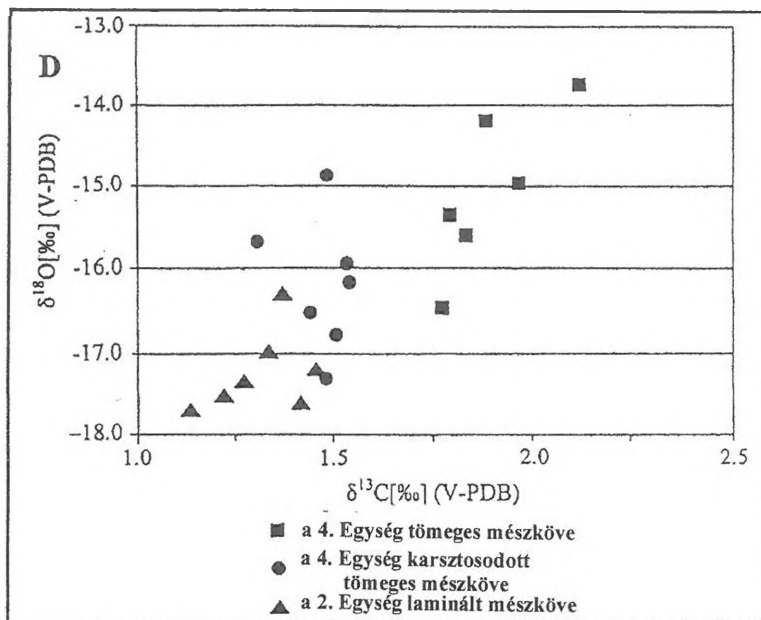
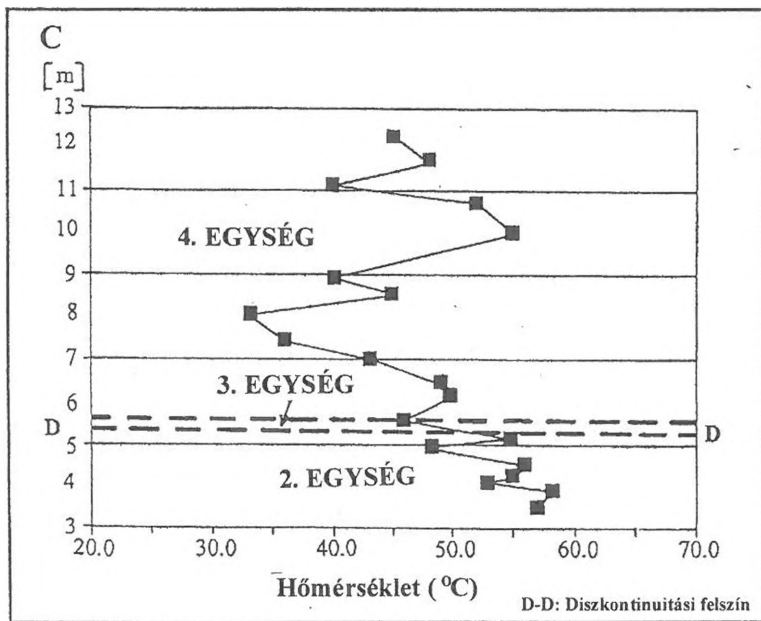
Fig. 6 Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) records of Vár-hegy travertine

A) $\delta^{13}\text{C}$ composition-log of studied key section (PDB),

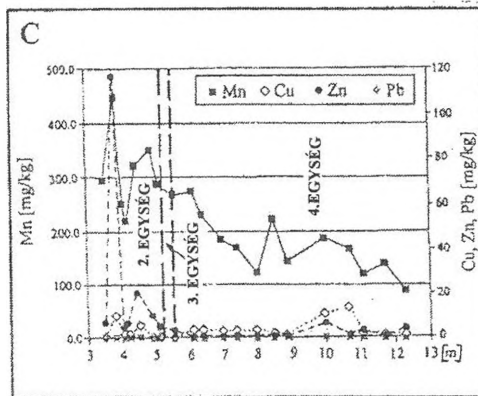
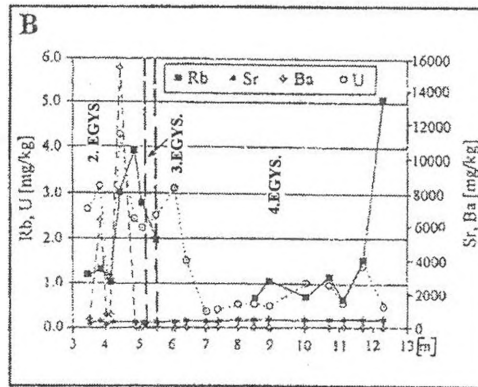
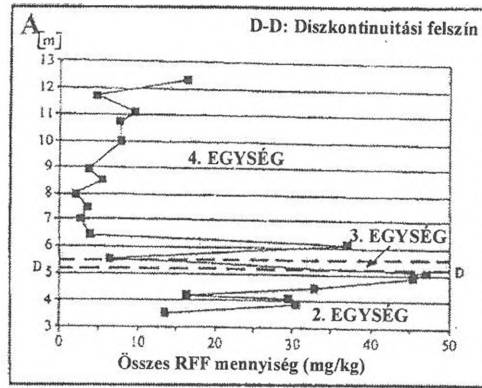
B) $\delta^{18}\text{O}$ composition-log of studied key section (PDB),

C) log of calculated precipitation-temperatures of studied key-section,

D) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ correlation of different types of travertine



6. ábra folytatása



7. ábra: A ritka földfémek (RFF), az Y, Sr és Ba, valamint a nehéz fémek eloszlása a Vár-hegy édesvízi mészkövében

A) a vizsgált szelvény teljes RFF eloszlása

B) a vizsgált szelvény Rb, Sr, Ba és U eloszlása

C) a vizsgált szelvény Mn, Cu, Zn és Pb eloszlása

D, E és F) a vizsgált szelvény NASC-re normált RFF eloszlása

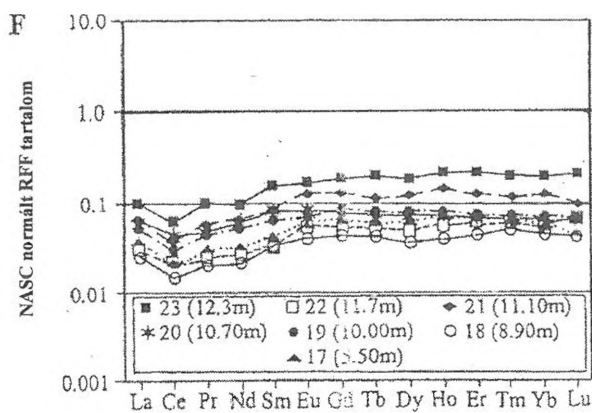
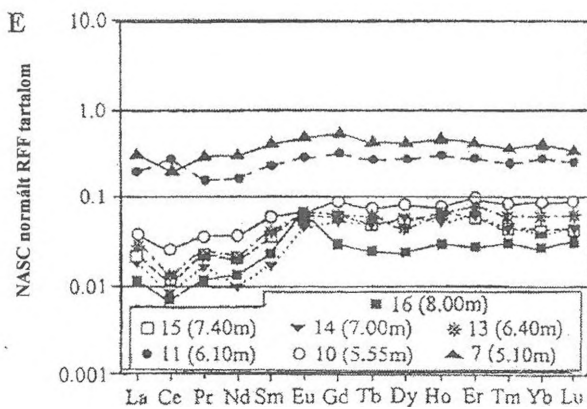
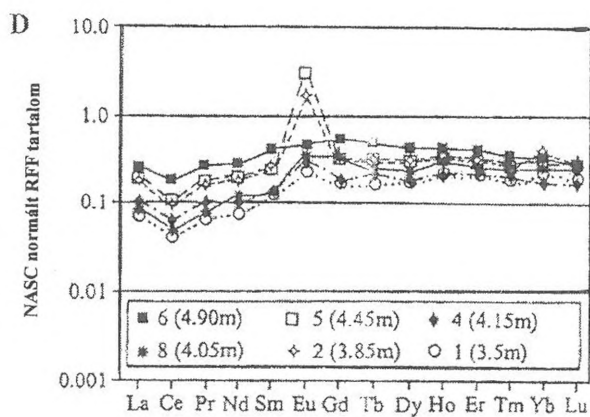
Fig. 7 Rare Earth Elements, Y, Sr, Ba and heavy metals in Vár-hegy travertine

A) distribution of total REE in studied key-section,

B) distribution of Rb, Sr, Ba and U in studied key-section,

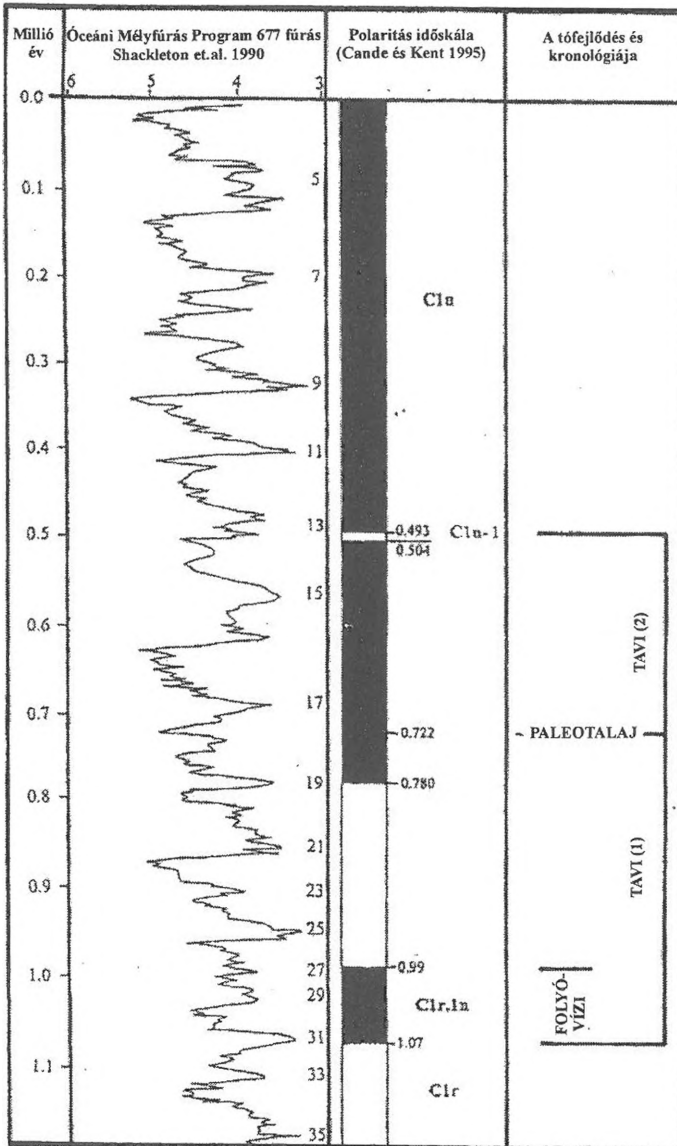
C) distribution of Mn, Cu, Zn and Pb in studied key-section,

D, E and F) NASC normalised pattern of REE distribution in studied key-section



7. ábra folytatása

A



8. ábra: A vár-hegyi édesvízi mészkő mágneses polaritás és oxigén izotóp szelvényének korrelációja a globális skálákkal

A) a vizsgált szelvény mágneses polaritásának és a globális időskálának korrelációja

B) a vizsgált szelvény mágneses polaritás képe

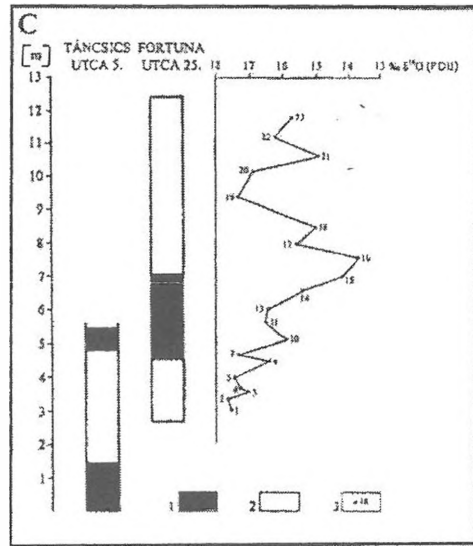
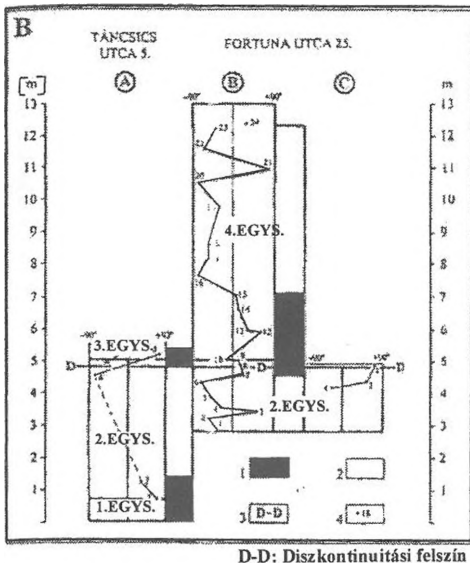
C) a vizsgált szelvény kombinált magnetosztatográfiai és oxigén izotóp képe

Fig. 8 Polarity and oxygen isotope records of Vár-hegy travertine and its global correlation

A) correlation of polarity record of studied key-sections with global time scale,

B) polarity records of studied key sections,

C) composite log of magnetostratigraphy and oxygen isotope of studied key sections



8. ábra folytatása

5. Üledékképződési környezet és tófejlődés

Az üledékképződés rövid idejű folyóvízi eseménnyel, szavanna környezetben indult. Ezt fokozatosan sekélyvízi meleg tó váltotta fel, 25–30 °C felszíni vízhőmérséklettel. A környezetet nyitott, füves-bokros vegetáció uralta, 21 °C körüli júliusi középhőmérséklettel. Az ősmaradványok nedves, kissé hűvösebb klímára utalnak. A paleotalaj képződésének idejére fokozatos lehűlés következett be, 19–22 °C-ra csökkenő tófelszín vízhőmérsékletekkel és mintegy 20 °C júliusi középhőmérséklettel a tó környezetében. Az ősmaradványok egyre hűvösebb, de még mindig nedves klímát jeleznek. Ez a klímaváltozás a tó fejlődésében szubaerikus kitettséggel járó szünetet jelentett. A tó fejlődésének záró szakaszában, rövid időre ismét emelkedett a vízfelszín hőmérséklete, egészen 35 °C-ig. Viszont a tó környezetére már hideg, száraz kontinentális klíma volt jellemző. A csigák összességükben egyértelmű középső pleisztocén korra utalnak, anélkül, hogy az egyes lelőhelyek között bármilyen korkülönbség volna kimutatható. A teljes összlet három gerinces rétegtani egységre tagolható. Az 1, 2 és 3. egység (2. ábra) 1 millió év és 500 000 év között alakult ki. Más szelvényekben a 2, 3 és a 4. egység bázisának képződése a 400 000 és 350 000 közötti biozónára tehető, míg a legfiatalabb, 200 000 és 150 000 éves korú fauna a 4. egység tetején található üregkitöltésből került elő.

6. Geokémia

A geokémiai vizsgálatok a stabil izotóp elemzésekre (δO^{18} , δC^{13}), a nehézfémek, valamint az Y, Sr és B, továbbá a ritkaföldek mennyiségének meghatározására terjedtek ki. Valamennyi geokémiai vizsgálat a Karlsruhei Egyetem Ásványtani és Geokémiai Intézetében készült. A vizsgálati módszerek és műszerek leírását itt sem részletezzük.

6. 1. Az oxigén és szén izotóp vizsgálatok eredményei

A δC^{13} értékek 1,1 ‰ és 2,1 ‰ között változnak (6. ábra). TURI (1986) szerint ilyen δC^{13} értékek a tengeri mészkövek oldódásából származó édesvízi mészkövekre jellemzőek. Alacsonyabb értékeket (1,1 ‰–1,5 ‰) a 2. egység mészkövein mértünk, míg a magasabb értékek, egészen 2,1 ‰-ig a 4. egységben mutatkoztak. Bár felfelé a δC^{13} értékek kissé növekednek, mégis a 2. egységéhez hasonlóak. A δO^{18} értékek -18 ‰ és $-13,5$ ‰ (6. ábra) között változnak és jól korrelálnak a ugyanazon minták kalcitjának korrigált bomlási hőmérsékletével (5. ábra). A számított kiválási hőmérsékletek 33 °C és 59 °C közöttiek (6. ábra). A számítás során abból indultunk ki, hogy a tárgyalt vizek meteorikus eredetűek lehettek és izotópos összetételük 10 ‰-hez, a tanulmányterület jelenlegi csapadékvízének éves δO^{18} átlagértékéhez volt hasonló (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 2001). A számítást FRIEDMAN és O'NEIL (1977) egyensúlyi egyenletének felhasználásával végeztük. Ezek szerint a kiválási hőmérsékletek felfelé, 57 °C-ról 40 °C-ra csökkenő trendje volt megállapítható. A 2. egység bázisára számított kiválási hőmérsékletek lényegesen magasabbak (50 °C és 60 °C), míg a 4. egység képződményei alacsonyabb hőmérsékleten (35 °C– 50 °C) váltak ki. A 6. ábra a δO^{18} és a δC^{13} értékek eloszlását mutatja be. Ezen a 2. és 4. egység izotóp értékei két, jól elkülönülő mezőben csoportosulnak. A 2. egységet alacsonyabb, míg 4. egységet magasabb értékek jellemzik. Egy harmadik, átmeneti értékekkel jellemezhető csoport is elkülöníthető volt, amely leginkább karsztos felülírásként értelmezhető.

6. 2. Nyomelemek

A ritka földfémek teljes mennyisége a szelvényben felfelé csökken (7. ábra). A 2. egységben a ritka földfémek mennyisége lényegesen nagyobb, mint a 4. egységben. Ez jól összhangban a stabil izotóp összetétel és a kalcitok termális bomlásának aktivációs energia változásával. A ritkaföldfémeknek az NASC-ra normált eloszlása elég lapos görbe, bár mindkét egység

meglehetősen szegény a könnyű lantanidákban. Gyenge Ce anomália (7. *ábra*) észlehető a teljes szelvényben, ami valószínűleg a víz kőzet kölcsönhatás eredménye. A 2. egységre jellegzetes pozitív Eu anomália a jellemző, ami földpát mállástermekre utalhat, ahogy azt a röntgen adatok is alátámasztják. A Rb, Ba, U, Mn, Cu, Zn és Pb mennyisége szintén a 2. egységben dúsul (7. *ábra*), s a magas Ba tartalmat a röntgen vizsgálatok is igazolták. A Sr mennyisége állandó, s 170-280 ppm között változik. *TURI* (1986) szerint a travertinók Sr tartalmát az üledékképződési sebesség határozza meg, ami a hőmérséklethez és a víz/levegő közötti CO₂ parciális nyomás gradienshez kapcsolódik.

7. Geokronológia

A korábbi biosztratigráfiai, radiometrikus és paleomágneses adatok az édesvízi mészkő egészére vonatkoznak. *KROLOPP* et al. (1976) biosztratigráfiai értékelése alapján az ősmaradvány gazdag előfordulások kora 0, 9 és 1,2 millió év közé tehető. *HENNIG* et al. (1983) két Th/U kora 358 000 ± 60 000 év, 358 000 ± ∞ év és 160 000 ± 27 000 év, 160 000 ± 38 000 év. *SCHEUER* és *SCHWEITZER* (1988) a normál polaritású mintákat a Brunhes kronba sorolta. A különböző módszerekkel meghatározott korok nagy eltéréseket mutatnak, ami meglehetősen gyakori a hazai pleisztocén képződmények kronológiájának kutatásában.

7. 1. Magnetosztratigráfia

A szelvény mintájának paleomágneses vizsgálatát a Magyar Állami Földtani Intézet és Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában végeztük. A módszer és a műszerleírás jól ismert, ezért azt nem ismételjük. A szelvény talpa normál polaritású, amit egy fordított/normál váltás követ és a szelvény teteje ismét fordított polaritású (8. *ábra*). A fedőben jelentkező vörös agyag kitöltés megint normál polaritású. A biosztratigráfiai adatok a teljes mészkő képződésére 1,2 és 0,9 millió éves kort adnak, míg a Th/U mérési módszer felső korhatárával megegyező 358 000 éves adatot minimális korként fogadtuk el. Minthogy a globális skálán a legfiatalabb fordított polaritású zóna a Matuyama krón, ezért a vizsgált szelvény bázisát ezzel korreláljuk, míg az ezt követő közbülső és felső normál/fordított polaritású zónákat már a Brunheshez illesztjük (8. *ábra*).

7. 2. A tófejlődés integrált sztratigráfiája és kronológiája

A vizsgált szelvény polaritás képét *CANDE* és *KENT* (1995) globális skálájához illesztve az édesvízi mészkő képződése 1,07 millió év és 493 000 év közé tehető. A korai tavi fázis, az epizodikus törmelékes folyóvízi üledékek képződéssel együtt 1,07 millió éve kezdődött. A tó fejlődését rövid idejű, szubaerikus kitettséget eredményező vízszintesés és kiemelkedés szakította meg mintegy 722 000 évvel ezelőtt. Az ismételt vízszintemelkedés nyomán újraéledő tó fejlődését körülbelül 493 000 évvel ezelőtt bekövetkezett végleges kiemelkedés és kiszáradás zárta le. Az üledékképződést nyilvánvalóan klímaváltozások is kontrollálták, ezért szelvényünket az ODP 677 szelvény oxigén izotóp adatsorával (*SHACKLETON* et al. 1990) korreláltuk, úgy hogy a rétegsoron belüli változásokat vízszintváltozásként is értelmeztük. Ennek figyelembevételével a teljes mészkő szelvény körülbelül 500 000 év alatt képződött és ez 18 oxigén izotóp emeletet ölel fel. Az édesvízi mészkövek nagy részének képződéséhez egyetlen oxigén izotóp emeletnyi idő szükséges. *SCHWARCZ* (1980) a németországi Ehringsdorf 14 m vastag édesvízi mészkövéből $205\,000 \pm 90\,000$ évről $146\,000 \pm 30\,000$ évre csökkenő radiometrikus korokat határozott meg és ez a legteljesebb jól dokumentált édesvízi mészkő szelvény.

8. Paleokarszt jelenségek

Az édesvízi mészkő 4. egységében egyszintes, a rétegzéssel párhuzamos több kilométer hosszú természetes barlangrendszer alakult ki (2. ábra). Mikropórusok, üregek és kisebb barlangok egyaránt jellemzőek mind a 2. és mind a 4. egységre. Jellegzetes szubaerikus unkonformitás-felszín és ahhoz kapcsolódó paleotalaj képződött a 2. és a 4. egység között (3. ábra). Néhány helyen szinszediment mikrovetők és korai üledékekkel kitöltött hasadékok voltak megfigyelhetők a 2. egységben. A 2. egységben az unkonformitási felszín alatt deciméter széles, hasadékok nyíltak fel és szemcsés, törmelékes paleotalajjal töltődtek ki. A karsztos kitöltések korai generációja a 2. egység mészkövéhez hasonló, korai laminált mésziszap, majd az ezt követő paleotalaj szint alakult ki a két egység határán (3. ábra). A vadózus barlangi kiválások és cseppkövek főleg a 4. egységre jellemzőek.

8. 1. A paleokarszt fejlődési modell

Az üledékképződéssel egyidős paleokarszt rendszert 60–30 °C hőmérsékletű termális vízáramlás kontrollálta. Az 1,07 és 0,722 millió év közötti első karsztfázis a 2. egységének fokozatos kiemelkedésével és felszínre kerülésével állt kapcsolatban. A termális vízáramlás, az ezzel egyidejű tektonikai aktivitás olyan mikropórusokat, hasadékokat és üregeket hozott létre, amelyeket a laminált mészszipakok korai generációja töltött ki. Az ezt követő vízszinteséssel járó szubaerikus kitettséggel zárta le ezt a karsztfázist. A második karsztfázist a 0,722 millió évvel ezelőtt képződött paleotalaj szint (3. egység) képviseli. A karsztosodás mélyen behatolt a 2. egységbe, második generációs paleotalajjal töltve ki annak hasadékait. A harmadik, 0,722 és 0,493 millió év közötti karsztfázist újabb vízszintemelkedés váltotta ki, amely regenerálta a még termális, de egyre sekélyebb vízi tavakat és a 4. egység képződését eredményezte. Ezek az üledékek lefedték és megőrizték a korábbi két karsztfázis termékeit. Ismétlődő tektonikai aktivitás és erőteljes oldódási jelenségek eredményezték a részben a második generációs üledékekkel kitöltött nagy kiterjedésű barlangrendszer kialakulását. Végül a fokozatos vízszintesítés kiváltotta végleges felszínre kerülését eredményezte a karsztfejlődés lezáródását és a fiatal barlangi kiválások képződését.

9. Összefoglalás

A Vár-hegy édesvízi mészkövének képződése 1,07 millió év táján, a 31 számú O¹⁸ emeletben indult és 0,493 millió év körül, a 13 számú O¹⁸ emeletben fejeződött be. A közbetelepült paleotalaj a Brunhes krón bázisán, 0,722 millió évvel ezelőtt, a 18 számú O¹⁸ emeletben képződött. Az üledékképződés csaknem 0,5 millió évet és 18 O¹⁸ emeletet ölel fel.

Az üledékképződési környezet egy sekély, peremi, melegvízi tó volt, 60 °C és 35 °C között ciklusosan csökkenő hőmérséklettel. Az üledékképződés sziliciklasztos delta környezetben rövid idejű folyóvízi eseménnyel kezdődött. Ezt váltotta fel a tófejlődés korai szakaszában az algás grainstone/packstone és wacke stone mikrofáciessel jellemezhető édesvízi mészkő képződése. Ezt a fejlődési szakaszt klímaváltozás és szintektonikus kiemelkedés által generált vízszintcsökkenés zárta le, ami rövid idejű üledékhézagot, felszínre kerülést és karsztosodást, valamint paleotalaj képződését eredményezte. A tófejlődés késői szakaszát újabb vízszintemelkedés vezérelte és e szakasz jellemző mikrofáciensei a fitohermás boundstone és floatstone. A tófejlődést szakaszos de végleges kiemelkedés és felszínre kerülés zárta le. A korai szakasz meleg, száraz szavanna környezetét fokoza-

tosan hűvösebb, nedvesebb klímájú erdős környezet váltotta fel. A tófejlődés záró szakaszára hideg, száraz, kontinentális sivatagi környezet volt a jellemző.

Az édesvízi mészkő tiszta magnéziummentes kalcitból áll. A paleotalaj szint főleg kalcitból és rövid idejű folyóvízi elöntésre utaló allotigén ásványokból áll. A paleotalaj „A” szintjében fellépő ferrihidrit hidromorf talajképződésre utal, 7-es pH és 17 °C felszín hőmérséklet mellett.

A 2. egység δC^{13} értékei a termálvíz mélységi eredetére utalnak. A tókorai mészkővének kiválási hőmérséklete lényegesen nagyobb (50 °C–60 °C) volt, mint a későbbi (50 °C–35 °C). Ezt a tényt a RFF eloszlás, a nehézfém és egyéb elem tartalom, valamint a barit jelenléte is igazolja, s a δO^{18} összetétellel, továbbá a kalcitbomlás a aktivációs energia változásaival is jó korrelációban áll. Az NASC-re normált RFF eloszlás jellegzetesen lapos görbét mutat, s könnyű lantanidákban szegény. A gyenge Ce anomália, valamint a pozitív Eu anomália víz-közet kölcsönhatásra utal. A 2. egység alacsony izotóp arányai jellegzetesen eltérnek a 4. egység értékeitől, s az itt észlelhető harmadik, átmeneti értékeket mutató csoport karsztos felülírást jelezhet.

Az üledékképződéssel egyidős karsztrendszer fejlődését 60 °C–35 °C hőmérsékletű termálvíz áramlásrendszer kontrollálta. A fenti kronológiával egyező, háromfázisú karsztfejlődési modellt dolgoztunk ki.

IRODALOM

CANDE, S. C – KENT, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – J. Geophys. Research, 100, p. 6093–6095.

FÖLDVÁRI, M. (1999): The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation. – Journal of Thermal Analysis, 56, p.909–916.

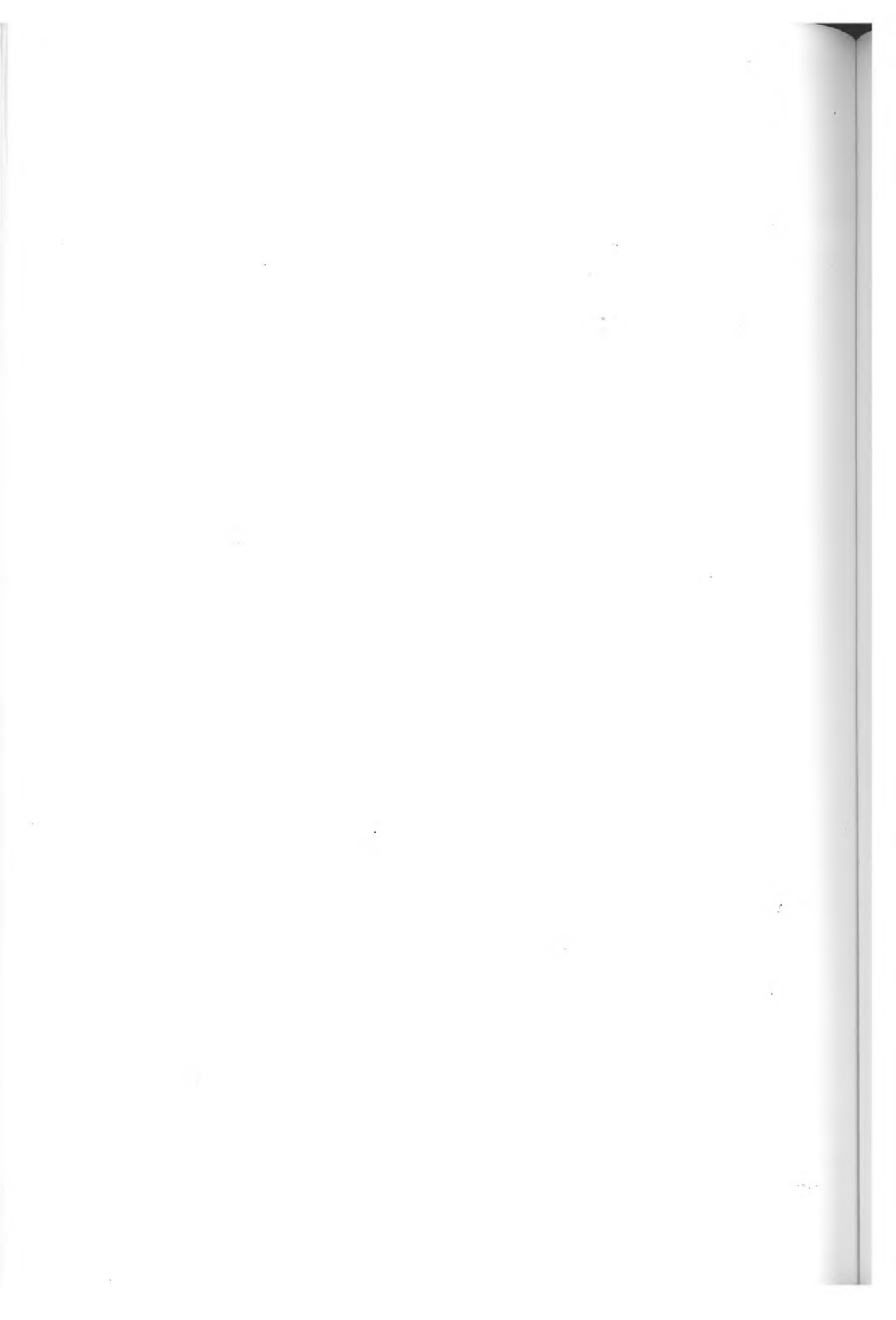
FÖLDVÁRI, M. – KOVÁCS-PÁLFFY, P. (1993): A critical study on crystallinity measurement of kaolinites. – Romanian Journal of Mineralogy, 76, p. 109–119.

FRIEDMAN, I. – O'NEIL, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: FLEISCHER, M. szerk.: Data of Geochemistry U.S. Geol. Soc., Prof. Pap., 440–KK

HENNIG, G. J. – GRÜN, R. – BRUNNACKER, K. – PÉCSI, M. (1983): Th-230/U-234 – sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. – Eiszeitalter und Gegenwart, 33, p. 9–19.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2001): GNIP Maps and Animations. – International Atomic Energy Agency, Vienna, <http://isohis.iaea.org>.

- KORDOS, L.* (1994): Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 171, p. 225–236.
- KORPÁS, L.* (1998): Palaeokarst studies in Hungary. – Vol. 95 of the Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary.
- KROLOPP, E.* – *SCHWEITZER, F.* – *SCHEUER, GY.* – *DÉNES, GY.* – *KORDOS, L.* – *SKOFLEK, I.* – *JÁNOSSY, D.* (1976): A budai Várhegy negyedkori képződményei. – Földtani Közlöny, 106, p. 193–228.
- MACKENZIE, R. C.* (1957): The Differential Thermal Investigation of Clays. – Mineralogical Society, London.
- PLATT, N. H.* – *WRIGHT, V. P.* (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. – Special Publications, International Association of Sedimentologists, 13, p. 57–74.
- SCHEUER, GY.* – *SCHWEITZER, F.* (1988): A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Akadémia Kiadó, Budapest, Földrajzi Tanulmányok, 20.
- SCHWARCZ, H. P.* (1980): Absolute age determination of archeological sites by uranium series dating of travertines. – Archaeometry, 22, p. 3–24.
- SHACKLETON, N. J.* – *BERGER, A.* – *PELTIER, W. R.* (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 81, p. 251–261.
- SMYKATZ-KLOSS, W.* (1974): Differential thermal Analysis. Application and Results in Mineralogy. – Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York
- STARMÜHLNER, F.* (1957): Ergebnisse der österreichischen Island-Expedition 1955. Zur Individuendichte und Formänderung von *Lymnaea peregra* Müller in isländischer Thermalbiotopen. – Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl. I., 166, p. 7–8.
- SZŐÖR, GY.* – *SÜMEGI, P.* – *HERTELENDI, E.* (1991): Öshőmérsékleti adatok meghatározása malako-hőmérő módszerrel az Alföld felső pleisztocén–holocén klímaváltozásaiával kapcsolatban. – Acta Geographica Debrecina, 28-29, p. 217–229.
- TURI, B.* (1986). Stable isotope geochemistry of travertines. – In: *FRITZ, P.* és *FONTES, J.* szerk.: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, Vol. 2/B, p. 207–238.
- VIOLANTE, C.* – *FERRERI, V.* – *D'ARGENIO, B.* – *GOLUBIC, S.* (1994): Quaternary Travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies Analysis and Sedimentary model of an Organogenic Carbonate System". 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy, Excursion A1.



TÖBBFÁZISOS KARSZTOSODÁS A DUDARI ÖRDÖG-LIKBAN

ZENTAI ZOLTÁN¹-FUTÓ JÁNOS²-CZÖPEK ISTVÁN¹

¹Berzsenyi Dániel Főiskola Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,

Károlyi Gáspár tér 4. zzoltan@fs2.bdtf.hu

²8420 Zirc, Péch A. u. 2/B

Abstract: We studied the paleokarst in Ördög-lik cave (Bakony-Mountain, Hungary). The karstification can increase the discharge capacity of the rock. Therefore some older paleokarstic forms could perform the younger paleokarstic phenomns. The first karst phase happened in subaerial environment and it followed alluviation. The second karst phase happened in subaerial too, but it followed erosion. The third karst phase was submarine. The environment of the fourth karst phase was submarine too, but then was alluviation. The fifth karst phase happened in subaerial environment, and it followed erosion. The sixth karst phase could happen between Lower Eocene and Upper Dilluvium. The environment of the karstification was subaerial and followed erosion. The corridors of the Ördög-lik cave developed in this karst phase. These corridors was filled in deposits partly. The deposits of the corridors of the caves destroyed. The later the corridors of the cave developed by non-karstic processes. In this phase developed newer caves. This karstification happened in Quaternary. Its environment was suvaerial and it followed erosion.

1. Bevezetés

A Bakony talán egyik legtöbbet kutatott barlangjáról (BERTALAN 1963) az elmúlt év során – a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium Földtani és Barlangtani Osztályának megbízásából – természetvédelmi kezelési terv készült (FUTÓ et al. 2002). Ennek helyszínelése során szemrevételeztük a barlangot bezáró kőzetek típusait és a barlangot kitöltő üledékeket.

Már a régebbi szakirodalomból is (TOMOR-THIRRING 1934, 1935, 1936) közismert volt, hogy az Ördög-lik a triász és az eocén rétegek – eróziós diszkordanciát mutató – határát tárja fel. A barlang karsztos fejlődéstörténetét VERESS et al. (1992a, 1992b) tanulmányozták. Nézetük szerint a barlang járatai az áramló karsztvíz öv felső zónájában, keveredési korrózióval jöhetnek létre, a barlang felnyílását az Ördög-árok bevágódásához és a völgyoldal hátrálásához kötik (VERESS 1981).

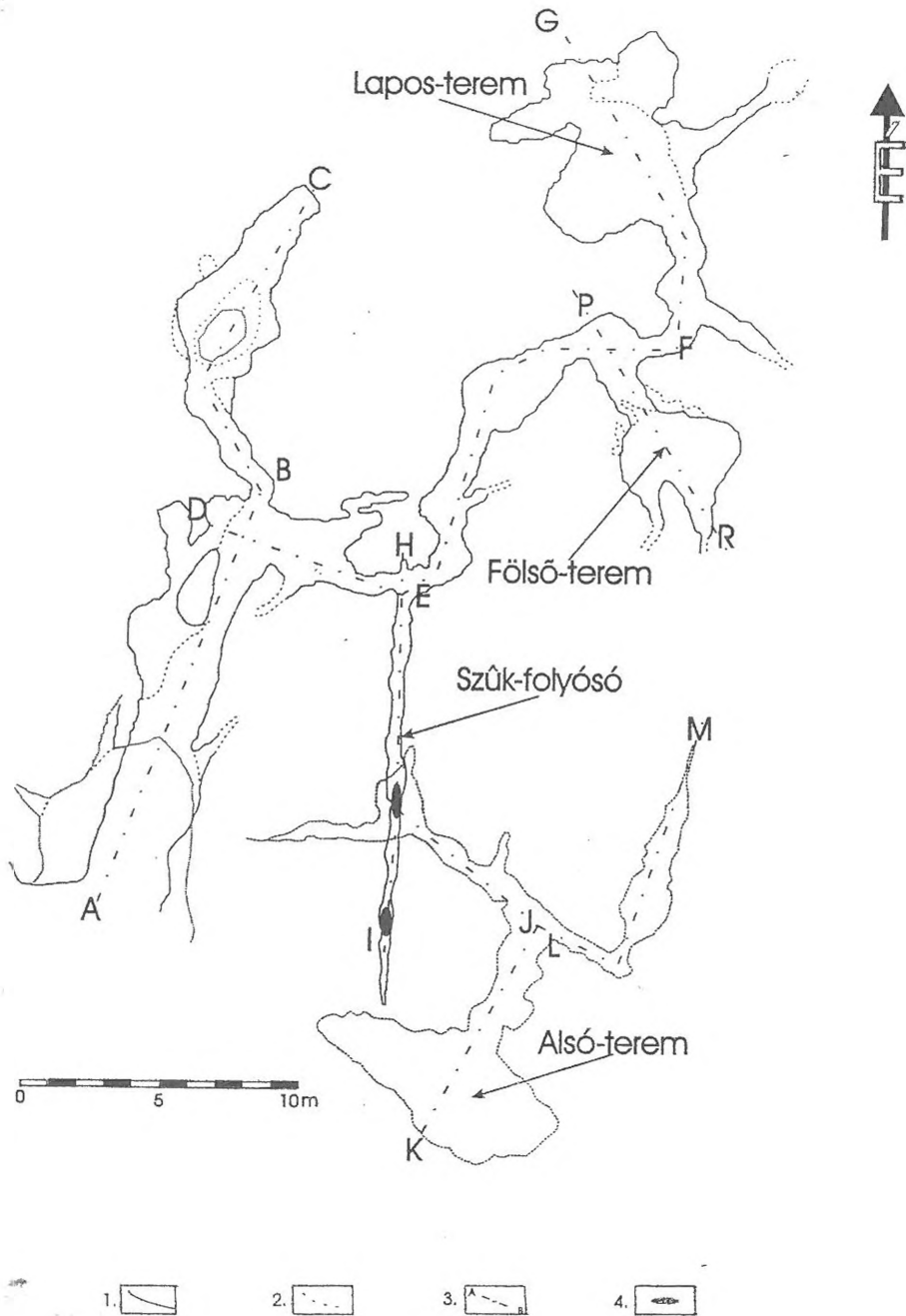
Modellünkben a fenti szerzők által tanulmányozott üregképződést tekintettük a barlangképződés fő eseményének. Vizsgálatainkkal öt ezt megelőző, korai, karsztosodási fázist, és egy további késői karsztosodási szakaszt határoztunk meg. A bezáró kőzetek és a korrelatív üledékek viszonya alapján meghatároztuk az egyes karsztosodási környezeteket, szubmarin valamint szubaerikus környezetet, illetve üledékképződéssel ki-

sért és eróziós környezetet, állapítottunk meg. Kísérletet tettünk az egyes karsztosodási fázisok relatív korának a meghatározására is.

2. A barlang és környezetének földtani felépítése

A Csesznek–Dudar–Bakonyoszlop közötti területen a legidősebb ismert képződmény a felső-triász, karni-nóri Földolomit Formáció (*T. GECSE* 1984). Erre települ, illetve részben ezzel összefogazódik a nóri-rhaeti Dachsteini Mészke Formáció. A Dachsteini Mészke képződése itt már a nóri emeletben elkezdődött a dolomit heteropikus fácieseként (*ORAVECZ* 1963). A területen az alsó-jura Kardosréti Formáció kifejlődése nem igazolt, de távolabbi analógiák alapján jelenléte feltételezhető (*KONDA* 1970, *CSÁSZÁR* et al. 1982). Az idősebb júra és kréta képződmények hiányoznak, csupán a vizsgált területtől D-re a Zirci-medencében ismert a szürke liász tűzköves mészke és a kréta, albai Tési Agyagmárga Formáció előfordulása. A kréta és középső eocén között bauxit képződött. Ennek előfordulása az Ördög-likban nem igazolt, de a vizsgált területen számos felszíni előfordulásból és fúrásból ismert. A bauxit fedőjében a vizsgált területtől K-re a középső eocén barna kőszenes Darvastói Formáció települ. A Sűrűhegycsoport területén a bauxitra illetve közvetlenül a triász fekére eocén alapkonglomerátum következik, ez a magasabb rögök tetején *BERTALAN* (1951) szerint hiányzik, és itt a Szöci Mészke Formáció közvetlenül az egyenetlen triász fekére települ (*KECSKEMÉTI* 1988). Az eocén rétegek eróziós- és szögdiszkordanciával települnek a triász fekére. Fedőjükben szintén eróziós- és szögdiszkordanciával települ a felső-oligocén-alsó-miocén Csatkai Kavics Formáció. A rétegsort negyedidőszaki lösz, homok és kavics zárja (*KORPÁS* 1981).

Az Ördög-árok szurdok völgye nagyrészt középső-eocén Szöci Mészkeben alakult ki; felső szakaszán Nummulites millicaputos, középső és alsó szakaszán Nummulites perforatuszos mészkeben. A völgytalp és a völgyoldal egyes részein a felső-triász átmeneti rétegek (Fenyőfői Formáció) dolomit- és mészke tömbjei bukkannak elő. A barlang közvetlen felszíni szomszédságában, vele egy magasságban is váltakozva találunk szálban álló dolomitot és nummuliteszes mészkeövet.

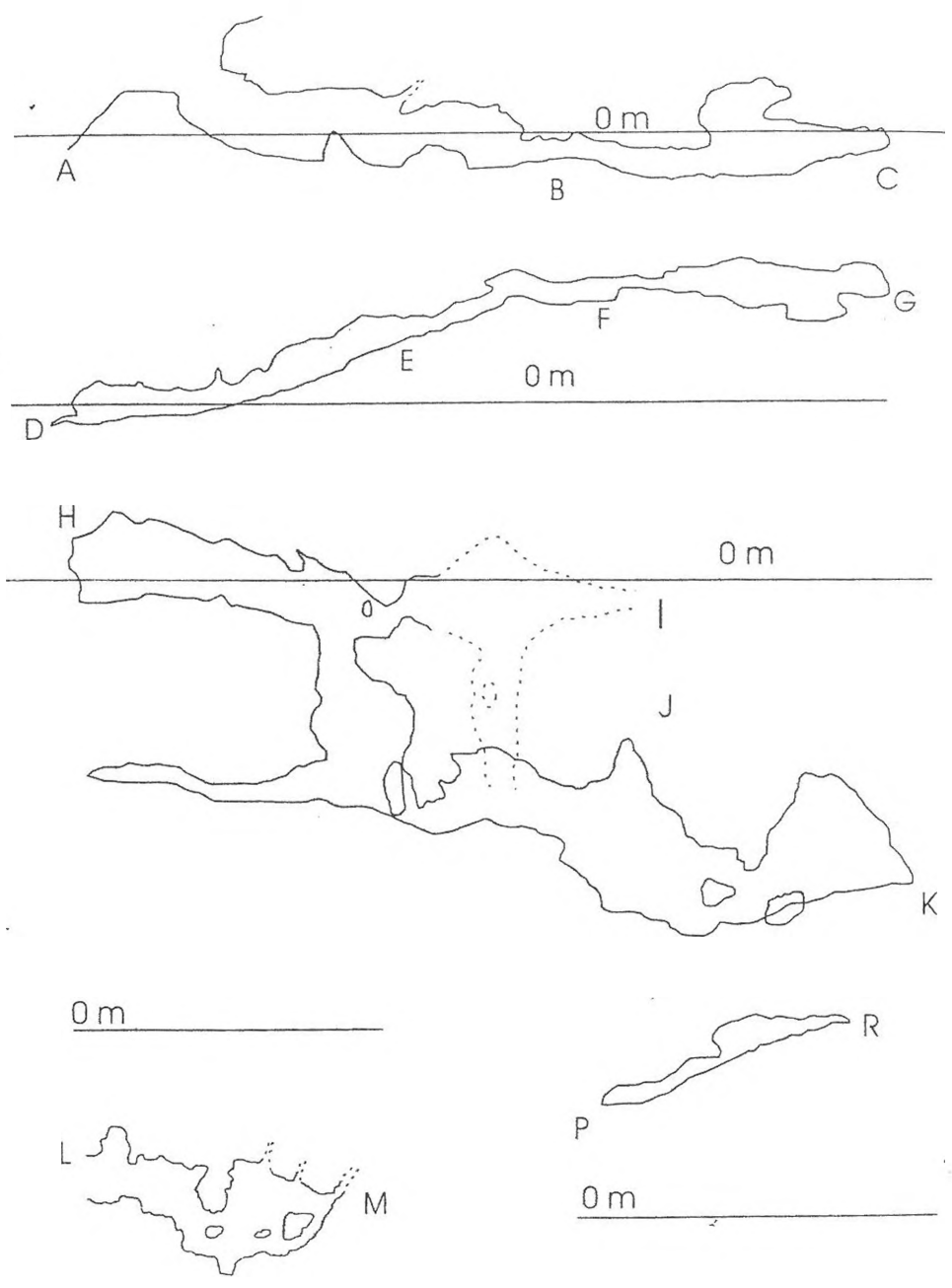


1. ábra: Az Ördög-lik térképe a, alaprajz. b, c, d, e, f, hosszlevény.

Jelmagyarázat: 1. felső járatok alaprajza, 2. alsó járatok alaprajza, 3. szelvények helye, 4. akna,

Fig.1. Sketch and longitudinal profiles of the Ördög-lik cave

Legend. 1. sketch of cave upper corridors, 2. sketch of cave lower corridors, 3. direction of profil, 4. aven



1. ábra folytatása

3. A barlang formakincse és geológiája

A barlang – közel száz társával egyetemben – az Öreg-Bakony ÉK-i peremi zónájában található, a Gézaháza és Dudar közti tönkrög belsejében. A változó (350–420 m tszf.) magasságú, köztes helyzetű tönkfelszín (PÉCSI 2001) mintegy 50–100 méterrel magasodik az É-i és K-i szomszédságát képező bakonyoszlopi árok és a dudari medence fölé. Sok helyen, pl. a cseszneki rögvonulatnál sziklával tarkított feltolódási zónák rajzolódnak ki. E mozgások következményeként a – triász és eocén karbonátos kőzeteket befedő oligo-miocén kavicsstakaró a kiemelt térszínekről nagyrészt lepusztult, miközben az egykori vízfolyások eróziós bevágódással átöröklődtek a karsztos felszínre (VERESS 1980/a). Az ily módon keletkezett szurdokvölgyek közül leghosszabb (2 km) és legmélyebb (50 m) az Ördög-árok. Ennek Gizella-átjáró fölötti keleti völgyoldalában, mintegy 10 m-rel a völgyperem alatt nyílik az Ördög-lik tágas bejárata.

Az Ördög-lik morfológiai leírásával már többen foglalkoztak – legutóbb a gömbüstöket vizsgálták (VERESS et al. 1992) –, ezért ezt mi csak röviden vázoljuk.

A barlang bejárati zónája (1a, 1b. ábra) padokra különülő, kissé márgás mészkőben képződött. A keveredési korrózióval létrejött gömbüstös formakincset a völgyoldal pusztulása miatt bekövetkezett omlásos felszakadás és a kifagyás részben eltüntette, tehát alapvetően egy oldásos eredetű, völgyperemi maradványbarlanggal állunk szemben (VERESS 1999).

Fiatall mennyezetomlások nyomai a felső szint északkeleti üregeiben láthatók. A Lapos-terem (1a, 1c. ábra) leszakadt, több tonnás kőzettáblái sárga kőzetlisztes agyagon hevernek. A bejárat és a Lapos-term közötti ferdén és kanyarodva felfelé vezető csőszerű folyosó nagyméretű összeoldott gömbüstökből áll, falait nummuliteszekben gazdag, sárga mészkő alkotja. A Szűk-folyosó egyenes délre induló függőleges törések által formált keskeny hasadék. A szilvamag alakú, színlőszerű formákkal tagolt járatszelvény lefelé teljesen elszűkülő alját barna agyag tölti ki. Nyolc méterrel beljebb a talpon nyíló, és lefelé hirtelen két méteresre táguló akna már végig dolomitos, szürkésfehér, töredezett felületű szálkőzetben ereszkedik alá mintegy 5 méteres mélységbe. A folyosó folytatásában, öt méterrel beljebb egy újabb szűk, vakon végződő akna nyílik (1a, 1d. ábra).

Az akna aljából egy alacsony szűkületen DK felé átbújva, törésvonalak kereszteződésében létrejött, hirtelen felmagasodó kisebb terembe jutunk, amelynek É-i oldalán még egy elkeskenyedő kürtő vezet felfelé. A kürtőben és a járattalpon vörösgyag kitöltés maradványai figyelhetők meg. A terem alsó részének bezáró kőzete algalemezés dolomit. A főtét és a járatok oldal-

falainak magasabb szintjeit feketésbarna, néhány mm vastag hidroxipatit kéreg borítja. E teremből ÉK felé tovább vezető keskeny hasadék (1/a; 1/e. ábra). végén szintén a falra cementálódva, dm vastagságú, vékonylemezes szerkezetű, kalcittal átitatott, halványvörös egykori kitöltő üledék maradványai látszanak. A hasadék irányára csaknem merőlegesen, É-ra nyíló magas folyosó alsó részének szálkőzetét algagyepes dolomit alkotja. A folyosó északi, kürtőszerű végén szintén láthatók a már említett megszilárdult vörös üledékek, továbbá középmagasságban egy hajdani kitöltési szint tetejére cementálódott meszes bevonat maradéka.

Déli irányban, a legbelső és egyúttal legnagyobb terem (Alsó-terem) található (1a, 1d. ábra). A K–Ny irányban megnyúlt, ovális alaprajzú, felmagasodó üreg főtéjéből egy kisebb vakon végződő kürtő nyílik. Tíz négyzetméternél nagyobb oldott kőzetfelülete egyedülálló barlangi természeti érték. A falban számos kőzettípussal találkozunk. Alul mintegy méteres magasságig algagyepes dolomit táruul fel. Egyenetlen felszínére diszkordánsan települ az eocén alapkonglomerátum. E sajátos konglomerátum alapanyagát tömött szövetű, ősmaradványokban gazdag szürkésfehér mészkő alkotja. Vékonycsiszolatban az ősmaradványok között Echonoidea tüskék, foraminiferák, korall töredékek ismerhetők fel. A mátrixban egymással nem érintkezve, sőt néha deciméteres távolságra „úsznak” a különféle közepesen és jól kerekített dolomit és mészkő anyagú klasztok. Ezek mérete nagyon változatos: a centiméterestől a félméteresig terjed, de általában a tíz centiméter körüliek jellemzőek. Osztályozottságot vagy rétegzettséget nem mutatnak. Nemritkák a köbméteres vagy még annál is nagyobb dolo-mittömbök sem, amik többnyire a konglomerátum alsó részén hevernek.

A mennyezeti részen itt is bőséges a hidroxipatit és a fentről befolyt vörös agyag.

A terem alján kőzettörmelék ágyazódik a kitöltés agyagjába. Az üreg észak felé aláhajló, lapos folytatásában mindössze félméternyi rés van a mennyezet és a kitöltő agyagos üledék között. Utóbbi, kékesszürke, bentonit (1. táblázat).

Az Alsó-teremből származó barlangi üledék minták ásványos összetétele, (a vizsgálatokat Dr. Kovács-Pálffy Péter végezte)

The mineralogical composition of the cave deposits, with using röntgendiffractometer the determined hapened in the MÁFI (according to PÁLLFY KOVÁCS, P.)

| | vörösgyag [%] | bentonit [%] |
|-------------------|---------------|--------------|
| kaolinit | 68 | - |
| Ca montmorillonit | - | 59 |
| illit | - | 3 |
| hematit | 19 | - |
| kalcit | 7 | 3 |
| kvarc | - | 30 |
| gipsz | - | nyomnyi |
| kálföldpát | 1 | - |
| amorf | 5 | 5 |

4. Paleokarszt jelenségek és relatív sorrendjük

Az Ördög-lik egy közel 200 millió éves karsztos fejlődéstörténet jegyeit viseli magán. Bár a barlang legfőbb karsztosodási eseménye a freatikus zónában lejátszódó, törésrendszerekhez és réteglapokhoz igazodó korróziós járat képződés, — aminek domináns formaelemei a gömbüstök — nem közböcs, hogy a barlang kialakulását megelőzően milyen karsztosodási események zajlottak a térségben. Ugyanis a barlangot magába foglaló kőzetekben e korábbi fázisok során olyan ősi üregek, vízvezető járatok alakulhattak ki, amelyek egymásra halmozódva a későbbi karsztosodás folyamatait befolyásolhatták, módosíthaták (NÁDOR 1993).

• Felső-triász karbonátok képződéséhez kötődő paleokarszt jelenségek a barlang alsó szintjében figyelhetőek meg. Két típusuk ismerhető itt fel, az algaszönyeg-lemez breccsásodása és vörös, kőzetlisztes betelepülések.

A loferitek „B” tagjai többnyire sík illetve hullámos algalamellás ki-fejlesztésűek, lerakódásuk során mikrovetők mentén néhány cm-es elmozdulások játszódtak le (2. ábra) pl. az Alsó-terembe vezető folyosó keresztesződésénél.

A fenti keresztesződésnél az algaszönyeg-lemezek breccsásodási nyomai figyelhetőek meg. A breccsás zóna vastagsága maximálisan 0,5 m, az egyes felszakadozott algaszönyeg-lemezek vastagsága 2-5 cm. A felszakadozott lemezkötegek egymással különböző szöveget bezárva változatos kuszaságban települnek. A sárgásbarna színű algaszönyeg-lemez kötő anyaga világosszürke mészszipap (1. kép).



1. kép: Algaszőnyeg breccsa, Felső-triász Fő dolomit loferitjének „B” fáciesé.
 Picture 1: Alga carpet breccia, „B” facies of Upper-Trias Great Dolomite laferite



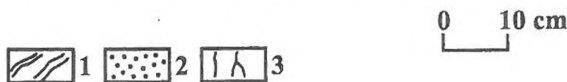
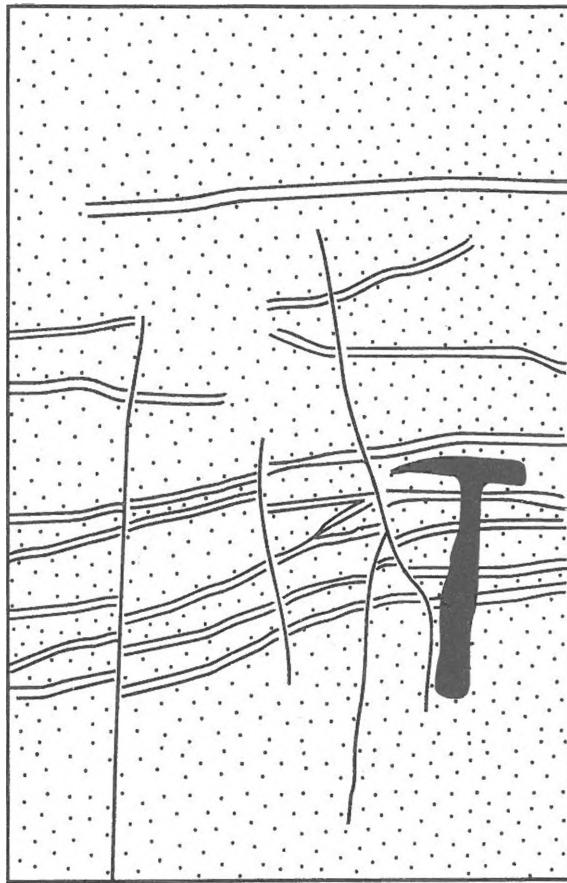
2. kép: Középső-eocén alapkonglomerátum, az alapkonglomerátum alapanyagával azonos összetételű konglomerátum kavicsokkal.
 Picture 2: Middle-Eocene basal conglomerate, (the combining of the gravels of the basal conglomerate is similar than the combining of the basal conglomerate)



3. kép: Primer üregeket kitöltő idős kalcit, az alapkonglomerátum mátrixában képződött középső-eocén - pannon üregeket béleli.
 Picture 3: The primary caves are filled by old calcite, which are Middle-Eocene-Pannon caves; these caves developed into the matrix of the basal conglomerate



4. kép: Hidroxilapatit, elsősorban a barlang alsó járatának a főtétét és a falak felső részét 2-5 mm vastag kéregként esetleg függőcseppkő szerűen borítja.
 Picture 4: Hydroxylapatite which can cover the roof of the lower corridors of the cave (its thickness is between 2-5 mm)

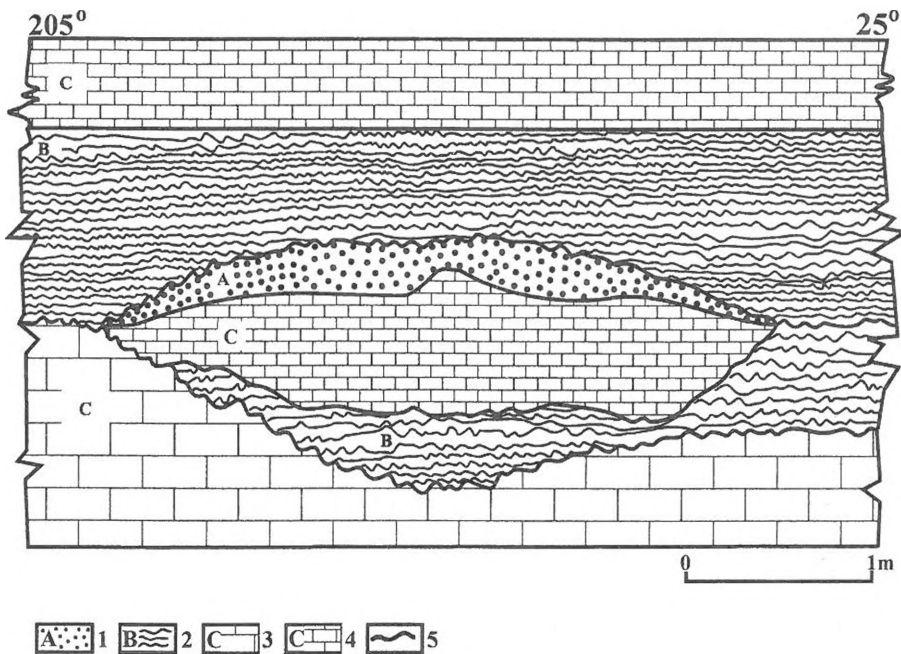


2. ábra: Szinszediment mikrovetőkkel kontrolált felső-triász algalemez dolomit.
 Jelmagyarázat: 1. szalagos szerkezetű algalaminit kötegek, 2. algalemezkötegek közötti tömeges dolomit mátrix, 3. mikrovető,

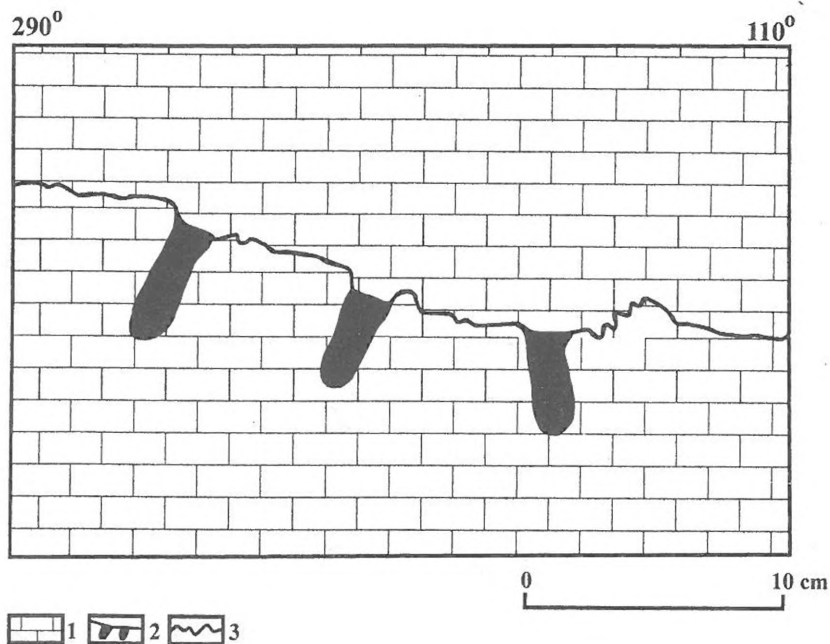
Fig.2. Upper-Trias alga dolomitic in which are microfault
 Legend: 1. alga laminite bundles which has with structure ribbon, 2. massiv dolomitic matrix which is between alga laminite bundles

A barlang alsó ÉK-i folyosója tárja fel az „A” tagnak tekinthető vörös színű kőzetlisztes, márgás betelepülést (3. ábra). Az okkersárga márgás dolomitban egy kb. 1,5 m széles és 0,5 m mély, ívelt lefutású mélyedés keresztmetszete rajzolódik ki. A mélyedés talpát diszkordancia felszín jelöli ki. A mélyedést kb. 20 cm vastagságban algalamellás rétegsor tölti ki, ez a mélyedés szélei felé fokozatosan elvékonyodik. Erre fehér tömeges megjelenésű dolomit („C” tag) települ. Ennek fedőjében található a 20 cm vastag vörös színű kőzetlisztes, márgás réteg, amit szubaerikus környezetben lejátszódot mállástermékként értelmezzük. Ez a vörös színű réteg fedí a tál ala-

kú mélyedést, és nem terjed túl annak peremein. Ennek fedőjében algalamellás rétegek települnek diszkordánsan. A feltárás É-i végén a fedőben települő algalamellás rétegek a mélyedést alulról bélelő algalemezekkel érintkeznek. A feltárás D-i végénél az algalamellás fedő képződmény diszkordánsan települ a fekűt alkotó okkersárga márgás dolomitra. A barlangtól távolabb lemélyített (Porva Po-89. jelű) fúrásban (HAAS-DOBOSI 1982) számos további korai paleokarszt jelenséget dokumentáltak.



3. ábra: Felső-triász, ár-apályövi, szinszediment, szubaerikus paleokarszt felszín.
 Jelmagyarázat: 1. felső-triász, vörös színű, kőzettisztes, márgás betelepülés, „A” fácies, 2. felső-triász, sárga színű, hullámos algalemezes rétegek, „B” fácies, 3. felső-triász, fehér színű tömeges dolomit, „C” fácies, 4. felső-triász sárga színű tömeges, márgás dolomit, „C” fácies, 5. diszkordancia felszín,
 Fig.3. Subaerial paleokarst surface which developed in the range of tide in the Upper-Trias
 Legend: „A” facies: Upper-Trias marly, „B” facies: wavy algalaminite beds, 3. „C” facies: Upper-Trias white massive dolomitic, 4. „C” facies: Upper-Trias yellow massive marly dolomitic, 5. discordance surface



4. ábra: Bioeróziós járatokat kitöltő középső-eocén, szinszediment laminitek vagy cajmanitok.
 Jelmagyarázat: 1. középső-eocén Szőci Mészkö, 2. bioeróziós járatok, laminit/cajmanit kitöltéssel, 3.
 diszkordancia felszín,

Fig. 4. Bioerosion caves which are filled by laminites or caymanites
 Legend: 1. Middle-eocén Szőc Limestone, 2. bioerosion caves, with laminite/caymanit, 3. discordance surface

• Bauxitképződéshez köthető paleokarszt jelenségek a barlangban csak közvetett módon rekonstruálhatóak. Ugyanis a barlangban a felső-triász és az eocén határán nem sikerült bauxitot, vagy bauxitos agyagot kimutatni. A felső-triász - eocén közötti karsztosodásra utal, viszont az a paleomorfológia, amit a két képződmény kontaktusán a barlang alsó járatfalai tárnak fel. Itt ugyanis tagolt, hullámos lefutású, rövid szakaszon belül is több méteres szintkülönbséget mutató felszín mentén érintkeznek a felső-triász és az eocén rétegek. A bauxitképződéssel kísért hosszantartó összetett karsztosodást megerősíti, hogy a barlang közelében az Ördög-árok több helyen is feltár 50-70 m vastag Szőci Mészkövel elfedett, s a felső-triász karsztos mélyedéseit kitöltő bauxitot illetve bauxitos agyagot, sőt fúrások által feltárva

felső-triász karsztos üregeit kitöltő bauxit illetve bauxitos agyag is ismert (BERTALAN 1951).

- Sziklásparti környezetben lejátszódott paleokarszt jelenségek. A barlang alsó szintjén az egyenetlen triász fekére 1,5-2 m vastag változatos méretű és összetételű alapkonglomerátum települ. Legszebb feltárása az Alsó-terem K-i falában figyelhető meg. A konglomerátumot alkotó kőzet darabok jól kerekítettek, helyenként szinszediment áthalmazódási bélyegeket mutatnak. Méretük néhány cm-től a több m³-ig terjed. Kőzettani összetételük változatos, eocén mikrofosziliákat tartalmazó bioklasztos mátrixba ágyazódva hússzínű kalcittörmelék extraklasztos tömbök, vörösesbarna rostos kalcit tömbök, tömeges és algalemezes triász dolomit darabok váltakoznak benne (2. kép). Sziklásparti környezetben lejátszódott, alapkonglomerátummal szintjelzett karsztosodást említ KÖRPÁS (2000).

- Bioeróziós járatokhoz kötődő paleokarszt jelenségek a konglomerátum fedőjében települő világosszürke, kristályos szövetű mészkövet tagoló diszkontinuitási felszínen regisztrálhatóak. Az Alsó-terem főtájában nyíló kürtő fala tárja fel. A Szőci Mészkő bioeróziós járatait a rétegzéssel párhuzamos finoman laminált üledékek töltik ki. Az üledékképződéssel kísért karsztosodás korrelatív üledékei a szinszediment laminitek vagy caymanitok (4. ábra).

- Idős, több generációs, üregkitöltő kalcitokhoz kötődő paleokarszt jelenségek. Az üregezés uralkodóan a konglomerátumot összecementáló eocén mészkő mátrixot érinti, az üregek az alapkonglomerátum tömbjeinek a határán képződtek. Az üregeket gyakran cseppkőszerű kalcit béleli (3. kép). Feltárásai az Alsó-teremben a bejárat fölött és az ÉK-i-folyosó bejárata előtt figyelhetőek meg. A karsztosodás relatív korának felső határát az eocén mészkő kora adja, alsó határát a fő üregképződés ideje adja, mivel a járat alkotó gömbüstök az idős kalcitokat elmetszik.

- Gömbüst képződéssel és bentonit valamint vörösagyag felhalmozódással kísért paleokarszt jelenségek. A keveredési korróziós hatással értelmezett (VERESS et al. 1992) gömbüst és járat képződést bentonit és vörösagyag felhalmozódás követte (1. táblázat). A bentonit a barlang legmélyebb pontján, az Alsó-terem D-i csücskében, fiatal, barna színű barlangi agyaggal elfedve települ. A vörösagyag szintén a barlang alsó szintjén a falak és a főte zártabb részeit, üregeit tölti ki. Megfigyelhető az Alsó-terembe vezető folyosó főtájában nyíló kürtőben, az Alsó-terem falát tagoló hasadékban és az ÉK-i-folyosó falán. Sztatográfiai helyzetük alapján a bentonit tűnik idősebbnek és valószínűsíthető, hogy a vörösagyag teljesen kitölthette az alsó üregeket.

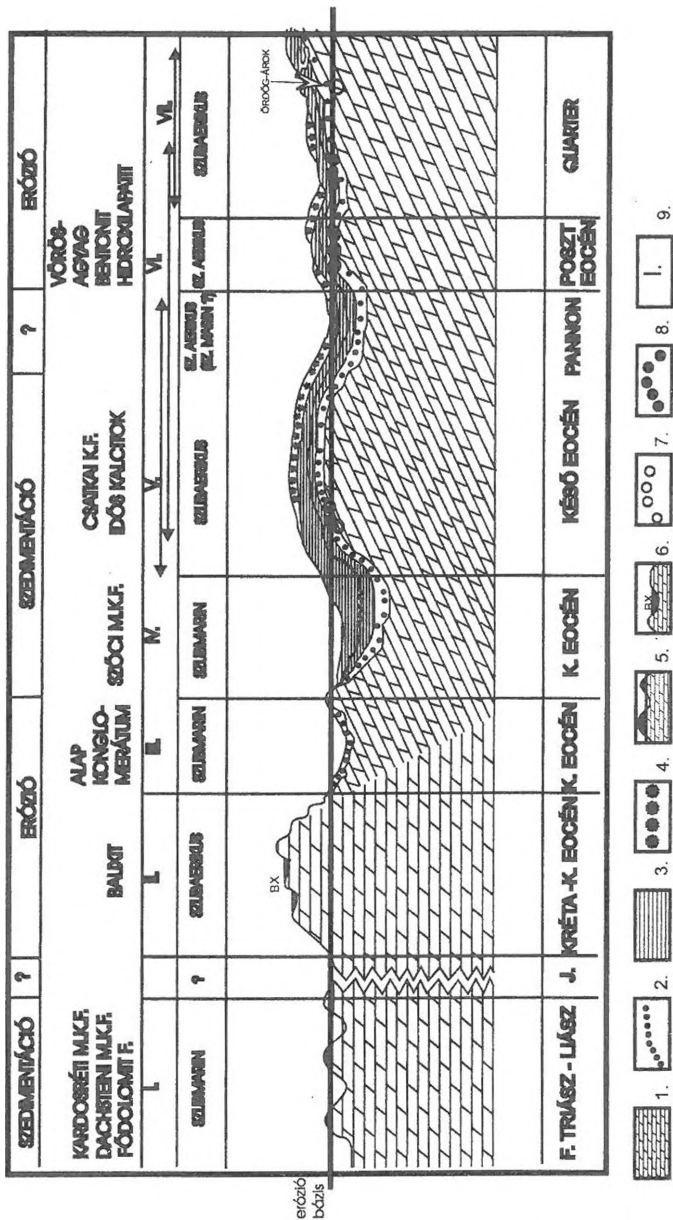
• Hidroxi-apatit és cseppkő képződéssel kísért karszt jelenségek. Elsősorban a barlang alsó járatainak a főtéjében és a falain, kisebb részt a felső járatok főtéjében is általánosan elterjedt a barnásszürke hidroxi-apatit, $\text{Ca}_5[\text{OH}(\text{PO}_4)_3]$ kéreg. A hidroxi-apatit képződésére a denevér kolóniák megtelepedéséhez kötődik, azaz a karsztosodásnak ez a szakasza csakis a barlang felnyílása, tehát az Ördög-árok bevágódása után történhetett meg.

5. Karsztfejlődési modell

Modellünk megalkotásában KORPÁS (2000) a tatai Kálvária-domb paleokarsztjának bemutatásánál alkalmazott értelmezési módját használtuk az Ördög-lik térségére vonatkoztatva. Ami szerint: " *A rendszerben egyaránt jelen vannak szubaerikus és szubmarin (szubaquatikus) fázisok... A karsztosodás szempontjából kitüntetett referencia felület a mindenkori tengerszint és /vagy erózióbázis szint. Mivel az értelmezés alapelemei a karsztrendszerben található korrelatív üledékek, ezért az egyes karsztfázisok tárgyalásánál külön-külön értékeljük azok üledékképződéssel (depositional karst) vagy erózióval (non depositional karst) kísért voltát*". Az Ördöglikban illetve a közelben lemélyített fúrások (HAAS-DOBOSI 1982) szedimentológiai vizsgálata alapján a földtörténet különböző időszakaiból hét karsztosodási fázist különítettünk el (5. ábra). Bár jelenlegi ismereteink szerint ezek közvetlen preformáló szerepe még nem igazolható, ezek további vizsgálata kulcsfontosságú lehet a tágabb térség karsztgenetikai értelmezésében.

Korai karsztosodási időszak

- Első (felső-triász—alsó-júra) szubaerikus karsztosodási fázis: A triász karni-nóri Fődolomit, a nóri-rhaeti Dachsteini Mészke esetleg a liász Kardosréti Mészke loferitjeihez kapcsolódó rövididejű egyszerű karszt. Diszkontinuitási felszínekhez kapcsolódnak, többnyire az árapályövi szubmarin laminált algagyepék („A” tagok), s az ezekhez kötődő száradási repedések formájában. Ritkábban de fellelhetők a barlangban az árapályöv feletti tagok is, a gyengén fejlett paleotalajos szintek. Az üledékképződéssel kísért karsztfázist cm-dm-es, szinszediment normál mikrovetők kontrollálják.



5. ábra: Az Örökös-lyekek karstosodási modellje a tektonikai elemek elhagyásával.
 Jelmagyarozat: 1. felső-triász löfjétek, 2. középső-EOCÉN alapkonglomerátum, 3. szárazföldi karstosodás bauxit képződéssel, 7. primer üregesedés, idős kalcit képződéssel, 8. fő üregképződés, keveredési korrózióval és gömbüst képződéssel, 9. karstfiziológia.

Fig. 5. The model of karstification Örökös-lyekek (without tectonical elements)
 Legend: 1. Upper-Trias Great Dolomite, 2. Middle-Eocene basal conglomerate, 3. Middle-Eocene Szóc Limestone, 4. Csaikai Gravel Formation, 5. in part „A” and „B” of Upper-Trias loferite of paleokarsti phenomena, 6. continental karstification, which was followed with bauxite development, 7. primary cavernation which was followed with development of old calcite, 8. main cave development which followed with mixture corrosion and development of pockets, 9. karstification phasis

- Második (késő-kréta—középső-eocén) szubaerikus karsztosodási fázis: A hosszú idejű, összetett esemény kezdeti dátumát nehéz megadni, mivel a területről a jura és a kréta üledékek hiányoznak. Közvetett bizonyítékokra alapozva mégis a késő-kréta—középső-eocén közötti időszakra helyezzük. Az ekkor felszínre került felső-triász karbonátok jelentős mértékű lepusztulást, illetve karsztosodást szenvedtek. Az erózióval kísért karsztfázis korrelatív üledéke a gibbsites-böhmities bauxit. Ami a barlangból bár mindeddig nem került elő, de a környéken számos felszíni előfordulás és fúrás is feltárja (*BERTALAN* 1951). Az uralkodóan lencsés telepeket közepesen karsztosodott fekvő hordozza (*BÁRDOSSY* 1977). Ezt a hosszantartó szárazulati periódust a középső-eocén sekélytengeri üledékképződés zárta le. A középső-eocénben a barlangtól K-re néhány km-re barnakőszenes rétegösszlet (Darvastói Formáció) halmozódott fel, jelezve ezzel a tengerpart közelségét és a terület alacsony, tönkfelszín jellegét is.

- Harmadik (középső-eocén) szubmarin karsztosodási fázis: Középső-eocén sziklásparti környezetben játszódott le. Az erózióval kísért karsztfázis korrelatív üledéke a barlang alsó szintjén az egyenetlen triász fekvőre települő 1,5-2 m vastag változatos méretű és összetételű alapkonglomerátum. A konglomerátumot alkotó kőzet darabok jól kerekítettek, helyenként szinszediment áthalmazódási bélyegeket mutatnak. Méretük néhány cm-től a több m³-ig terjed. Kőzettani összetételük változatos, eocén mikrofosziliákat tartalmazó bioklasztos mátrixba ágyazódva hússzínű kalcittörmelékű extraklasztos tömbök, vörösesbarna rostos kalcit tömbök, tömeges és algalemezes triász dolomit darabok váltakoznak benne.

- Negyedik (középső-eocén) szinszediment, szubmarin karsztosodási fázis: A középső-eocénben játszódott le. Az alapkonglomerátum mátrixát alkotó világosszürke, fehér, tömött, kemény, kristályos szövetű csak mikrofosziliákat tartalmazó mészkő a konglomerátum fedőjében is folytatódik. Külső szöveti bélyegei alapján ezt a rétegtagot a *KECSKEMÉTI* (1988) által ismertetett, dudari eocén feltárás legmélyebb rétegtagjával párhuzamosítjuk. A mészkőrétegeket egy hullámos diszkontinuitási felszín tagolja. E felszínbe a rétegzéssel párhuzamos finoman laminált üledékekkel kitöltött fúró szerkezetek járatai mélyülnek. A Szöci Mészkő üledékképződéssel kísért karsztosodásának korrelatív üledékei a bioeróziós járatokat kitöltő, szinszediment laminitek vagy caymanitok. A diszkordancia felszínre a fekvővel azonos kifejlődésű, azzal párhuzamos rétegződésű, világosszürke, tömött, kristályos szövetű mészkő települ s csak a magasabb rétegtagokban jelenik meg a nagyforaminiferákat tartalmazó mészkő (az Ördög-lik felső járatai ez utóbbi kőzettípusban képződtek).

- Ötödik, (késő-eocén-pannon) szubaerikus karsztosodási fázis: Az eocén alapkonglomerátum szintjében húzódhatott a freatikus és vadózus zóna határa. Ekkor képződtek az első valódi barlang üregek. Az üregek az alapkonglomerátum nagyméretű (néhány m³-es) dolomit tömbjeinek a határán dokumentálhatóak. Az üregesedés uralkodóan a konglomerátumot összeceMENTáló eocén mészkő mátrixot érinti, kisebb mértékben a közettömbök és kavicsok is oldódtak. A erózióval kísért karsztfázis korrelatív üledéke a primer üregeket bélelő idős, több generációs kalcitkitöltés. A kalcitok gyakran cseppkőszerű bekérgetéseket alkotnak. A karsztfázis időtartama csak feltételesen adható meg, alsó határát a Szőci Mészkő kora adja meg, — hiszen ezen képződmény már érinti a karsztosodás — felső határát a hatodik karsztfázis adja meg, ugyanis a kalcit bekérgezéseket a következő karsztosodási fázis gömbüstjei elmetszik.

Fő karsztosodási időszak

- Hatodik (poszteocén) szubaerikus karsztosodási fázis: A barlangképződés legintenzívebb időszaka. A terület tartósan szubaerikus környezetbe került. A karsztos rögök felszínére a felső-oligocén - alsó-miocén során üledékes takaró (Csatkai Kavics F.) települt. Majd feltételezhetően már a miocén második felében megkezdődhetett a Csatkai Formáció üledékeinek a lepusztulása is. A barlang jelenlegi járatszintjei a freatikus és vadózus zóna határán helyezkedhettek el, az itt lejátszódó keveredési korrózió hatására, törésrendszerekhez és réteglapokhoz igazodó a gömbüstös morfológiájú járatok képződhettek (VERESS et al. 1992/a; 1992/b). Az erózióval kísért karsztfázis korrelatív üledékei a járatokat kitöltő vörösgyag és bentonit.

Az alsó járat nagytermében —kitöltő üledékek közül a legmélyebb helyzetben— szürke bentonit réteg települ (*I. táblázat*). A bentonit származása és kora nem ismert. A középső eocén Pádrági Marga Formáció rétegei között tufitos, bentonitos csíkok és andezittufa települ (KECSKEMÉTI 1998). A Csatkai Formáció Szápári Tagozatában szintén előfordulnak bentonit, bentonitos agyag rétegek (KORPÁS 1981). PÉCSI (1986) néhány helyen a vörösgyagok fekéjéből említ bentonit rétegeket. A bentonitok képződését PÉCSI (1985) bázisos (bazalt) vulkáni termékek (tufák és hamu), szubtrópusi körülmények között történő mállásával magyarázza. A Dunántúl fiatal bazalt vulkanizmusa K/Ar és magnetosztatigráfiai elemzések alapján 6 - 2,8 millió év időintervallumban játszódott le (BALOGH et al. 1982, BALOGH-JÁMBOR 1987, MÁRTON 1985).

Az Ördög-likban a bentonit rétegek felett vörösgyag települ. A vörösgyagok képződését KUBIENA (1956) alapján egymástól eltérő folyama-

tok eredményeként foghatjuk fel. Az egyik a váltakozóan nedves és száraz viszonyok közt lejátszódó, melegthatást igénylő rubefikáció, a másik az állandóan nedves és meleg viszonyok alatt lejátszódó lateritesedés és az ezzel kapcsolatos bauxitosodás. SCHWEITZER (1993), SZÖÖR et al. (1993) a vörösgyagos talajkomplexumokat jellemző ásványtani, kémiai és stabilizotóp arányaik alapján két „*kronofáciestani*” csoportba sorolják. Megkülönböztetnek valódi vörösgyagokat és vöröses agyagokat.

A valódi vörösgyagok élénk-vörös színűek, plasztikus állagúak, ásványi összetételükre a jelentős amorfanyagot tartalmazó kaolinit - halloysit agyagásvány a jellemző (SCHEUER et al. 1992). Karbonátot nem, vagy kevesebb, mintegy 5%-os mennyiségben tartalmaznak. Képződésük szubtrópusi mállás folyamatához köthető. Képződési idejük bio- és litosztratigráfiai, paleomágneses adatok alapján és geomorfológiai helyzetük alapján a Csarnótánum idejére tehető, 3-4,6 millió éves idő-intervallumba.

A vöröses agyagok csoportjába igen változatos genetikájú vöröses színárnyalatú (lila, sárgás és rózsaszín) talajok és talajos üledékeket sorolunk. Kevésbé plasztikusak, mint a valódi vörösgyagok. Agyagásvány összetételükre jellemző az illit-montmorillonit (smectit) jelleg. Karbonát tartalmuk jelentősebb 10-70 % és változatos (kalcit, magnezitokalcit, dolomit) ásványi jellegű. Tartalmazhat több-kevesebb kvarcot is. Mérsékelt meleg humid és arid klímaváltozások ökológiai viszonyai között képződik. Képződésének korát közvetett bizonyítékok alapján az alsópleisztocénbe - Villányium - helyezhetjük, 3-1,8 millió éves időintervallumba (SCHWEITZER 2001).

Az Ördög-likban található vörösgyag — összetétele alapján (*I. táblázat*) — a valódi vörösgyagok típusához hasonlít. Mivel az itt található vörösgyag eltérő geomorfológiai helyzetben van (hegység belseje), mint a fenti szerzők által típusterületekről (többségükben medence peremi helyzetben), leírt vörösgyagok, ezért azokkal mechanikusan nem azonosíthatóak. A felszíni mállás és talajosodás során képződött üledék fiatal tektonikai síkok mentén (feltolódási síkok) mosódhatott be a barlangba. Ez figyelhető meg pl. az Alsó-terem falában. Az alsó járatokat a benne fellelhető vörösgyag nyomok alapján teljesen kitölthette a vörösgyag, ezzel szemben a felső járatokból hiányzik ez.

Késői karsztosodási időszak

- Hetedik (pleisztocén-holocén) szubaerikus karsztosodási fázis: A karsztosodás utolsó jelenkorig tartó folyamata. Ebbe a fázisba helyezük a terület gyors, emelkedése következtében lejátszódó nagymértékű —150-200 m

(PÉCSI 2001) — karsztvízszint süllyedést. Ennek következtében az Ördög-lik a vadózus zónába került, a mélyebb szintekben pedig, újabb barlangképződés lehetősége teremthetett meg. E mélyebb helyzetű —ma még csupán feltételezett — barlang üregekbe történhetett meg a kitöltő üledékek áthalmozódása. Ebben a fázisban mehetett végbe az Ördög-árok epigenetikus völgyének az átöröklődése a karbonátos kőzetekre, és ezzel összefüggésben a barlang felnyílása (VERESS 1980a, 1980b, 1981). Esetleg egy alsó bejárat felnyílása is lejátszódhatott, a vörösayag ezen feltételezett alsó járaton át az Ördög-árok felé is áthalmozódhatott. Ebben az idő intervallumban történhetett meg a guanó felhalmozódása és a hidroxipapatit képződése. Az erózióval kísért karsztfázis korrelatív üledéke a hidroxipapatit a világosbarna színű barlangi agyag és a főtében előforduló gyengén fejlett cseppköleflyások sztalagmitok.

A járatok főtéjében általánosan elterjedt egy 5-10 mm vastag, barna, sötétszürke színű hidroxipapatit $\text{Ca}_5[\text{OH}(\text{PO}_4)_3]$ bekérgezés. A kérgék finoman lamináltak helyenként cseppkőszerű formákat képeznek. Elterjedésükre jellemző, hogy mindenütt csak a főtében, illetve a járatok falának a felső részein fordul elő. Képződésére akkor kerülhetett sor, amikor a barlang járatai feltárultak és ez által lehetőség nyílt a barlangban denevérkolóniák megtelepedésére. Az alsó járatok ekkor még részben vörösayaggal kitöltöttek lehettek ezért a kolónia a felső szakaszokban telepedett meg. A járattalpon felhalmozódott guanó a két szintet elválasztó vékony kőzettesten átmósódott és az alsó járatok főtéjében a mészkő és a vörösayag kontaktusánál hidroxipapatit formájában kikristályosodott.

6. Összefoglalás

Az Ördög-lik térségében a korai karsztosodás a felső-triászban indulhatott meg. A felső-triásztól a poszt eocénig terjedő korai karsztfázisok a kőzet vízvezető képességét növelték ezzel preformálhatták a későbbi karsztfázisokat. Az első karsztfázis üledékképződéssel kísért és szubaerikus környezetben játszódott le, a második erózióval kísért és szubaerikus környezetben játszódott le, a harmadik eróziós karsztfázis szubmarin a negyedik üledékképződéssel kísért és szubmarin míg az ötödik korai karsztfázis erózióval kísért és szubaerikus környezetben játszódott le.

A fő karsztosodás az eocén vége és a pleisztocén eleje között mehetett végbe, szubaerikus környezetben. Ez idő alatt képződtek az Ördög-lik jelenlegi járatai és ezek a járatok részben kitöltődtek üledékkel.

A késői karsztosodás során a barlangjáratok kipucolódtak, a járat-szelvények nem karsztos folyamatok által módosultak és újabb, mélyebb

helyzetű üregek képződhetnek. Az erózióval kísért, szubaerikus környezetben lejátszódó szakasz a negyedidőszakba sorolható.

IRODALOM

BALOGH K. - JÁMBOR Á. - PARTÉNYI Z. - RAVASZNÉ BARANYAI L. - SOLTI G. (1982): A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről. Budapest, p. 243-260.

BALOGH K. - JÁMBOR Á. (1987): A magyarországi (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények időbeli helyzetének meghatározása. — Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve LXIX. p. 27-36.

BÁRDOSSY GY. (1977): Karsztbauxitok (Bauxittelepek karbonátos kőzeteken) — Akadémiai Kiadó Budapest.

BERTALAN K. (1951): Jelentés az 1950. évben Magyarországon a Fenyőfő-Csesznek-Dudar körzetben végzett bauxitkutató munkálatokról — Kézirat MÁFI, Adattár.

BERTALAN K. (1963): A dudari "Sűrű-hegyi" Ördög-lik kutatástörténete — Karszt és Barlang p. 27-31.

CSÁSZÁR G. - KOVÁCSNÉ BODROGI I. - VÖRÖS A. (1982): Lagunás ki-fejlődésű Dachsteini Mészke Formáció(?) a borzavári Templom-dombon. — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése Az 1980. Évről. Budapest, p. 187-210

FUTÓ J. - ZENTAI Z. - BODORKÓS ZS. (2002): A Sűrű-hegyi Ördög-lik természetvédelmi kezelési terve — Kézirat, KVM Földtani és Barlangtani Osztály, Adattár

HAAS J. - DOBOSI K. (1982): Felső-triász ciklusos karbonátos kőzetek vizsgálata bakonyi alapszelvényeken — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről, Budapest, p. 135-168.

KECSKEMÉTI T. (1988): Bakony, Dudar, Ördög-árok völgyfője, erdészeti út — Magyarország geológiai alapszelvényei, Szöci Mészke Formáció, Magyar Állami Földtani intézet 88/176, Budapest

KECSKEMÉTI T. (1998): Magyarország epikontinentális eocén képződményeinek rétegtana — In: Bérczi I.-Jámbor Á. (szerk.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa Budapest.

KONDA J. (1970): A Bakony hegységi júra időszaki képződmények üledék-földtani vizsgálata. — Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve I. kötet 2.

KORPÁS L. (1981): A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei — Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, LXIV. kötet, Budapest.

KORPÁS L. (2000): Paleokarszt jelenségek és karsztfejlődési modell — In: Császár G. - Kecskeméti T. - Korpás L. - Tolnai G. - Dobosi V. - Rétvári L. (szerk.): Kirándulásvezető, HUNGEO 2000 Magyar Földtudományi Szakemberek Világtalálkozója, A földtudományok a Kárpát-medence fejlődéséről. Múltbéli és jelenkori tendenciák. Sokféleség az egységben. Piliscsaba, 2000. Augusztus 15-19. p. 38.

KUBIENA W. L. (1956): Rubefizierung und Lateritisierung. — Rapp. VI. Congr. Int. de la Sc. du Sol. Paris. Vol. E. p. 247-249.

MÁRTON E. (1985): Tying the basalt from the Transdanubian Central Mountains (Hungary), to the standard polarity time scale. — In : Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathia Basin (Studies in Geography in Hungary, 19.) Ed. by M. Kretzoi - M. Pécsi Akadémiai Kiadó, p. 99-108.

NÁDOR A. (1993): Ajánlás a budai Rózsadomb és környéke termálkarsztja UNESCO Világörökség-listára történő felterjesztéséhez. In: Hazslinszky T. - Nádor A. - Szablyár P. (szerk.): A hévizes barlangképződést megelőző őskarsztos fázisok. — Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, Budapest, p. 12-14.

ORAVECZ J. (1963): A Dunántúli Középhegység felső-triász képződményeinek fácieskérdései. — Földtani Közlöny 93 (1)

PÉCSI M. (1985): The Neogene red clays of the Carpathian Basin. — In: Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin, Studies in Geography in Hungary, 19.) Akad. Kiadó, Budapest, p. 89-98.

PÉCSI M. (1986): A valódi vörös agyag geomorfológiai helyzete és földtani kora a Kárpát-medencében. — Földrajzi Ért. XXXV.évf. 3-4. sz. p. 353-362.

PÉCSI M. (2001): Geomorfológiai felszínek képződése a lepusztulás, a felhalmozódás és a lemeztectonika térbeli és időbeni változásának hatására. — Földrajzi Értesítő L. évf. 1-4 füzet p. 33-48.

SCHWEITZER F. (1993): Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsőjében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. — Akadémiai Doktori Értekezés, Kézirat.

SCHWEITZER F. (2001): A Kárpát-medence félsivatagi és sztyeepsíkságformálódása és a messinai sókrízis — Földrajzi Értesítő L. évf. 1-4 füzet p. 9-31.

SZÖÖR GY. - SCHWEITZER F. - BALÁZS É. (1993): Plio-pleisztocén agyagos képződmények kemosztratigráfiai elemzése. — Kézirat. 1742. OTKA-pályázat jelentése

SCHUEUR GY. - SCHWEITZER F. - HERTELENDI E. - SZÖÖR GY. (1992): Megsüllyedt és eltemetett vörösagyagok és löszösszletek lito- és geokémiai fácies elemzése és rétegtani értékelése. In: Szöör Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeo-kémiai és paleoökológiai kutatások. - MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen.

T. GECSE É. (1984): Ciklusos felépítésű felső-triász képződmények Fenyőfő, Csesznek, Bakonyoszlop, Dudar, Súr környékén — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről, Budapest, p. 317-331.

TOMOR-THIRRING J. (1934): A Bakony dudar-oszlopi "Sűrű"-hegycsoportjának földtani és őslénytani viszonyai. — A Földtani szemle melléklete, p. 27-28.

TOMOR-THIRRING J. (1935): Az Északi Bakony eocén képződményeinek statigráfiája és tektonikája. — Megfigyelések a Sűrű-hegycsoportban. — Földtani Közlöny p. 2-15.

TOMOR-THIRRING J. (1936): A Csesznecki vonulat tektonikai viszonyai. — Földtani Közlöny p. 198-199.

✓ VERESS M. (1980/a): A Csesznek környéki völgyoldalak barlangtorzóinak vizsgálata — Karszt és Barlang II. p. 65-70.

✓ VERESS M. (1980/b): Adatok a dudari Ördög-árok barlangjainak morfogenetikájához — A Veszprém megyei Múzeumok Közleménye 15. p. 49-66.

VERESS M. (1981): A Csesznek környéki barlangok genetikájának vizsgálata — A Bakony természettudományi kutatásának eredményei XIV., Zirc.

✓ VERESS M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja. — Bakonyi Természettudományi Múzeum Zirc.

✓ VERESS M. - PÉNTEK K. - HORVÁTH E. T. (1992/a): Evolution of Corrosion Caverns: Ördög-lik Cave, Bakony, Hungary — Cave Science 19: p. 41-50

✓ VERESS M. - PÉNTEK K. - HORVÁTH E. T. (1992/b): Keveredési korróziós barlangok kioldódástörténetének vizsgálata a Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján — Karszt és Barlang I.-II. p. 21-26.



ÚJABB FÖLDTANI ADATOK A GERECEI ÉDESVÍZI MÉSzkÖ- VEK KELETKEZÉSÉHEZ

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest, Stefánia út 14. sasdi@mafi.hu

Abstract: On the basis of new geological maps (Gyalog et al., 2002), the karst water depositing the travertines of the Gerecse Hills has not originated from buried tectonic horsts. Part of the water was issued from exhumed limestone horsts (Bajót, Öregkő – Muzsla Hill), while other parts of the karst water was flowing along (open) fractures of non-karstified sediments covering karstified rocks. Gravels at higher topographic position were probably transported by rivers (probably by the paleo-Hron) from the Vepor Mountains and their surroundings. Gravels and large cobbles at lower altitudes could be transported by frozen ice of the rivers to their actual position.

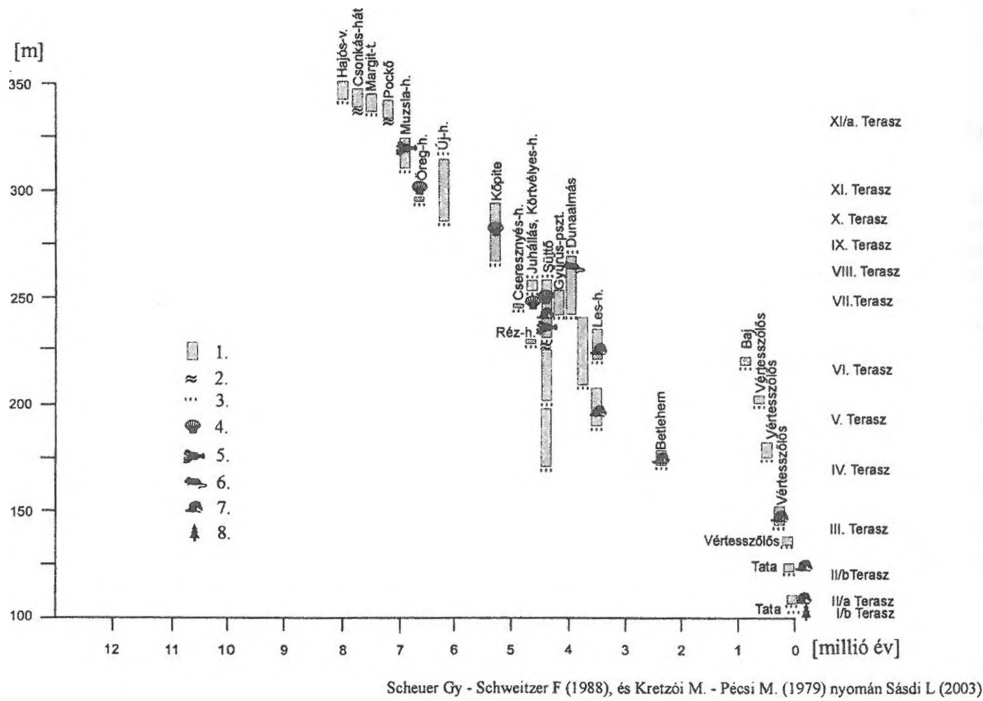
1. Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet Vértes-Gerecse térképezési programja keretében tanulmányoztuk az édesvízi mészkő előfordulásokat, ami főképpen a térképezést jelenti. Terepi vizsgálataink során újabb földtani adatok váltak ismertté, s ennek kapcsán újabb problémák merültek fel, melyek a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak keletkezését illetően új gondolatokat vetettek fel. Az alábbiakban néhány kiragadott példa bemutatásával ezekkel a gondolatokkal szeretnénk foglalkozni, melyek egyben vezérfonalát is jelentik további munkánknak.

2. Kutatástörténet

Az édesvízi mészkövek vizsgálatának, kutatásának igen jelentős irodalma van, aminek ismertetése nem jelen cikk feladata. A Gerecseben ismert előfordulásokat a számos említés szintű, vagy vázlatos leírású (adott témakörnél idézett) publikáció mellett néhány szerző jelentős munkája alapján ismerhettük meg. Közöttük elsőként *SCHRÉTER* foglalkozott részletesen a témakörrel, aki 1953-ban megjelent tanulmányában szinte az összes ma ismert előfordulást leírta, számos ősmaradványt gyűjtött be, s határozott meg. Legkiemelkedőbbek *SCHEUER* és *SCHWEITZER* 1970-től megjelenő munkái. Könyv alakban is megjelenő részletes tanulmányuk (*SCHEUER-SCHWEITZER* 1988) mellett *SCHEUER* számos újabb keletű vizsgálat eredményeiről számolt be (*SCHEUER* 1996, 1999, 2002.). Ezek eredményeként kimutatták az édesvízi mészkő előfordulásokat és a folyóvízi teraszok

kapcsolatát, közvetett, vagy közvetlen módon megállapították az egyes szinteken képződő travertínok korát (1. ábra), képződési körülményeiket.



1. ábra: A Gerecse-hegységi édesvízi mészkövek kora és elhelyezkedési szintje

Jelmagyarázat: 1. édesvízi mészkő 2. abrázációs szint 3. folyóvízi kavics 4. mollusca 5. rák 6. kisemlős 7. nagyemlős 8. növénymaradványok

Fig. 1: The age and the horizons of travertines in the Gerecse Mts

Legend: 1. travertine, 2. abrasion level, 3. fluvial pebbles, 4. molluscs, 5. crab, 6. mammals, 7. mammals, 8. plant residuum

3. Térképezési eredmények

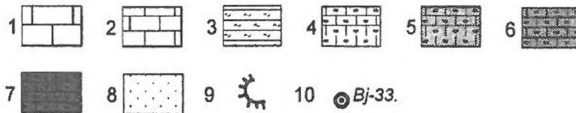
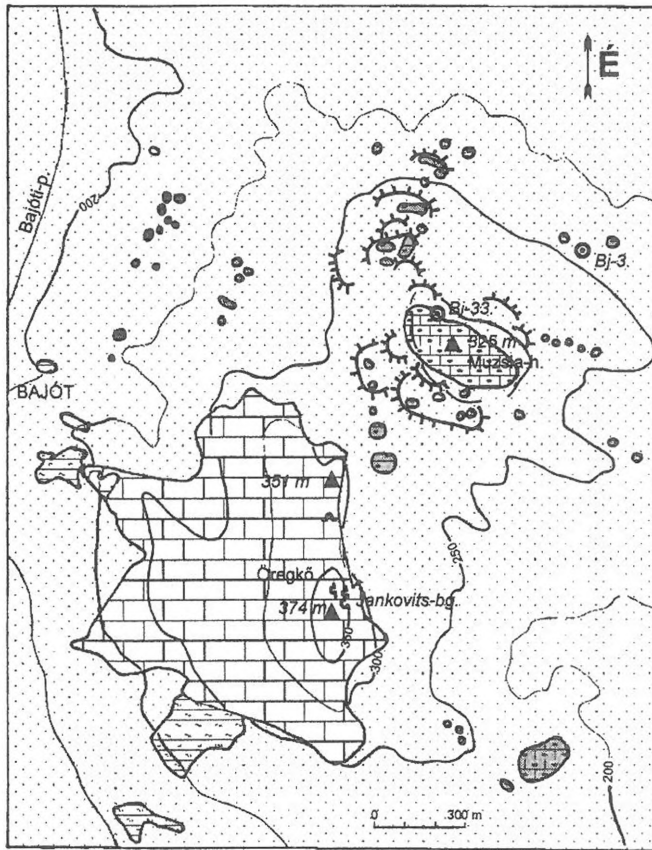
3.1. Muzsla-hegy

A Bajót melletti Óregkő 374 m-es csúcsától ÉK-re 1 km-re a 320 m-es tszf. magasságot alig meghaladó Muzsla-hegyen levő édesvízi mészkőről számos kutató tett már említést. LIFFA már 1903-ban, SCHRÉTER 1953-ban írta le. Utóbbi véleménye szerint eocén üledékekre települ az 1915-től bányászott tavi-mocsári (SCHEUER-SCHWEITZER 1988) édesvízi mészkő, melynek

alsó, márgásabb rétegeiből a molluscák mellett a pliocénre jellemző *Potamon* (édesvízi rák) maradványai kerültek elő.

A 10-15 m vastagságú előfordulást SCHEUER (1999) a bajóti Öregkőtől KÉK-re exhumálódott (jelenleg a mésztufával fedett) karsztrögből fakadó forrásvízből származtatta, melynek ősbib, nem mészképző forrása véleménye szerint az Öregkő triász mészkövéből fakadt egykor. Az É-i és ÉNy-i (GIDAI 1973. és saját megfigyelés alapján a déli) lejtőkön is 200 m tszf. szintig található előfordulásokat tetarátákkal tagolt mészkőszinteknek tekintette a Duna teraszokhoz kötve. A Bajót mellett 165-170 m tszf.-i magasságban ismerteket (SCHEUER-SCHWEITZER 1988) vegyes típusúnak vélte, melyek a Bajót-patak teraszaihoz kötődnek. Megemlíttettek egy édesvízi mészkő előfordulást (Szentkúti) 235 m tszf. magasságban az Öregkőtől DK-re 800 m-re, mely tömör, vékonypados kifejlődésű, 2-3 m vastagságú. Jellegét tekintve szerintük tavi-mocsári típusú, mely eróziós-deráziós tanúhegy tetején maradt meg.

A 2002. májusi térképezésünk idején a Muzsla-hegy tetején a növényzettel erősen benőtt Pap bányában az édesvízi mészkő viszonylag jól tanulmányozható volt. A felső részén vékonyan rétegzett, mészporral és mészkőtörmelékekkel kitöltött hasadékokkal átjárt, alsóbb szintjén vastagpados, tömött, cukorszövetű mészkő blokkosan töredezett. Megfigyelhető, hogy a rétegek 210° irányban dőlnek, s DDNy-felé haladva egyre meredekebben (min. 10° , max. 40°), a váltások között határozott, nyitott törésvonal látható. A hegy lejtőin levő előfordulások esetében a tetarátás szerkezetet nem, csak a tavi, vízszintes rétegeket sikerült megállapítani. Ezek a kőzetblokkok morfológiai elhelyezkedésük alapján a tetőszinti előfordulás pereméről levált, majd lecsúszott tömböknek tűnnek (2. ábra). Az áthalmazott tömbökben a tavi rétegsor vékony rétegei olykor élükre állítva láthatók, a rétegek dőlésében törvényszerűség nem állapítható meg. Egyértelműen in situ (nem billent/csúszott) szálfeltárást a lejtőkön nem sikerült kimutatni. A felső szint alatti kavics - melyet SCHEUER (1999) abráziós eredetűnek ír le - egyes tömbök alatt védett helyzetben megtalálható, anyaga kizárólag kvarcit, a legnagyobb begyűjtött példány 15 cm-es.



2. ábra: A bajóti Öregkő és a Muzsla-hegy vázlatos földtani térképe

Jelmagyarázat: 1. triász dachsteini mészkő 2. jura mészkő 3. eocén üledékek 4. édesvízi mészkő 5. csúszott édesvízi mészkő tömb 6. kérdéses korú és helyzetű édesvízi mészkő 7. pleisztocén édesvízi mészkő 8. löss 9. csúszott blokkok pereme 10. szerkezetkutató fúrás

Fig. 2: Sketchy geological map of the area Öregkő and Muzsla Hill near Bajót

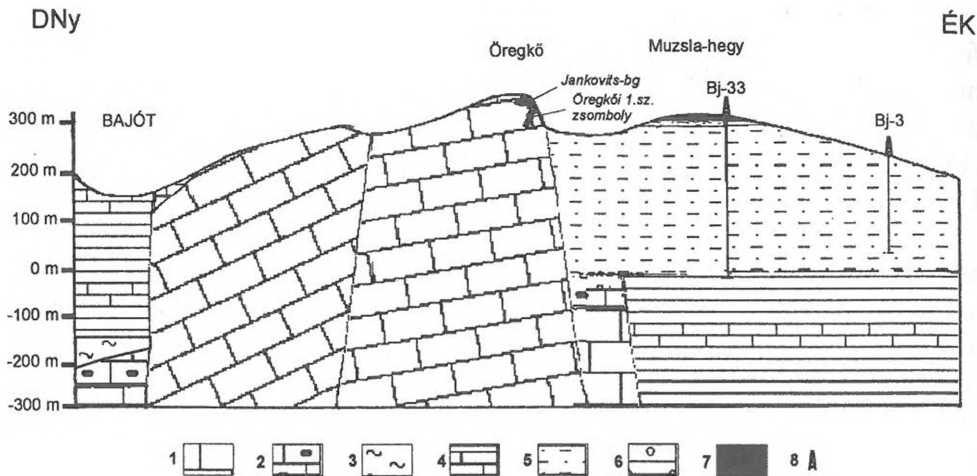
Legend: 1. Triassic dachstein limestone, 2. Jurassic limestone, 3. Eocene sediments, 4. travertine, 5. slipped travertine block, 6. travertine with the questionable age and position, 7. Pleistocene travertine, 8. loess, 9. the edges of the slipped blocks, 10. borehole

A Bajót mellett 165-170 m-en levő törmelék előfordulások között a legészakibb anyaga ugyancsak erősen tömör édesvízi mészkő, benne azonban sűrűn fordul elő kvarcit kavics, akár 2 cm-es is, egy másik feltárásban a cukorszövetű mészkőben cukorszövetű, cm-es ooidok találhatóak, sűrűn. Ezen makroszkópos megjelenésük alapján nem a Muzsla-hegyen ismert előfordulás anyagához hasonlítanak.

A fentebb említett szentkúti előfordulást számos kisebb bánya tárja fel 230 m tszf. magasságban, melyek tanúsága alapján ez a feltárás is átmozgatott, a mészkőrétegek dőlésiránya és szöge kaotikus, néha igen meredek. A feltárástól ÉNy-(Öregkő) felé haladva a völgyperemen is törmelék előfordulások sora található, egészen a 260 m-es szintig, felette triász Dachsteini Mészke törmeléke is látható.

A terepi megfigyelések alapján egyértelműen in situ (csak kibillent, széthasadt) helyzetű előfordulásnak tekinthetjük a Muzsla-hegy tetején ismert édesvízi mészkövet. Alatta levő exhumált karsztrögből fakadó vízből történő származásával nem lehet egyetérteni, hiszen a hegyen a mészkövet is harántolva mélyített szerkezetkutató fúrás 330 m mélységig kizárólag vízzáró oligocén rétegsort tárt fel (3. ábra). Valószínűnek látszik tehát, hogy a víz a középső-pliocén idején nem a mésztufa alatti exhumált karsztrögből fakadt (SCHEUER-SCHWEITZER 1988) hanem az Öregkő karsztrögből a csúcsrégióban, É-D irányú törések mentén, és akkor még fedett helyzetben levő barlangokból (Jankovits-, Baits-, Szalai-barlang, Öregkői-zsombolyok). Ezek az objektumok a környezetükhöz képest akkor még alacsonyabb relatív magasságban helyezkedhettek el. Az egykori tóhoz vezető meder a későbbi lepusztulás miatt már nem található. Hasonló helyzetként értékelhető a szentkúti előfordulás is, eszerint az Öregkő tömbjéből 2 forrás is fakadhatott egy időben. Feltételezhető, hogy a forrásműködés után az Öregkő tömbje még tektonikusan tovább emelkedett, másképp nehezen magyarázható, hogy a hegy Ny-i oldalán semmiféle karsztvízfakadásra utaló nyom nem található a 310 m-es - Muzsla-hegyi - szinten, pedig ekkorra legfeljebb már csak vékony eocén-oligocén közettakaró fedhette ezt az oldalt.

A Muzsla-hegy lejtőin ismert előfordulásokat az egykori összefüggő édesvízi mészkő plató letört, az oligocén agyagos üledékek átázott, lejtős felszínén csúszó darabjainak lehet tekinteni. Terasz szintekhez rendelni azért sem célszerű ezeket a tömböket, mert akkor a tető szintivel együtt csak a 235 m-s szintig 7 teraszt kellene kijelölni a hegyen, félkörben. A tetőzóna ÉNy-i végén látható tömbök közötti hézagokat egy kis feltárás tanúsága szerint lösz tölti ki, ezek letörése tehát holocénnél idősebb.



3. ábra: Elvi földtani szelvény a bajóti Öreg kőn és a Muzsla-hegyen keresztül
 Jelmagyarázat: 1. triász dachsteini mészkő 2. jura üledékek 3. kréta berseki márga 4. eocén üledékek 5.
 oligocén üledékek 6. pliocén folyóvizi üledék 7. édesvízi mészkő 8. szerkezetkutató fúrás

Fig. 3: Idealized geological section through the Öreg kő and Muzsla Hill near Bajót

Legend: 1. Triassic Dachstein Limestone, 2. Jurassic sediments, 3. Cretaceous Bersek Marl, 4. Eocene sediments, 5. Oligocene sediments, 6. Pliocene fluvial sediments, 7. travertine, 8. borehole

A bajóti alacsonyabb szintű előfordulásokról érdemben nyilatkozni jelenleg nem lehet, mert kevés adat áll rendelkezésre. Miután anyagukat tekintve (ooidos megjelenés, kvarcit kavicsos mésztufa) eltérnek a magasabb szintűektől, s a völgyoldalban közel azonos szintben helyezkednek el, valószínűbbnek látszik fiatal teraszhoz kötni ezeket, melyek anyaga lényegében ugyancsak az Öregkő triász mészkövéből, illetve itt az azt fedő eocén üledékek törésvonalai mentén fakadó forrásvizekből vált ki. Ezeknek a foltszerűen ismert édesvízi mészköveknek a részletes tanulmányozását a mésztufa feletti lösztakaró nagyban megnehezíti.

3.2. Kőhegy (Mogyorósbánya)

A Mogyorósbánya melletti Kőhegy messziről is jól látható sziklafala ugyancsak édesvízi mészkőből épül fel (SCHRÉTER 1953, SCHEUER-SCHWEITZER 1988, SCHEUER 1999.). GIDAI (1973) térképe alapján az édesvízi mészkő fekjét eocén üledékösszlet, ezenkívül felső-pilocén hegyláb felszínhez kapcsolható, kis szemnagyságú kvarckavicsos-homokos összlet (SCHEUER-SCHWEITZER 1988) alkotja. Utóbbiak véleménye szerint a Kő-hegy ÉNy-i és K-i oldalán előforduló, különböző magasságokban elhelyezkedő édesvízi mészkő tömbök a Duna és Öreg-árok völgye felé sorakozó tetarata lépcsők.

Megfigyeléseink alapján a hegy Ny-i és K-i részén levő bányákban, illetve a déli végén, valamint a sziklák falában és tetőzónájában jól tanulmányozható a tavi, keleti széléin egyértelműen lejtői rétegsor. Sajnos értékelhető megfigyelést ez utóbbi helyen elsősorban kötéltechnika igénybevételével lehet tenni. A felső (majdnem tetőszinti) rétegekben még látható a számos kagylómaradvány, amelyeket *KROLOPP* et. al. (1995) *Unió wetzlerinek* határozott meg. A keleti falban több ponton jól látszik, hogy egykor itt volt a tó pereme, ahol akár 10 m-es vízesések is kialakultak, jellegzetes kiválásformákat létrehozva. Ezeket a formákat a hegy keleti, északi és északnyugati lejtőin mélyebb helyzetben is megtaláljuk, amelyek azonban véleményem szerint nem mélyebb helyzetű tetarata medencéket jeleznek, hanem a magasabb helyzetű peremről törtek le, s csúsztak-gurultak jelenlegi helyükre. A letörést valószínűsíti, hogy a K-i oldal bányájának környékén jelentős, a sziklafallal és egymással párhuzamos repedés sort találunk, ahol a tömbök elválnak a hegy főtömegétől és egymástól is. Csak idő kérdése, hogy ezek is a mélyebb szintű előfordulások sorsára jussanak.

Érdekes leletként került elő a jelenlegi tanúhegy tetősíkjáról néhány nummulites darab. Ezek természetesen csak utólag kerülhettek az édesvízi mészkő platójára. Ez csak úgy lehetséges, hogy még volt a tóhoz képest magasabb helyzetű, eocén üledékből felépült terület, amelyről patakvízi tevékenység hordhatta át az ősmaradványokat. A mésztufát lerakó víz az eocén, zömmel vízzáró üledékekkel fedett triász mészkőből áramolhatott felszínre az eocén kőzetösszlet nyitott törésvonalai mentén.

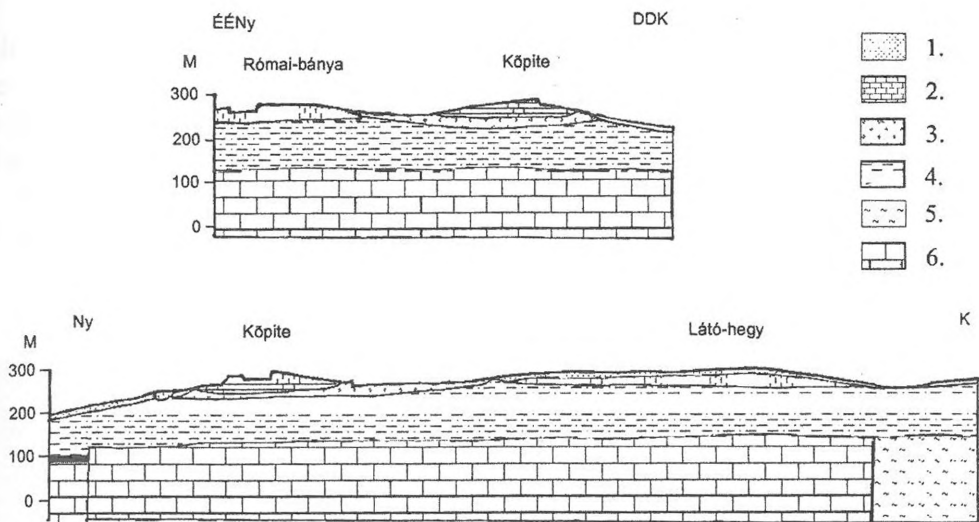
3.3. Kőpíte

Értékes megfigyelésekre ad lehetőséget a 292 m tszf. csúcsmagasságú Kőpíte édesvízi mészköve és a kavicsfekű. A mészkő fekjét minden oldalon kavics jelenti (*VITÁLIS* 1940, *SCHEUER-SCHWEITZER* 1988, *SCHEUER* 1995). Utóbbiak a mészkövet lerakó források vizét felső-pannon üledékekkel körülhatárolt, deltaüledékekkel fedett karbonátos sasbércből származtatják. *SCHEUER* (1995) megemlíti még, hogy a depressziós típusú hévforrás tóban keletkezett mésztufa alatti kavicsösszlet alján görgetetlen édesvízi mészkő blokkok találhatóak, melyek egy megelőző karbonátképződési időszakra utalnak. Leírja, hogy a mésztufa előfordulás Ny-i szélén létesült Dszt – 1 sz. fúrás közel 100 m hosszban harántolta a kavicsos üledék alatti felső-pannon agyagos-homokos iszapos rétegeket, s –123 m-ben érte el karbonátos alaphegységet.

A terepi megfigyelések alapján a Kőpíte alsó kőbányájában földes megjelenésű és tömör mészkő látható, míg a felsőkben már megjelennek a

tavi rétegek, csiga és növénymaradványok kíséretében. A központi "mész-kúp" K-i és É-i peremén túl vékonyabb előfordulások láthatók. Az É-i, növénymaradványokban gazdag, tömbökben megjelenő mésztufa közvetlenül kavicsos üledékekre települ. Ez a kavics gyakorlatilag a mészkő előfordulás minden oldalán látható, legjobban azonban az alsó bánya déli szegélyénél, valamint az ÉK-i negyedkör mentén levő kavicsbányákban tanulmányozható (Ádám-major). A déli oldalon a mésszel cementált konglomerátum padok egyértelműen oldalhelyzetben vannak a mészkőhöz képest. Eszerint SCHEUER-rel egyetértve itt is a kavicsos mederben (medencében) alakult ki a tó, mely vizének az alatta levő eltemetett sasbércből való származtatása (SCHEUER 1996) azonban kérdéses. A kavicsösszlet a jelek szerint északnyugat felé tovább folytatódik, s rátelepül arra az édesvízi mészkőre, melyet a Római-bányában fejtettek (4. ábra). Ez furcsának tűnik, mert így elméletileg a felsőbb helyzetű mésztufa a fiatalabb, miközben az általános érvényű terasz elmélet szerint lefelé haladva egyre fiatalabbak az édesvízi mészkő előfordulások. Eszerint azonban a pliocén keletkezési időszaki elmélet valószínűtlenné válik, hiszen ebben az esetben kislánginál fiatalabbnak kell lennie, s ez egyben a karsztvízszint emelkedését is jelenti. Ezt a lehetőséget valószínűsíti, hogy a Gerecse peremén a Csokonai-forrásnál létesített fúrás a Duna szintje alatt 9-36 m-ig (SCHEUER 2002) édesvízi mészkövet harántolt.

A hegy keleti oldalán levő kavicsbányából a jól osztályozott, helyenként méssze cementált kavicsos-homokból sikerült kiemelni egy kevésé koptatott kvarcitkavicsot, melynek méretei: 24 X 10 X 6 cm. Jan Mello (Szlovák Földtani Intézet, Pozsony) szóbeli közlése szerint egyértelműen Vepor-hegységi alsó-triász kőzet, mely a Foederata kvarcithoz tartozik. Érdeemes megjegyezni, hogy SZÁDECZKY (1939) a rózsaszínű kvarcitos homokköveket gródeni típusú (perm) kőzetként írta le. Eszerint a kavics lerakódása idején egyértelműen É - ÉK-i irányból érkeztek ide a folyók, ez esetben az Ős-Garam. Ebben az esetben viszont a Római-bányai és attól északra levő, mélyebb helyzetű, tetarátás-tavi kifejlődésű mésztufa előfordulások északi területei is átmenetileg kavicselborítás alá kerültek átmenetileg, kihantolódásuk ideje kérdéses. Tehát a fenti sorokban taglalt kérdésnek az eldöntése még sok vizsgálatot igényel.



4. ábra: Vázlatos földtani szelvény a Római-bányán és Kőpitén, valamint a Kőpitén és a Kátó-hegyen keresztül
 Jelmagyarázat: 1. Löss 2. Édesvízi mészkő 3. Folyóvízi kavics 4. Pannon üledékek 5. Kréta Berseki Márga 6.
 Triász Dachsteini Mészkő

Fig. 4: Sketchy geological cross-section through Római Quarry–Kőpité and Kőpité–Kátó Hill
 Legend: 1. Loess, 2. Travertine, 3. Fluvial pebbles, 4. Pannonian sediments, 5. Cretaceous Bersek Marl, 6.
 Triassic Dachstein Limestone

3.4. Les-hegy

A Dunaalmástól DNy-ra levő Les-hegy kőbányáiban vastag tavi rétegsort találunk (SCHEUER 1996), melyek jó feltártsággal tanulmányozhatók több szinten is. A hegy Ny-i oldalában kb 10 m-el a jelenlegi csúcson önálló sziklatoronyként találunk egy hatalmas kőtömböt, melyet édesvízi mészkő, és mészkővel cementált kavics alkot, ennek anyagában néhány nagyemlős (Kretzói M.: *Archidiskodon meridionalis*) fog látható. Mivel a tömb jelenleg oldalhelyzetben található a tavi rétegsor szélén, két lehetőség van.

- Tetőhelyzetű volt (utólagos, még meszet lerakó patakvízi tevékenység során került a mésztufa fedőjébe), s a lepusztulás során kibillenéssel halmozódott át erre a helyre, ebben az esetben a konglomerátum fiatalabb, mint a mészkő. LIFFA (1909) leírásában kavicsot említ a hegy tetejéről, ami napjainkban már nem látható.

- Oldalhelyzetű volt, ebben az esetben az egyébként is kifelé néző konglomerátum az egykori tó medrének a partja lehetett, s ebben az esetben a kavics idősebb, mint a mésztufa összlet.

3.5. Édesvízi mészkövek fekűképződményei

A területről rendelkezésre álló, a MÁFI által a MOL Rt.-nek 2002-ben készített földtani térképeket (fedetlen, prepannon, pretercier) összedolgozva elkészült az édesvízi mészkövek fekütérképe (5. ábra), mely mindenképpen újdonságként értékelhető, és értékes/érdekes következtetésekre ad lehetőséget. A térképen az édesvízi mészkövek és a fekű kavics összletek alatti lehetséges üledékek kerültek feltüntetésre, külön jellel ábrázolva a karsztvíz tározó triász mészkő és dolomit feletti kréta, eocén, oligocén és pannon üledékeket. A triász-jura karbonátos kőzetek feletti üledékek általában vízzárónak számítanak, csak néhány rétegük alkalmas karsztosodásra, karsztvíz jelentős mértékű vezetésére és tározására (tatai mészkő, szőci mészkő), de ezek igen jelentéktelen előfordulásúak, és a karszttal legfeljebb törés mentén oldalirányban érintkeznek. Az édesvízi mészkövek közvetlen fekűképződményeit zömmel pliocén (?) – pleisztocén kavicsösszletek képviselik, melyeket elsősorban kvarcit kavicsok, továbbá egyéb kőzetek kavicsai, valamint homokok alkotják. A nem mindenütt megfelelő feltártsággal rendelkező terepi viszonyok között és a fúrási rétegsorok alapján megállapíthatóan számos helyen idősebb fekűképződmények is kimutatható:

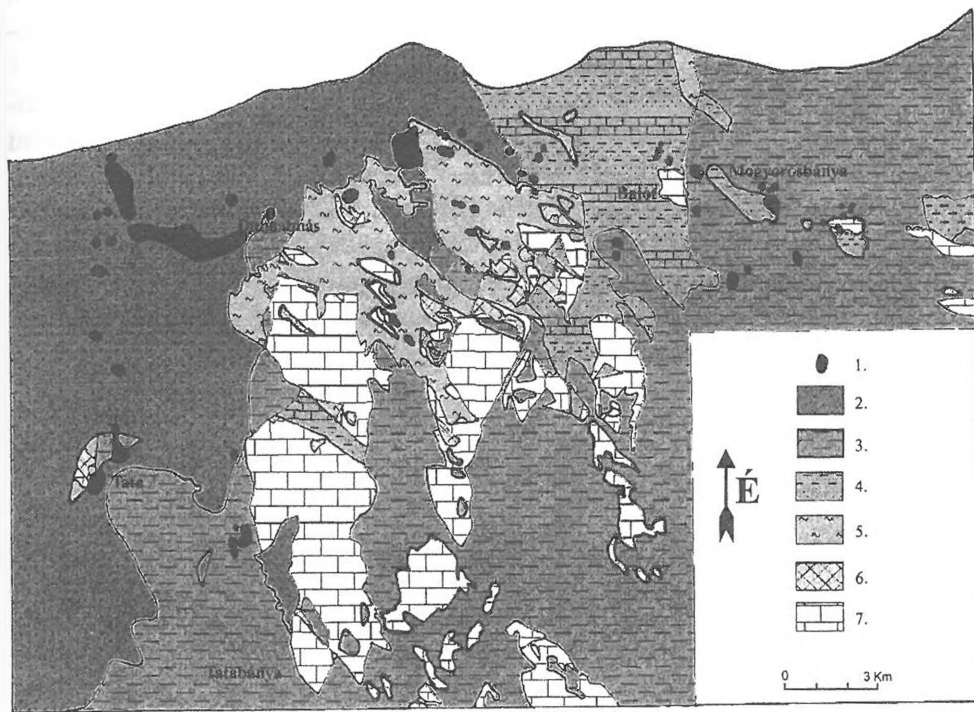
- pannon: homok (Betlehemi előfordulás), részben Süttő, Harasztos-hegy, Dunaalmás melletti előfordulások
- oligocén: homokkő, agyag, homok (Epöl Juhállás, mellette triász Dachsteini Mészkő is),
- eocén: brakkvízi és tengeri üledékek (Lábatlan környéke: Réz-hegy, Mogyorósbánya: Kőhegy),
- mezozoikum: Tata Kálvária-domb (triász-jura-kréta), Kender-hegy (jura), Baji szőlők (triász), Csonkás-hát (triász-jura, kréta ?), Süttő (kréta), Margittető (kréta).

A fedőüledékek zömmel löszképződmények, alárendelten folyóvízi kavicsok (Juhállás, Római-bánya) és maradvány kavicsok (Süttő, Dunaalmás).

A fekütérkép alapján az édesvízi mészkövek előfordulását földtani alapjuk szerint 4 területi csoportra lehet osztani:

- A Bajóti-pataktól keletre levő édesvízi mészkövek. Ezek általában kiemelt sásbércek tetején/oldalán fakadó források vizéből keletkeztek (Juhállás, Hegyeskő).
- A Központi-Gerecse édesvízi mészkő előfordulásai. Ezek egy része közvetlenül felszínen levő triász-jura kőzetekből fakadó forrásvizekből keletkezhetett (Pockő, Csonkás-hát), jelentős részüknél azonban bizonytalanság van. Egyrészt elképzelhető, hogy a lejjebb levő mészkövek alsóbb szintű, de

a forrással azonos korú völgyek tavaiban keletkeztek, de az is valószínűsíthető, hogy – mivel jelentős törésvonalak mentén helyezkednek el – a kréta vízzáró üledékeket metsző nyitott törésvonalak mentén áramlott fel karsztvíz.



A MÁFI térképe (2001) és Scheuer Gy. - Schweitzer F. (1988) alapján

5. ábra: A Gerecse vázlatos földtani térképe

Jelmagyarázat: 1. Plio-pleisztocén édesvízi mészkő 2. Pannon üledékek 3. Oligocén üledékek 4. Eocén üledékek 5. Kréta márga és homokkő 6. Jura mészkő, tűzköves mészkő és radiolarit 7. Triász mészkő és dolomit

Fig. 5: Sketchy geological map of the Gerecse Mts

Legend: 1. Plio-Pleistocene travertine, 2. Pannonian sediments, 3. Oligocene sediments, 4. Eocene sediments, 5. Cretaceous marl and sandstone, 6. Jurassic limestone, cherty limestone and radiolarite, 7. Triassic limestone and dolomite

• Dunaalmás-Almásneszmély környéki édesvízi mészkövek: A legmagasabban levő édesvízi mészkő előfordulások alatt egyértelműen pannon, oligocén-és kréta kori vízzáró üledékek találhatók. Itt (Új-hegy – Kőpíte – Római-bánya, Süttő) a kréta és oligocén üledékeket metsző, illetve azokat elválasztó törésvonalak mentén áramolhattak fel az egykori forrásvizek, vagy a távolabbi karsztból fakadtak, de az idevezető meder már lepusztult. Elvileg a pannon üledékek törésvonalai is szóba jöhetnek. A különböző

szintekben elhelyezkedő mésztufa előfordulásokat illetően itt is felvetődik az egyidejűség lehetősége, ezt további vizsgálatok dönthetik el.

• Tata-Vértesszőlős környéke: A Tata környéki édesvízi mészkövek részben bizonyíthatóan, részben feltevésekre támaszkodva kiemelt, sasbérc jellegű rögökből fakadó vizekből keletkeztek. Vértesszőlős-Baj térségében ez nem bizonyítható egyértelműen, itt felvetődik a hegységperemi kialakulás lehetősége is.

Jelentős problémákat okoz jelenlegi ismereteink alapján a pliocén-pleisztocén fekü és fedő kavicsok eredete, jellege. A már idézett irodalmi adatok szerint a magasabb helyzetű (> 300 m tszf.) kavicsokat pannon-pliocén abrúziós kavicsnak tartják. Megfigyeléseink alapján a fekü rétegsorok (pl. Pockő) nem tartalmaznak helyi anyagú kavicsot, továbbá alakjuk sem az abrúziós kavicsok kerekítettségét mutatják, így az abrúziós eredet kizárható. Folyóvízi eredeztetés esetén a kárpáti származás valószínű, de ez további részletes kavicsanyag vizsgálatokat igényel. A 180 m-es szinten (Betlehemi előfordulás) ismert kavics összlet ölnyi nagyságú, kvarcit és gneisz tömbjei igen nagy energiáról tanúskodnak, közvetlenül a hegységperemnél, hasonlóak a Győr környéki területen is előfordulnak, koptatatlan formában. A hatalmas méretű kavicsok idekerülését illetően a jég általi szállítás lehetőségét is figyelembe kell venni. Ebben az esetben a kárpáti gleccserek jégbe fagyott kőzettörmeléke lehet, mely a borjadzó jéggel úszva jutott területünkre, ahol kiolvadva lesüllyedt. Ennek az elképzelésnek már jelentős irodalma van (*BURJÁN* 2002), de a vizsgálatok még nem egyértelműsítették ennek lehetőségét a Budapeستől délre ismert kavicselőfordulások akár köbméteres, eltérően koptatott alpi-kárpáti eredetű kőzettömbjeiről. A Szomód melletti Kender-hegy kvarcit kavicsanyaga ugyanakkor nem lehet É-ÉNy felől szállított a rétegdőlések alapján, hanem D-felől. Ilyen anyag azonban jelenleg a háttérben nem ismert, tehát idősebb, kavics teljesen áthalmozott anyaga lehet. Erre utal, hogy egykor tengeri üledékben fosszilizálódott, erősen kopott cápafog, valamint Congéria és Cardium héjak is bőven előfordulnak benne, így az anyaüledék pannon, vagy annál valamivel idősebb kainozoós üledék lehet.

A mészköveket szórványosan, vagy jelentősebb előfordulásban befedő kavicsok oldal- és magasabb helyzetben lehettek a mésztufákhoz képest (Betlehemi előfordulás, Les-hegy). Eszerint a mészkő kavicsösszletbe bevágódó folyóvölgyben vált ki, majd a kiválást követően oldalirányból származó vízfolyások az eredetileg fekü helyzetben levő kavicsot halmozhatták rá a mésztufa tetejére (Epöl, Juhállás.). Ilyen folyóvízi működés a mészkőkiválás közben is történhetett számos helyen, amit a tavi rétegekben előforduló szórványkavicsok, a Kőhegy tetején pedig eocén képződmé-

nyekből áthalmozott nummuliteszek jeleznek. Jelenlegi magas helyzetük tanúhegyként magyarázható, a fiatalabb vízfolyások csak peremüket pusztíthatták, s a mélyülő völgyek kikerülték.

4. Eredmények összefoglalása

1. A legújabb 1:100000-es földtani térképek alapján (ALBERT et. al. 2002a, 2002b, 2002c) az édesvízi mészkőelőfordulások anyagáról az eddigi elképzelésekkel szemben lényegesen kevesebb esetben mondható el, hogy eltemetett, vagy alig kihantolódó sasbércből fakadtak az azokat lerakó karsztforrások. Egy részükről feltételezhető, hogy már akkor magasabb helyzetű, felszínen levő mészkőelőfordulásból is fakadtak a forrásvizek, csak a tavakhoz vezető patak(folyó) medrek elpusztultak. Más előfordulások esetében a mészanyagot hozó karsztvíz a karsztos kőzeteket fedő, a mésztufa előfordulások fekjét jelentő vízzáró, kemény hasadékos kőzetek törésvonalai mentén áramolhatott fel.

2. Ugyancsak egyre több édesvízi mészkő előfordulás esetében állapítható meg, hogy nem egykori folyóteraszhoz kapcsolható, hanem magasabb helyzetű kvázi in situ előfordulásról tört/omlott le és gravitációsan (gurulás, csúszás) került jelenlegi helyére.

3. A Gerecse édesvízi mészkőelőfordulásait az egykori forrásvíz felfakadásának földtani körülményei alapján négy csoportba lehet osztani:

- A Bajóti-pataktól keletre kiemelt sasbércek tetején/oldalán fakadó források vizéből keletkezett előfordulások (Juhállás, Hegyeskő, Muzsla-hegy).
- A Központi-Gerecsei előfordulások egy része közvetlenül felszínen levő triász-jura karsztosodó kőzetekből fakadó forrásvizekből keletkezhetett a forrással azonos korú völgyek tavaiban. Számos esetben a kréta vízzáró üledékeket (Berseki Márga, Lábatlani Homokkő) metsző nyitott törésvonalak mentén áramlott fel a mészképző karsztvíz.
- Dunaalmás-Almásneszmély környéki édesvízi mészkövek: A legmagasabban levő édesvízi mészkő előfordulások alatt egyértelműen pannon, oligocén és kréta kori vízzáró üledékek találhatók. Itt a kréta és oligocén üledékeket metsző, illetve azokat elválasztó törésvonalak mentén áramolhattak fel az egykori forrásvizek, vagy távolabbi, kiemelt karsztrögéből fakadtak, az-idevezető meder már lepusztult. A különböző szintekben elhelyezkedő mésztufa előfordulásokat illetően felvetődik az egyidejűség, illetve magasabb helyzetű esetén a fiatalabb időszakban történő képződés lehetősége is.
- Tata-Vértesszőlős környéke: A Tata környéki édesvízi mészkövek részben valószínűleg kiemelt, sasbérc jellegű rögökből fakadó vizekből keletkeztek.

Vértesszőlős-Baj térségében felvetődik a hegységperemi kialakulás lehetősége is.

4. A magasabb helyzetű édesvízi mészkő alatti kavicsok anyaga alapján a származási hely a Vepor-hegység (is) lehetett. A különböző szinteken levő kavicselőfordulások alig koptatott közettömbjeinek anyaga és megjelenése alapján a szállító erő a jég is lehetett (úszó jégtáblába fagyva). Az Által-ér Kender-hegy környéki pleisztocén kavicsának anyaga idősebb, délebbre elhelyezkedett kavicsos üledék áthalmazásából származhat.

IRODALOM

ALBERT G.-BUDAI T.-CSILLAG G.-FODOR L.-GYALOG L.-PEREGI ZS. (2002a): A Dunántúl észak terület fedetlen földtani térképe. 1:100000, - (szerk.: Gyalog L.) Kézirat

ALBERT G.-BUDAI T.-CSILLAG G.-FODOR L.-GYALOG L.-PEREGI ZS. (2002b): A Dunántúl észak terület prepannon aljzatának földtani térképe. 1:100000, (szerk. Gyalog L.) Kézirat

ALBERT G.-BUDAI T.-CSILLAG G.-FODOR L.-GYALOG L.-PEREGI ZS. (2002c): A Dunántúl észak terület pretercier földtani térképe. 1:100000, (szerk.: Gyalog L.) Kézirat

BURJÁN B. (2002):. Néhány gondolat a Pesti-síkság dunai görgeteinek származásával kapcsolatban. - Kézirat

GIDAI L. (1973): A Dorogi-medence földtani térképe. 1:10000-s sorozat. Mogyorósbányai lap földtani térkép változatai és magyarázója. MÁFI kiadvány, Budapest

JÁNOSSY D. (1979): A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akadémiai Kiadó, Budapest.

KROLOPP E. et al. (1995) A kelet-gerecsei Kő-hegy travertínó takarójának kora. – Földrajzi Közlemények 119. 1. p. 35-38.

KROLOPP E. – DR. SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. (1996): A kelet-gerecsei Kőhegy (Köles-hegy) travertínó takarójának kora. – Földrajzi Közlemények. 1995. 1. p. 35-42.

LIFFA A. (1909): Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu – Neszmély környékéről. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1907-ről. p. 148-171.

PÉCSI M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 88-107.

SCHEUER GY. (1996): A Nyugat-Gerecse Kőpíte-i és Les-hegyi pliocén és alsó-pleisztocén hévforrástavak paleohidrológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. apr. p. 23-27.

SCHEUER GY. (1996): A Dunaalmás Nagy-hegy-vöröskői alsópleisztocén hévforrások paleohidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. okt. p. 28-32.

SCHEUER GY. (1999): A bajóti Öreg-kő és környékének paleokarszthidroológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 1999. 79. 1. p. 15-18.

SCHEUER GY. (2002): A nyugat-gerecsei pliocén és quarter mészképző hévforrások paleo-karszt-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 82. 1. p. 7-14.

SCHEUER GY.–*SCHWEITZER F.* (1988): A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Akadémiai Kiadó, Budapest.

SCHRÉTER Z. (1953): A budai- és gerecsehegységi peremi édesvízi mészkő előfordulásai. – A MÁFI évi jelentése az 1951. évről. p. 111-146.

SZÁDECZKY-KARDOS E. (1939): A Gerecse-hegység magas teraszairól. – Földtani Közlöny. 1939. p. 259-288.

VITÁLIS S. (1940): Dunajobbparti teraszok Dunaalmás – Esztergom között. – A MKFI évi jelentései az 1933-35. évekről. IV. k. p. 1565-1577.

100
101
102
103
104
105
106
107
108
109
110
111
112
113
114
115
116
117
118
119
120
121
122
123
124
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155
156
157
158
159
160
161
162
163
164
165
166
167
168
169
170
171
172
173
174
175
176
177
178
179
180
181
182
183
184
185
186
187
188
189
190
191
192
193
194
195
196
197
198
199
200

SZIVORNYÁS FORRÁSOK A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

HAZSLINSZKY TAMÁS¹–MAUCHA LÁSZLÓ²

¹1145 Budapest, Bácskai u. 3.

²VITUKI Rt. Hidrológiai Intézet, 1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.
maucha@vituki.hu

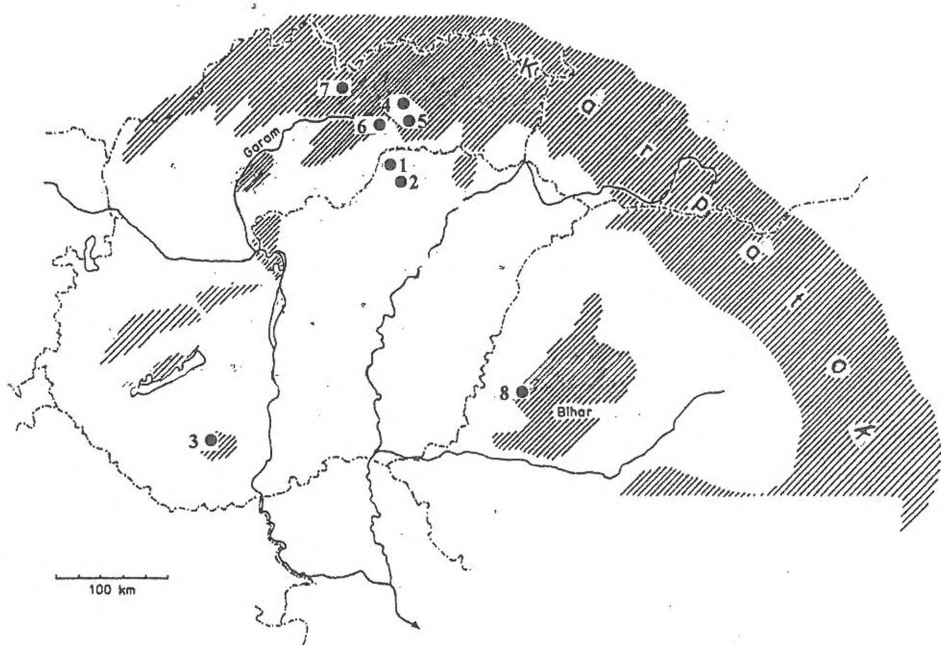
Abstract: An interesting and relatively rare species of the karstic springs is the periodical spring. Its eruptions will be stopped by more or less regular breaks or the water-eruption takes place after more or less regular periods and it takes for shorter and longer periods. Theirs activity will be controlled by a siphon or siphon-system. To differentiate them from other periodical springs we use the name siphonic spring. After the result of our investigations we present 8 siphonic karstic springs in the Carpathian Basin, 3 of them are to be found in Hungary, 4 of them in Slovakia and 1 of them in Roumania. We present the natural, environmental relations of the springs, the experiences and observations and the conclusions, theories and model-experiments of theirs activities.

Bevezetés

A meglepetésszerű hozamváltozásokat mutató időszakos források nagy részét a helyi lakosság régóta ismerte. Miután különleges viselkedésükre magyarázatot nem találtak, különféle hiedelmek, mondák övezték őket.

Az időszakos forrás általános megnevezés alatt két forrástípust különböztethetünk meg. Ezek megnevezésében sajnos nincs következetesség, mert az időszakos forrás ugyanúgy használatos, mint a periodikus és az intermittáló forrás megnevezés, legtöbbször függetlenül a forrás tulajdonságától, jellegétől. Jelen dolgozatban időszakos forrásnak tekintjük azokat a vízkilépéseket, amelyek időszakos működése a csapadéktól ill. a karsztvízszint magasságától függ, melyek egy része árvízi forrás. E fajtából meglehetősen sok ismert, mint pl. a bükki Imó-, Fekete-leni-, Vöröskői-alsó- és felső-forrás, Szlovákiában az Alacsony Tátrában a Svidovsky- és a Medzi-brodi-időszakos forrás, a Szilicei-fennsík nyugati lábánál fakadó Vár-forrás stb., stb.

A periodikus forrás abban különbözik az időszakos forrástól, hogy működését (kitöréseit) többé-kevésbé szabályos szünetek (periódusok) szakítják meg, s melyek működését szivornya vagy szivornyarendszer szabályozza. A hidrológiai irodalom is már legalább 50 éve szivornyás forrásoknak nevezi az ilyen tulajdonságokkal rendelkező forrásokat. Ezért ezeket mi is így nevezzük, és jelen dolgozatban csak ezeket tárgyaljuk.



1. ábra. Szivornyás források a Kárpát-medencében

Fig. 1. Siphonic springs in the Carpathian Basin.

- | | |
|-------------------------------------|---------------------------------|
| 1. Lófej-forrás | 5. Kis Szokol időszakos forrása |
| 2. Nagy-Tohonya-forrás | 6. Tiszolci Periodikus-forrás |
| 3. Sárkány-kút | 7. Kortyoló Jani |
| 4. Holló-kő alatti Időszakos-forrás | 8. Kalugyeri Dagadó-forrás |

Vizsgálódásaink eredményeként az alábbiakban nyolc szivornyás karsztforrást mutatunk be, melyek közül három a jelenlegi országterületen, négy a Felvidéken (szlovák területen) és egy Erdélyben, szorosabban véve Partiumban (román területen) található (1. ábra).

A források ismertetése

Lófej-forrás

A forrás Magyarországon, az Aggteleki-karsztvidéken fakad. A víz-kilépés helye Jósvafőtől É-ra, légvonalban 4 km-re, a Szilicei-fennsík "Nagynyilas" nevű D-i nyúlványába bevágódott szűk völgyfőben található 428 m Bf. magasságban. A forrás földrajzi koordinátái: N = 48° 31' 19", E = 20° 32' 42".

A hazai szakemberek és szélesebb közönség előtt is ez a forrás a legismertebb és egyben az egyik legrégebben ismert időszakos forrás, a helybeliek mondavilágában is megjelent a múlt századokban.

A forrás vízhozamát a VITUKI 1950 és 1964 között csak időszakosan mérte. A folyamatos hozammérésekre a Budapesti Műszaki Egyetem, majd később a VITUKI Jósvafői Kutató Állomása munkája keretében 1965-től kezdve került sor. 1985-ben az Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság vette át a forrás mérését.

A Lófej-forrás 1950–2000 közötti átlagos vízhozama 330 l/min volt. A legnagyobb vízhozam 1974-ben 11 800 l/min értéknek adódott. A legkisebb vízhozam 1993-ban zérus volt, mivel

A Lófej-forrás mondája

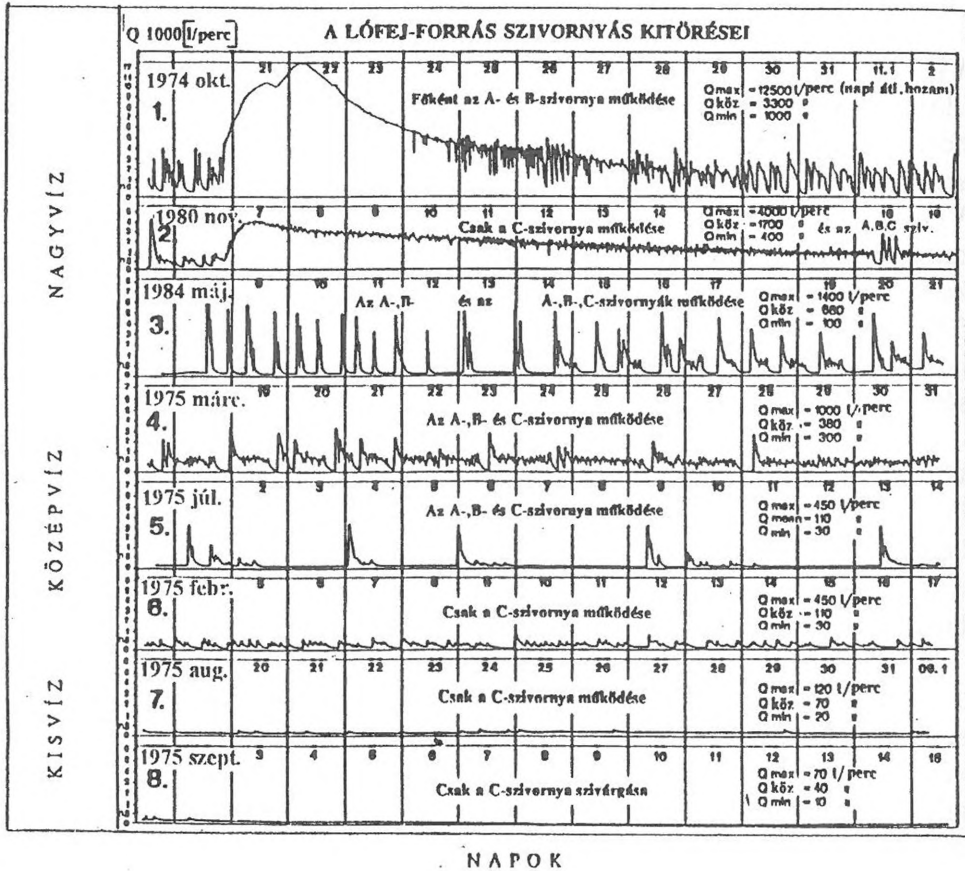
Egy lófejű sárkány ki-kijárt barlangjából s a környék minden vizét elitta az emberek elől. Midőn egy napon hiába keresett vizet szenvedő beteg gyermekének egy édesanya, a völgyben vándorló őszszakkálló zarándok megátkozta a sárkányt. Az átok megfogott, a hegy rászakadt a barlangjában heverő szörnyetegre, s a víz, amit kinjában magából kifúj, rést ütött a sziklafalon ...

A környék mondáit összegyűjtő Tompa Mihály is feldolgozta a regét verses formában Lófé c. versében. Ebből idézzük a monda végét, mely a forrás működését „magyarázza meg” és közli azt a régi népi megfigyelést, hogy a forrás gyakran dél tájban tör ki:

*A hegynek oldalán ott a nyílás,
Amely, maig lófé nevet visel.
S dél tájban megzúdul mindennap a
Víz rejtékéből s zúgva hull alá.
És csendesén van ismét másnapig.
Belőle mint a monda szól,
A sárkány fújja a vizet.*

a kora tavaszi és az őszi időszakban a forrás teljesen kiapadt. A forrás számított vízgyűjtő területe az 1975–1984 közötti 10 év vízhozamadatai, valamint a forrás feletti csapadékmérő állomás havi összegeiből számított átlagos beszivárgás figyelembevételével 1,2 km². A vízgyűjtő területen középső és felsőtriász korú mészkő és dolomit található a Wettersteini Formációnak megfelelő kifejlődésben. A forrásvíz hőmérséklete a fenti 50 évben 5,2 és 11,6 °C között ingadozott, átlag-értéke 9,0 °C volt. A víz átlagos kémiai összetételére jellemző, hogy időszakosan mért összes-keménysége = 216 CaO mg/L (21,6 német keménységi fok), Ca-ion tartalma = 118 mg/L, Mg-ion tartalma = 22 mg/L értéket mutatott (IZÁPY 2002).

A Lófej-forrás hozamának sokévi folyamatos regisztrálása során igazolni lehetett a korábbi népi megfigyelések helyességét, mert napról napra számtalan csapadéktól független rövid és gyors áradás (továbbiakban kitörés) megjelenését lehetett megfigyelni. Az átlagos kitörési gyakoriság 4 kitörés, a legnagyobb gyakoriság 35 db kitörés hetenként, míg a legkisebb gyakoriság zérus volt. A leghosszabb kitörési szünet 248 nap volt az 1973. június 8. és 1974. február 12. közötti igen száraz időszakban. Az egyes kitörések időtartama átlagosan 3 óra, maximálisan 7 óra, minimálisan 2 óra volt. A kitörések csúcsa az alaphozam felett átlagosan 4400 l/min, maximálisan 7400 l/min, minimálisan 2600 l/min hozam-különbséget ért el.

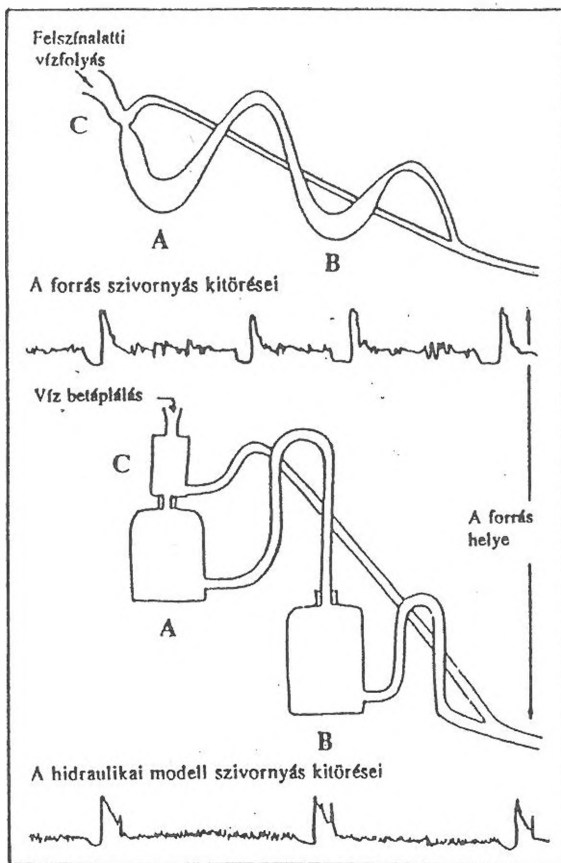


2. ábra. A Lófej-forrás szivornyas kitéréseinek eltérő gyakorisága és típusai különböző vízhozamok időszakában

Fig. 2. Different occurrence and types of the Lófej spring eruptions during different discharges periods

A 2. ábrán mutatjuk be a Lófej-forrás szivornyas kitéréseinek eltérő típusait különböző vízhozamok időszakában. Az ábra 1. sorában jól látható, hogy az eddig észlelt legnagyobb (1974. évi) áradás időszakában 5000 l/min-nál nagyobb hozamnál a kitérések szünetelnek, mert a szivornya ilyenkor a jelentős mértékben megemelkedő karsztvíztükör felszíne alá kerül. A forrás kiürülésének további időszakában azonban először igen sűrűn kis térfogatú, majd utána nagy kitérések jelennek meg a vízhozam változásban. Kisebb áradásoknál (2-3. sor) pulzációk sorozata észlelhető az áradási hullám idősorában, vagy nagy kitérések sorozata vezet le az áradó víztömeget. Közepes vízhozam időszakában (4. sor) az egymást 1-2 naponta követő kitéréseket minden esetben csaknem zérusra csökkenő hozamminimumok előzik meg és a kitérések közötti időszakban folyamatos pulzá-

lás tapasztalható. További hozamcsökkenésnél (5. sor) a kitörések már ritkábban (2-4 naponként) jelennek meg. Kisvíznél (6., 7., 8. sor) kezdetben már csak vízhozam-pulzálást láthatunk, majd ez a csekély vízhozam-ingadozás is teljesen megszűnik.



3. ábra. Felül a Lófej-forrás hármasszivornya-rendszerének elvi vázlata, alul a működő hidraulikai modell oldalnézete látható a kitörések regisztrált vízhozam-idősorával. A modell segítségével felismert utócsúcs jelentkezése a forrás kitöréseinek végén is megtalálható.

Fig 3. Over on the top a theoretical sketch of the three parts siphon-system of the Lófej spring, at the bottom there is the profile of the hydraulic model in action with the registered discharge timeseries of the eruptions. A post eruption was realized by the help of the model will be found at the end of the spring's eruptions.

A bemutatott vízhozam-változások alapján a 2. ábra 4. sora figyelembevételével feltételezhető volt (MAUCHA L. 1967), hogy a Lófej-forrás vízrendszerében három szivornya kombinációja (két sorba kapcsolt nagy szivornya és egy párhuzamosan kapcsolt kis szivornya) hozza létre a sokoldalú hozam-változásokat (3. ábra). Az A-szivornya térfogata 300, a B szivornya térfogata 270, a C-szivornya térfogata pedig 30 m³-nek adódik a

kitörés alatti vízhozam-értékek összegzése alapján. Nagyobb hozam esetén a kitörések térfogata megduplázódhat, mert ürítés közben a töltő hozam nagyobb értéke növeli az ürítés térfogatát. A forrást tápláló felszínalatti patak kezdetben a C-szivornyát kezdi tölni. E folyamat során a befolyó víz egyik fele a fenekén lévő szűk nyíláson át tölti az A-szivornyát, míg a befolyó víz másik fele a C-szivornya kis ürítései következtében pulzációkat okoz a forrás vízhozam-idősorában. Amikor az A-szivornya megtelik és ürítve tölni kezdi a B-szivornyát, ekkor alakul ki a kitörések előtti hozam-csökkenés, ami együtt jár a pulzálás megszakadásával, mert az ürítés szívással jár, melynek hatására megszűnik a C-szivornya működése. A forrás kitöréseit a B-szivornya ürítése hozza létre és utána visszaáll a kezdeti állapot. A kitörések előtti jelentős hozam-csökkenés és az a tény, hogy az ismert szivornya-térfogat mellett a töltési idő megfelel a forráshozamnak, arra utal, hogy a szivornya-rendszer főágban helyezkedik el.

A bemutatott szivornya-működést hidraulikai modell kísérleti vizsgálataival hitelesítettük, mivel a modell regisztrált vízhozam-idősorának alakja azonosnak bizonyult a forrás eredeti hozam-idősorának alakjával (3. ábra). Csak annyi különbség adódott, hogy a kitörések a forrásnál különböző, a modellben pedig azonos időközönként jelentek meg az árapály-hatás miatt ingadozó ill. az állandó hozamú töltés következtében. Úgy tűnik, hogy az elvi felépítés térbeli elrendezése is közel áll a valósághoz, mert a 2. ábra 2. sorában látható kis árvízre rakódott hosszú pulzációs szakasz úgy értelmezhető, hogy a felemelkedett karsztvíztükör felszíne az A és B szivornyát már ellepve azon folyamatosan folyik át az áradó víz, de a kis C-szivornya a vízszint felett még folyamatosan ürítésre képes. Ha az áradás tetőzése időszakában a karsztvíz felszíne valamivel lejjebb helyezkedik el, akkor nagy szivornyas kitörések vezetnek le az árvizet, amint azt a 2. ábra 3. sorában lehet megfigyelni.

A hidraulikai modell kitöréseinek végén található ugrásszerű hozamnövekedések arra a korábban nem ismert felismerésre vezettek (MAUCHA 1967, GÁDOROS 1969), hogy minden szivornya-ürítés végén utócsúcs alakul ki. Ennek oka az, hogy amikor a kiürülő vízmennyiség utolsó keresztmetszete áthalad a leszívócső csúcspontján, akkor a „H” értéke egy pillanatra felszökik a kitörés csúcspontján kialakult nyomás értékre. Ezek az utócsúcsok a legtöbb esetben megtalálhatók a Lófej-forrás valóságos kitöréseinek a végén is (2. ábra 3. sora, és 3. ábra felső hozam idősor). A bemutatott jelenség az első fizikai bizonyíték arra, hogy ténylegesen szivornyajelenség hozza létre a csapadéktól független kitöréseket néhány forrás vízhozam-változásában.

A Lófej-forrás folyamatos hozam-regisztrálása további új eredménnyel is szolgált. Kitűnt, hogy a szivornyás kitörések az esetek 30 %-ában 6, 12, 18 és 24 órakor kezdődnek, tehát a források vízhozam- változásában a karsztos kőzet árapály-jelensége is szerepet játszik. A fenti időpontok ugyanis a dagály és az apály szélső értékeinek időpontjaival egyeznek meg kerek Hold-fázisok napján. Az árapály-jelenség periódus ideje közel 12 óra. A karsztban a periódusidő időszakosan közel 6 órára feleződik. Ennek oka az, hogy a karsztvíz függőleges törésháló hézagaiban tárolódik. Barlangi törésmérések során kiderült, hogy a vízszintes nyíró-mozgások leírják az árvizek alakját, ezért a lehullott csapadék súlyának hatására a törésháló alaprajzi nézetben összezsukható rácshoz hasonló mozgást végez. A rács legnyitottabb állapotában legnagyobb a hézagterefogat értéke is, ezért a kőzetet széthúzó dagály- vagy összenyomó apály-deformáció egyaránt hézagterefogat-csökkenést hoz létre az áradások tetőzése utáni napokban, ami szükségképpen a periódusidő feleződésére vezet. A nem szivornyás forrásoknál hasonló időszakban talált közel 6 órás periódusú árapály-ingadozások igazolták a bemutatott mechanizmust és egyben azt is, hogy a Lófej-forrás kitörési statisztikáját a szivornyát töltő patak ugyanilyen periódusú áradásai hozzák létre (MAUCHA 1998).

Nagy-Tohonya-forrás

A Nagy-Tohonya-forrás szintén Magyarországon, az Aggteleki-karszton fakad a jósvafői „Hegytető” Ny-i lábánál a Tohonya-völgy bejáratának K-i oldalán. A forrás barlangrendszerét (Kossuth-barlang) 1956-ban tárták fel. Kilépési helye 218 m Bf. magasságban található. Földrajzi koordinátái: N = 48° 29' 15", E = 20° 33' 00".

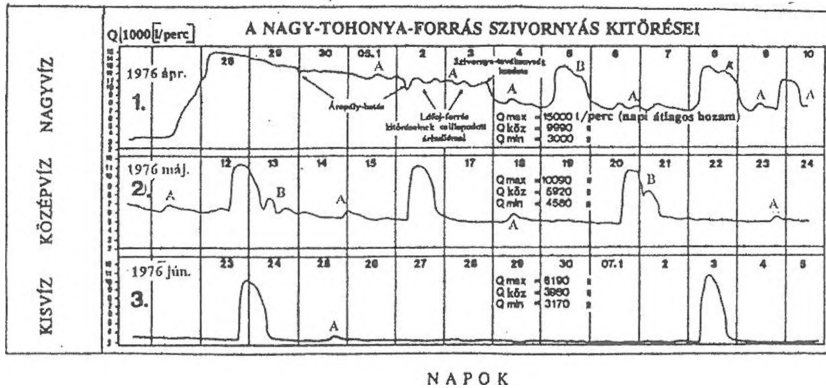
A forrás vízhozamát a VITUKI 1950-től kezdve időszakosan mérte, de a hozam regisztrálása csak 1964-ben kezdődött el. A Nagy-Tohonya-forrás 1950 és 2000 közötti átlagos vízhozama 6040 l/min, legnagyobb vízhozama 1974-ben 68 403 l/min, legkisebb vízhozama 871 l/min volt. A forrás számított vízgyűjtő területe az 1975–1984. évi hozam adatok és öt csapadékmérő állomás adatai alapján 24,4 km²-nek adódott. A vízgyűjtő területen középső és felső triász korú Wettersteini Fáciesű mészkő és dolomit kifejlődés található. A forrásvíz hőmérséklete 1950 és 2000 közötti időszakban 10,2 és 15,8 °C között ingadozott. A víz átlagos hőmérséklete 13,8 °C volt. A forrásvíz átlagos kémiai összetételét az alábbi adatok jellemzik: összes keménység = 203 CaO mg/L (20,3 német keménységi fok), Ca-ion = 114 mg/L, Mg-ion = 19 mg/L. (IZÁPY 2002).

A Nagy-Tohonya-forrás szivornyás kitöréseiről korábbi népi megfigyeléseket nem ismerünk. Legelső alkalommal *KESSLER* (1955) említi a forrás kitöréseit, de Jósmafőn tudtak ezekről a csaknem egész napos áradásokról, mert a második világháború előtt a forrásnál kapahámor működött. A szivornya-működés átlagos gyakorisága 1 kitörés hetenként. A legaktívabb működés esetén sem találunk heti 4 kitörésnél többet. A kitörések minimális gyakorisága zérus volt. E tevékenység leghosszabb szünete 270 napig tartott 1967. június 9-től 1968. március 5-ig, amikor a szivornyát tápláló patak feltehetőleg kiszáradt. A kitörések időtartama 16 óra és 38 óra között változik. A túlzottan nagy maximum-érték csak látszólagos (4. ábra). A kitörési idő átlagértéke 22 órára tehető. A kitörések hozam-változása az alaphozamhoz képest minimálisan 3700 l/min, maximálisan 7700 l/min, átlagosan 5740 l/min. A Nagy-Tohonya-forrás szivornyájának térfogata kisebb vízhozam időszakában 3300 m³-es értékkel adható meg, mert a kitörések által szállított víz térfogata csak ilyen időszakban közelíti meg a szivornya üreg valóságos térfogatát.

A Kárpát-medence legnagyobb térfogatú szivornyája valószínűleg a vízrendszer egyik mellékágában helyezkedik el, mert a töltési idő és a szivornya-térfogat ismeretében az átlagos forráshozam tizedrészének megfelelő hozamú patak is elegendő táplálására. Árvizek alkalmával ennél a forrásnál nem fordul elő a szivornyás kitörések olyan mértékű besűrűsödése, mint amit a Lófej-forrás esetében láttunk. Ennek oka vagy abból adódik, hogy nagyobb áradások időszakában a mellékágban lévő szivornya a főági vízállás emelkedéskor víz alá kerül, vagy annak köszönhető, hogy a mellékágban nem tud elég nagy áradás kialakulni. Korábban feltételeztük, hogy a kitörések kezdete után 1,5 óra késéssel jelentkező 1–2 órás vízhőmérsékletcsökkenés (0,05 °C) és az utána következő több napos hűtőhatás arra mutat (*GÁDOROS* 1967), hogy a szivornyát egy hidegebb mellékági patak vize tölti, de később *IZÁPY* (1992) felhívta a figyelmet arra, hogy a víz igen csekély mértékű lehülését a kitörés ideje alatt a Kossuth-barlangban megfigyelhető vízállásemelkedés hűtő hatása is létrehozhatja.

A 4. ábrán található a Nagy-Tohonya-forrás szivornya-tevékenységének jellemző vízhozam-idősorai. Az ábrán jól látható, hogy a szivornya-tevékenység kezdete kisebb áradás után 10 000 l/min vízhozamnál ugrásszerű hozam-csökkenéssel indul. A teljes vizsgálati időszak áttekintése alapján kitűnt, hogy a szivornya-tevékenység kezdetéhez tartozó legnagyobb forráshozam 28 000 l/min (1978. június 1.). Az ábrán közepes és kisvíz időszakában a kitörések száma a korábban bemutatott gyakoriságnak felel meg. 1300 l/min-nál kisebb forrás-hozamnál a szivornyás kitörések

már nem fordulnak elő. Az évi átlagos forráshozam és az évi kitörések száma között lineáris kapcsolat ismerhető fel (GÁDOROS 1971).



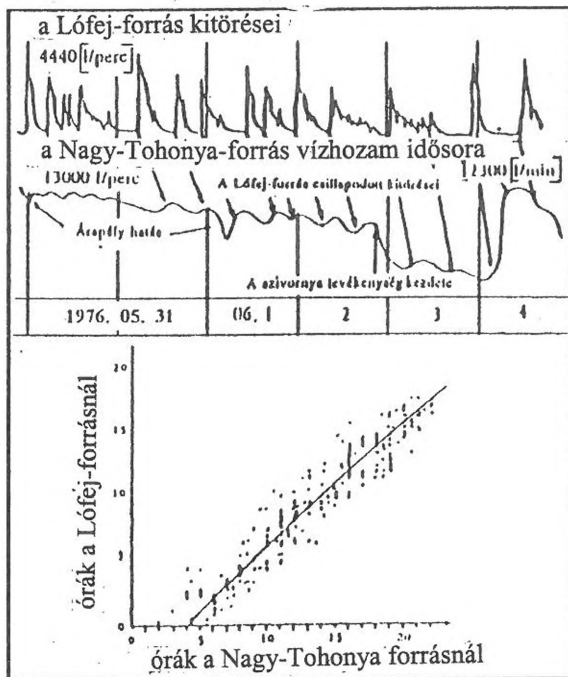
4. ábra. A Nagy-Tohonya-forrás szivornyas kitöréseinek eltérő gyakorisága a különböző vízhozamok időszakában

Fig. 4. Different occurrence and types of the Nagy Tohonya spring eruptions during different discharge timeseries periods

A Nagy-Tohonya-forrás vízrendszerében csak egy szivornya hozza létre a csapadéktól független gyors vízhozam növekedéseket, mert a vízhozam-idősorban található pulzálási jelenségek más okokra vezethetők vissza. A kitörések közötti pulzációkat a 4. ábrán „A” betűvel, a kitörésekre halmozódó pulzációkat pedig „B” betűvel jelöltük. Szilvay P. figyelte meg először, hogy ezek a vízhozam-növekmények a Lófej-forrás kitöréseinek csillapodott nyomáshullámai, mert következetesen átlag 4 óra késéssel követik azok megjelenését (5. ábra). A Lófej-forrás ugyanis folyamatos hidrológiai kapcsolatban áll a Nagy-Tohonya-forrással. Nagyon csapadékos években a víznyelőnél kialakuló túlfolyás vize a Tohonya-patakkal együtt befolyik Jósvafőre. Az 1967-ben elvégzett nyomjelzési kísérlet során a Lófej-forrás alatt 50 m-el elnyelődő jelzett víz június 23. és július 12. közötti időszakban 19 nap alatt jutott el a légvonalban 3,8 km távolságban lévő Nagy-Tohonya-forráshoz. Fenti nyomáshullámok okozzák, hogy a kitörések időtartama megnövekszik és vagy ún. „jobb váll” alakul ki a kitörések idősorában, vagy látszólag kettős kitörések alakulnak ki. A két forrás hidrológiai kapcsolata következtében a Nagy-Tohonya-forrás 24,4 km²-es számított vízgyűjtő területében a Lófej-forrás vízgyűjtője is benne van. Ezért a forrás független vízgyűjtő területe csak 23,2 km².

Más jellegű negatív pulzációkat is megfigyelhetünk a 4. ábrán 1976. április 29-én és május 2-án, de ez az ingadozás sem mutat egynél több sziv-

vornya létezésére. Kiderült, hogy ezek az „éles hozam-csökkenések” a kőzet dagály-hatása következtében felhalmozódott feszültségi állapot földrengés-hatás által kiváltott gyors kiegyenlítődére vezethetők vissza, amikor a gyors kőzet-deformáció miatt a karszt hézagterfogata ugrásszerűen 1–2 órára megnövekszik. Ezek a gyors változások indítják el a szivornya-tevékenység kezdetét jelentő ugrásszerű hozamcsökkenést is (4. ábra 1. sor, 1975. május 3-án 22 órakor). „Az éles hozam-csökkenések” más források-nál is megfigyelhetők és szélső esetben 2–3 óra időtartamra 3000 l/min-os hozamcsökkenést is eredményezhetnek (MAUCHA 1997).



5. ábra. Szilvay Péter megfigyelése szerint a Nagy-Tohonya-forrás vízhozam változásában található pozitív pulzációk a Lófej-forrás kitöréseinek átlag négy órával később megjelenő csillapodott nyomáshullámai. Felül az egyidejű mérési idősorok, alul a lineáris kapcsolat diagramja látható

Fig. 5. Correlation between the beginnings of outburst in the Lófej spring and that of the discharge pulsations in the Nagy-Tohonya spring after the investigation of P. Szilvay. On the top simultaneously registered discharge time-series and the bottom diagramme of the correlation.

E forrásnál nem található utócsúcs a kitörések végén. Ennek oka ugyanaz, mint a kitörések főcsúcsa esetében. Egyik csúcs sem látható, mert a forráshoz nem eredeti, hanem legömbölyödött alakú kitörési hullámok érkeznek. Közvetlenül a szivornya alatt feltehetőleg hegyes csúccsal rendelkező, kétszer nagyobb csúcs-hozamú, fele időtartamú, fő- és utócsúccsal rendelkező kitörési hullámot találunk, melynek alakja hasonló lenne a Lófej-forrás kitöréseivel, mivel a szivornya-jelenség fizikai tulajdonságaiból

erre lehet következtetni. A forráshoz tehát már csillapodott kitörési hullám érkezik, hiszen a Kossuth-barlang végponti szifonjának túloldalán, legalább 500 m távolságban lévő szivornyából származnak a kitörések. Ezért a főcsúccsal együtt az annál rövidebb ideig megjelenő utócsúcs is belesimul a kitörési hullám fő hozam-változásába. A Nagy-Tohonya-forrás esetében is megállapítható, hogy ezek a kitörések szintén 6, 12, 18 és 24 órakor kezdődnek az esetek 30 %-ában.

Sárkány-kút

A Sárkány-kút Magyarországon déli részén a Mecsek hegységben fakad 217 m Bf. magasságban. A forrás vize az Orfű-hegy ÉK-i oldalán nyíló eróziós bevágódásban függőleges, szűk, csőszerű kürtöből tör fel 20 m-el a völgytalp felett. Földrajzi koordinátái: N = 46° 8' 38", E = 18° 8' 59".

A forrás vízhozamát először 1940-ben SZABÓ PÁL (1951), majd 1970-től 1973-ig a VITUKI mérte. 1972-ben a Mecseki Ércbányászati Vállalat részéről RÓNAKI (1989) létesített bukógátat a forrásnál. A Sárkány-kút átlagos vízhozama az 1972. évi január—júliusi kitörések által szállított vízmennyiség mérése alapján 160 l/min volt (GYÖREI-NÉ—ESZÉKY 1974). A forrás 1970—1973. évi maximális vízhozama 1980 l/min, minimális vízhozama igen gyakran zérus volt. A forrásvíz átlagos hőmérséklete 10,9 °C, a maximális hőfok 11,2, a minimális hőfok értéke 10,6 °C volt. A forrás vízgyűjtő területe az 1972. évi átlagos vízhozam és csapadékösszegeből számított beszivárgás figyelembevételével 0,3 km²-re becsülhető. A vízgyűjtő területen középső triász korú anizuszi mészkő, mészmárga és dolomit található a Misinai Formáció szerinti kifejlődésben. A forrás kémiai elemzéséről nem ismerünk adatokat.

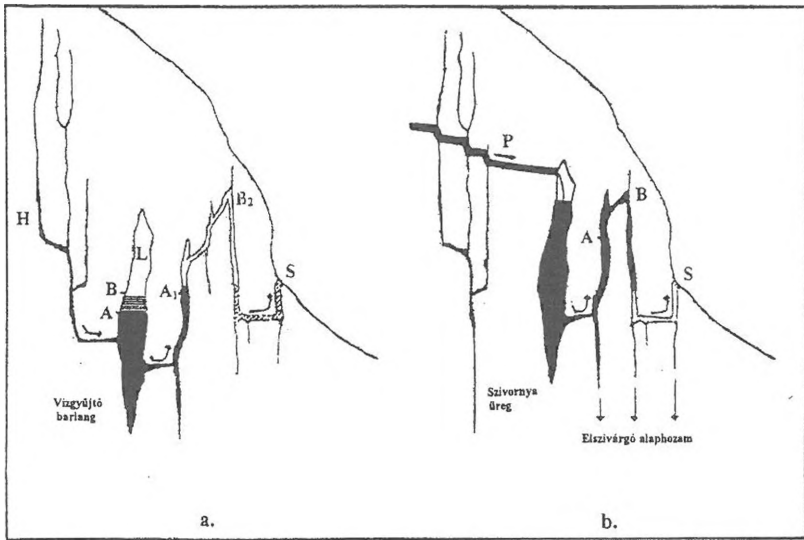
A Sárkány-kút meglepetésszerű kitöréseit már nagyon régen ismerték. A forrás neve érthetetlen működésére utaló sárkány-legendából származik. A forrást először a Hornyánszky Lexikon említi: a forrás „*amely hol kiszárad, hol különösen zivatarok előtt nagy robaj közepette megtelik vízzel*” (SCHMIDL 1896). SZABÓ PÁL (1951) szerint a forrás kitörése során ez a jelenség ma már nem hallható. Szerinte a kitöréseket egy szivornyaszerű üreg hozza létre, de más elv alapján. A 6. a. ábra értelmében a fentről leszi-

A Sárkány-kút legismertebb mondája

Az orfűi Balázs-hegy oldalában van egy sziklaszakadás, amelynek mélyén a régiek szerint sárkány lakozott. Régen ki-kijárt a környékre és rémitgette a pásztorokat. Egyszer azonban nagy vihar támadt és egy óriási szikla éppen a barlang nyílásába esett. A sárkány nem tudott többé kijönni. Erőlködésében úgy felfújta magát, hogy a barlang vizét mind kinyomta. A víz zubogása, morgása messze elhallatszik. Amikor a sárkány a nagy erőlködésben kifárad, elcsöndesedik, elfekszik. Ilyenkor elapad a forrás vize. De ha kipihente magát, kezdődik minden előlről.

(KARÁDI K.—OPPE S. 1979)

várgó víz a vízgyűjtő üregben felhalmozódva a felül lévő levegőt összeprésseli és ez a kompresszió bizonyos határérték elérésekor kitörést okoz az S forrásnál a tárolt víztömeg B_2 leszívó csövön való átnyomásával. Az 1950 körüli időszakban azonban még sem a Sárkány-kútról, sem a források működéséről nem volt elegendő ismeret. Azóta már a nemzetközi hidrogeológiai irodalom szerint egyértelmű, hogy a csapadéktól független kitöréseket csak olyan automatikusan leürülő szivornya hozhat létre, amely a forrásrendszer fő- vagy mellékágában helyezkedik el, mivel a csapadékos áradások során a kitörések besűrűsödnek. Ehhez pedig elengedhetetlen, hogy a szivornyákat felszín alatti patak táplálja. A patakmedrek szivornya üregbe való csatlakozása pedig nem teszi lehetővé olyan zárt terek kialakulását, amely kompressziós kitöréseket eredményezhetne. A Sárkány-kút felszálló vize pedig azzal magyarázható, hogy a szivornyából kiömlő víz a forrásnál való kilépés előtt alulról kerül meg egy kőzetblokkot. Ezért a kitöréseket itt is hagyományos szivornya hozza létre (6. b. ábra).

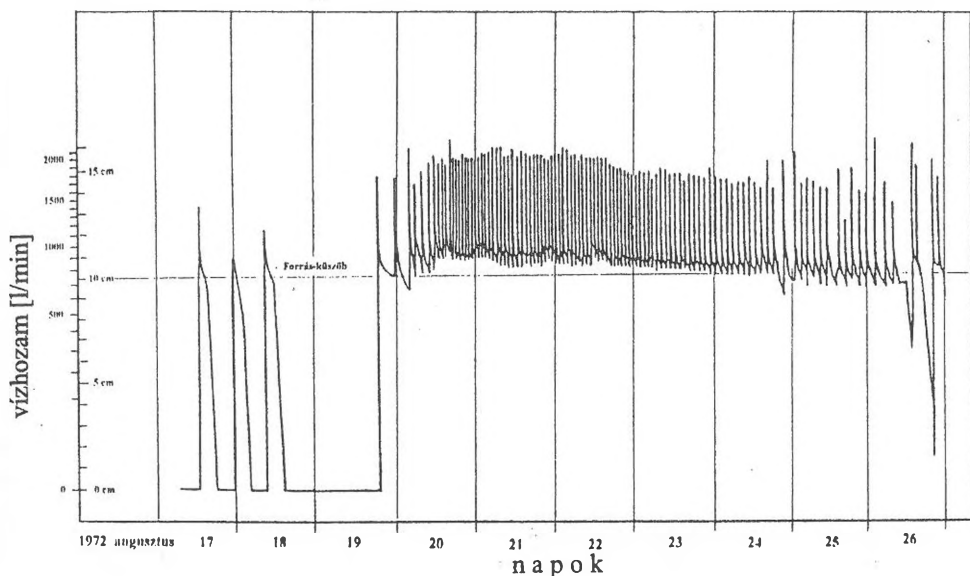


6. ábra. A Sárkány-kút szivornyájának elvi vázlata a régi (a) és az új (b) elképzelés szerint.
 a): H = vízgyűjtő réshálózat, L = légszák, B, A = vízszint kiömlés elején és végén, A₁ és B₁ közötti szakasz = vízszint-emelkedés változása kitörés előtt, b): P = patakmeder, A = leszívó cső, B = leszívó cső csúcspontja.
 Mindkét oldalon: S = a forrás helye.

Fig. 6. Theoretical sketch of the Sárkány well's siphon after the old (a) and the new (b) conception.
 H = water collecting network, L = air pocket, B, A = water-level at the beginning and at the end of the discharge period between A₁ and B₁ = changing of the water-level rise before the eruption, P = watercourse, A = exhaust-pipe, B = peak of the exhaust-pipe, On both sides: S = place of the spring

A forrás kitöréseinek adatait RÓNAKI (1989) mérései, valamint GYÖREI-NÉ - ESZÉKY (1974) adatfeldolgozása nyomán ismerjük. A kitörések időtartama maximálisan 8,6, minimálisan 0,5, átlagosan 2,3 óra. A

kitörések által szállított legnagyobb vízmennyiség térfogata 190 m^3 , legkisebb értéke $0,022 \text{ m}^3$, átlag értéke 21 m^3 volt. A kitörési csúcsok hozamértéke a zérus értékhez képest 1400 l/min és 1 l/min között ingadozott (áradás időszakában a maximum 2200 l/min volt), átlagértéke 400 l/min -ra becsülhető, mert erre vonatkozó adatot nem találtunk. A legnagyobb kitörési gyakoriság 105 kitörés volt egy hét alatt. A minimális kitörési gyakoriság zérus, az átlagos kitörési gyakoriság pedig 4 db volt hetenként. A forrás vizsgálat 835 napos időszakában a leghosszabb kitörési szünet 36 nap volt (RÓNAKI 1989). Erre az időszakra vonatkozó szivornyás kitörések részletes elemzését az idézett szerző még nem tette közzé.



7. ábra. A Sárkány-kút szivornyás kitörései az eddig megfigyelt legnagyobb csapadékos áradás időszakában RÓNAKI L. (1989) tanulmánya szerint

Fig. 7. Siphonic eruptions of the Sárkány well after the study of L RÓNAKI (1989) during the period of the largest flood-time till today.

RÓNAKI (1989) vizsgálatai során 170 különböző típusú kitörést tudott megkülönböztetni. Az általa közölt legintenzívebb kitörési tevékenység időszakára vonatkozó 11 napos vízhozam-idősor (7. ábra) teszi lehetővé az árvíz időszakában található kitörések bemutatását. Az ábra baloldalán $1972.$ augusztus $17-18$ -án három kitörést láthatunk, melyek átlag 620 l/min -os töltőhozam időszakában jelennek meg. Az éles kitörési csúcsok ellenére e kitörésekhez nem tartozik utócsúcs. Másrészt a kitörések végén a hozam idősor vonala nem mutat csillapodást a zérus alapvonalhoz való csatlakozáskor. Fentiek miatt feltételezhető, hogy a kitörések között mégis van valamilyen nagyságú $50-100 \text{ l/min}$ -os alaphozam, csak az a forrásszájnál

nem jelenik meg. Ez csak úgy képzelhető el, hogy a forrás a kőzet valamelyik márgás lencsége feletti szintben alakult ki és a nagyon kis alaphozam oldalirányban elszivároghat a márga szint alatti mészkő repedéseibe, vagyis alsóbb szinten lát napvilágot. E problémára már SZABÓ PÁL Z. (1951) is felfigyelt, mivel tanulmányában megemlíti, hogy a forrástól D-re található kőfejtőnél 1951. óta időnként bővizű forrásvíz jelenik meg a völgytalp szintjében, amely jelenség korábban nem létezett. Ez a megcsapolás oka lehet annak is, hogy jelenleg már nincs hangjelenség a kitörések során. Fentiek miatt feltételezzük, hogy a kitörések utócsúcsa azért nem látható, mert az az alaphozam ingadozásaként jelenik meg. Ilyen jelenséget csak SZABÓ PÁL Z. (1951) tanulmányában találhatunk, melyben a kimért három kitörés közül egy esetben két utócsúcs is megjelent a főcsúcs után (1940. július 21.)

Maga az áradás az alábbiak szerint értékelhető: Az ugrásszerű hozam-növekedéssel kezdődő áradáskor főági szivornya esetén a kitörések minden határon túl besűrűsödnek. Csak akkor jöhet létre ilyen áradás, ha a szivornya még nem került a karsztvíz-tükör felszíne alá. Ekkor a túl gyors táplálás következtében a szivornya már nem tud alapszintre leürülni, hanem a szivornya üreg alsó fele állandóan telített marad és csak az üreg felső része képez folyamatosan ürítő kisebb térfogatú szivornyát. Ezáltal a kitörések száma megkettőződik és így alakul ki egymás után a sok kis kitörésből álló sorozat (lásd a 7. ábra utolsó két kitörését). Valószínűnek tűnik, hogy az utócsúcsok az árvízi időszakban azért nem jelennek meg, mert a megkettőződött kitörések olyan gyorsan követik egymást, hogy ezek a kis változások belesimulnak a mindenkori következő árhullámba. Így a heti 105 kitörés csak 52,5 eredeti térfogatú ürítésnek felel meg egy hét alatt. Ez a szám napi 7,5 kitörést jelent, vagyis 3,2 óra esik egy aklimatikus áradásra, ami reális értéknek tűnik.

A szivornyák hidraulikai jelfogó szerepe az árapály-hatás érzékelésében a Sárkány-kútnál is kimutatható, mivel 1972. év első hónapjában 125 kitörésből 25 db (vagyis 20 %) itt is közel 6, 12, 18 és 24 órakor kezdődik. Augusztusban pedig (7. ábra) 17, 18, és 19-én öt kitörés közül az első, második, negyedik és ötödik kitörés kezdő időpontja 12, 24, 18 és 24 óra közelébe esik. Természetesen az árvízi sűrű kitöréses szakasz ilyen irányú statisztikája értelmetlen lett volna a véletlen egybeesések nagy száma miatt.

A Sárkány-kút kitöréseit – a 7. ábra figyelembevételével – feltehetőleg egyetlen főágban elhelyezkedő szivornya hozza létre, mert a kitörések között a zérushoz közel álló nagyon kicsi alaphozam van. Főági szivornya töltése esetén nem kell feltétlenül zérus hozamnak kialakulni, mivel a források igen gyakran a főággal szöget bezáró törésekből is kapnak utánpótlást. Jelenleg nem ismerünk olyan vízhozam ingadozást (pl. pulzációt), mely

több szivornya létezésére mutatna. A feltételezett alaphozamban esetleg megfigyelhető lenne az utócsúcson kívül valamilyen erre mutató ingadozás is. Ezeket a hozamváltozásokat azonban csak a forrás-kürtőben, vagy az említett alsó forrásnál kialakított vízszint- vagy víz-hozammérő berendezés segítségével lehetne kimutatni.

Holló-kő alatti Időszakos-forrás (Občasný prameň pod Havraňou skalou)

A forrás Szlovákiában, a Gömör-Szepesi-érchegység részét képező Szlovák paradicsom déli részén, a Sztracennai-völgy északi oldalát kísérő karsztfennsík sziklás hegycsúcsa, a triász időszerű mészkőből felépített Havrania skála (Holló-kő, 1153 m) meredek keleti letörése lábánál, 960 m tszf. magasságban fakad. A forrás hőmérséklete viszonylag állandó, 5,2 és 6,4 °C között ingadozik, átlagosan 6 °C. Földrajzi koordinátái: N = 48° 53' 20", E = 20° 20' 57".

A forrás törmelékes szűk nyíláson át tör elő, mely eredetileg 1–2 m után lejtős vízvezető mederben folytatódott, s vezette le a vizet a fővölgybe. A forrás alatti mederben – egyes megfigyelések szerint néhány ölnyire, mások szerint 260 ölnyire (~500 m) – folyamatosan szivárog a víz a kövek közül elő, s a fővölgyig patakot képez. A forrás fölé a 19. sz. 60-as éveiben fa védőkunyhót emeltek, melynek maradványai a forrás fölött kialakított sík felület formájában maradt meg (1954-ben). A forrás vizét fa vályú vezette egy 1 m átmérőjű malomkerékre, mely körmozgását átadva ritmikusan egy kalapácsot működtetett egy vaslemezt ütögetve, melynek kopácsolása közel-távol hirdette az erdei munkásoknak a forrás működését. A kalapács hangját állítólag az őzek is ismerték már, és erre a jelre gyakran keresték fel őket a forrást szomjuk oltására.

Már a 19. század elején ismert forrás első dokumentált, többszöri megfigyelését *HELM* (1860–61), a Coburg-Koháry uradalom erdésze végezte, aki már feltételezte a szivornya elven történő működést. Ez időben még többen is (*SCHWAB* 1861, *SCHUBERT* 1863a, 1863b, *NOWAK*) tettek a forrásnál megfigyeléseket. *SCHWAB* (1861) és *NOWAK* szerint a kitörések a nedves vagy száraz évektől függően általában 24 óránként, de néha 12 óránként, néha azonban csak 48 óránként ismétlődnek. Számunkra újdonság volt, hogy *NOWAK* már akkor feltételezte a forrásműködésnél a rendszeres ár-apály hatás érvényesülését. A több vonatkozásban ellentmondó jelentéseket az ismert geológus, *ŠTÚR* (1863) foglalta össze, ahol a forrás működésére öt lehetséges módot ill. forrástípust (hévforrás-gejzír, jég és hó nappali olvadása, árvízi forrás, szivornyás működés, mesterségesen szabályozott búvópatak) vet fel. Az elsőt és az utolsót eleve elveti, a többi lehetőségét

részletesen taglalja, de egyik mellett sem foglal határozottan állást. Az árpály-hatás lehetőségét is elveti, így aztán ezzel a mai napig nem foglalkoztak, noha a jósvafői források vizsgálata kísérleti úton és tudományos megalapozottsággal bizonyította e hatás létezését (MAUCHA 1967).

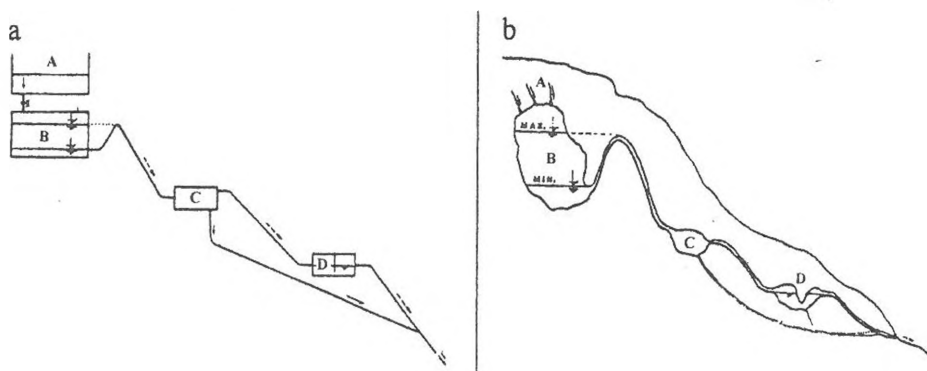
Az akkori megfigyelések – különösen Helmtől – értékes adatokat is tartalmaztak. A forrás kitörése kb. másfél óráig tart – néha hosszabb, néha rövidebb ideig. Száraz időben (forró nyár, kemény, száraz tél) hetekig nem működik a forrás, csak a mederben szivárog elő a víz. Mérsékelt nyári csapadékok idején és enyhe télen a forrás 3–4 naponként 1–1½ órán át működik. Tavasszal 24–6 óránként hosszabb kitörések jelentkeznek. Egy-egy egyedi nagy csapadék esetén a kitörések 2–3 óránként, vagy közvetlen egymás után ismétlődnek. Hetes esőzésekkor a vízkitörés folyamatos. Egy-egy kitörés alkalmával kifolyó víz mennyisége – a kb. 2/3 négyzetláb, azaz ~ 0,1 m² átmérőjű forrasszáj és a másfél órás működés alapján – mintegy 150–300 m³.

A forrás működését ezt követően csak 1936-ban, majd 1954-ben figyelték meg részletesebben (NEMCEK 1954), melynek során először figyeltek fel a kettős kitörésekre.

Igen ellentétesek a megfigyelések a kitörések megindulása előtt vagy alatt, valamint a kitörés végén hallható hang (zúgás, bugyborékolás) jelentkezéséről. A teljes csönd és hangos hanghatások között minden előfordul.

A forrás működésének kérdésével részletesebben CEBECAUER—LIŠKA (1974) foglalkozott. A korábbi megfigyelések figyelembe vételével szerkesztették meg a forrás modelljét, mely üvegcsövekkel összekötött hasábalakú edényekből állt (8. a. ábra). Az A edény töltötte be a vízpótlás funkcióját, amely a vizet a B gyűjtőtérbe táplálta. A két edényt összekötő cső szeleppel volt ellátva, amellyel szabályozható volt a vízutánpótlás mennyisége. A B edény felső részén volt egy nyílás, mely biztosította a légköri levegő behatolását. A nyílás elzárásával szemléltetni lehetett a levegő kizárása melletti forrásműködést is. A B edény alsó részének oldalfalából ágazott ki egy üveg-szivornyacső, melynek másik vége a C edénybe torkollott. A C edény aljából kisebb átmérőjű cső ágazott ki, mely a vizet a forráshoz vezető csőbe vezette le. A C edényből egy másik cső vezetett a D edénybe, mely egy szifont jelenített meg. A szifonból kiágazó cső végül a vizet a felszínre vezette. A fenti szerzők nem adtak magyarázatot arra vonatkozóan, hogy a C és D edénynek ill. üregnek milyen szerepe van szivornya működésében, de valószínű, hogy a C edény ill. üreg – a Kalugyeri Dagadó-forráshoz hasonlóan (15. ábra) – a kitörési hullámot csillapítja, ami magyarázza a kettős kitöréseket is.

A modell részletes megfigyelése alapján az időszakos forrást egy szivornyával működő rendszernek képelték el (8. b. ábra).



8. ábra. A Holló-kő alatti Időszakos-forrás szivornyájának modellje (a) és tényleges felépítésének vázlatja (b) CEBECAUER, I.—LIŠKA, M. (1974) szerint
Fig. 8. Model (a) of the Periodical spring under the Holló rock and a sketch (b) of its scheme after CEBECAUER I.—LIŠKA, M. (1974).

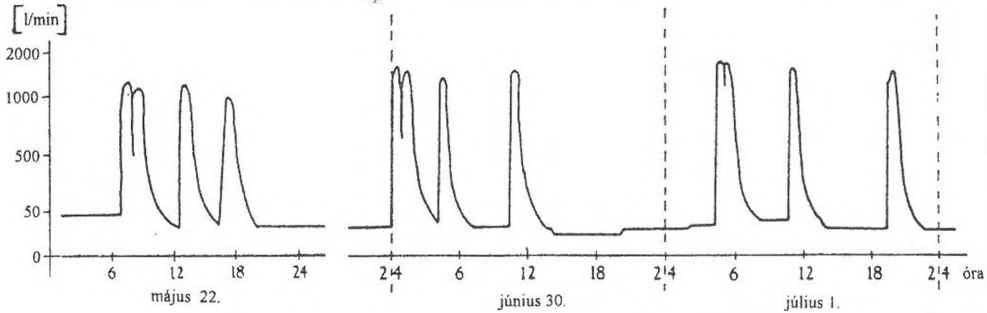
A 8. b. ábra elvi felépítését hibásnak tartjuk, ugyanis nem valószínű, hogy felülről szivárgó vizek táplálják a szivornyát. Szivornya méretű üregek csak karsztforrások vízrendszerének fő- vagy mellékágaiban tudnak kialakulni. A kitörések sűrűsödésére csak a forrás áradása esetén kerülhet sor, tehát oldalirányból közel vízszintes medrű pataknak kell töltenie a szivornyát.

Štúr tiszteletére 1977-ben a forrásnál emléktáblát helyeztek el, majd Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálat a Szlovák Paradicsom Tájvédelmi Körzet Igazgatóságával együttműködve a forrásnál 1978-ban Thomsonbukót épített acél víztartállyal (1,6 m³), amelyhez folyamatos vízszintíró csatlakoztattak. Az automatikus mérés eredményeiről és az ezekből levonható következtetésekről CHALUPKA (1986) számolt be.

Az 1979–83 között megvalósult rendszeres észlelés minden évben áprilistól ill. májustól novemberig, tehát évente 7–8 hónapon át tartott. Az észlelés kezdetét és végét a mérőedény esetleges fagykárosodás elleni védelme határozta meg. Ezen túl feltételezték, hogy a forrás télen csak kivételesen működik. A tapasztalatok alapján 1985-től az észlelés kezdetét márciusra tették.

A forrás működése három szakaszra osztható: az első március–május (június), amikor a hóolvadás és a tavaszi csapadék idézi elő a majdnem folyamatos forrásműködést, ami zömmel nagy, valamint állandó közepes hozamok váltakozásában nyilvánul meg.

A második, június–októberi (novemberi) szakaszban a forrásműködés a csapadéktól függ, amit azonban jelentősen csökkent az evapotranspiráció vízigénye. Így csökken a felszín alatti víztározó feltöltődése és ritka a kitörés is. Június harmadrészében már előfordul egész nap víz nélkül, júliusban pedig már a napok kétharmadában nem ad vizet a forrás.



9. ábra. A Holló-kő alatti Időszakos-forrás kitöréseinek jellemző lejátszódása
 Fig. 9. Characteristic eruption's activity of the Periodical spring under the Holló rock

A harmadik, november–februári szakaszcól hiányzanak a rendszeres feljegyzések, de feltételezhető (amit a szórványos megfigyelések megerősítenek), hogy a forráskitörések csak kivételesen jelentkeznek.

Természetesen a fenti egyszerűsített működési vázlatból jelentős eltérések fordulhatnak elő. 1981-ben pl. április–májusban több nap volt víz nélkül, míg júniusban és július elején fokozott forrásműködés volt észlelhető. Ugyanakkor az október intenzív kitöréseket eredményezett, noha ilyenkor a forrás igen gyakran kiszárad.

A kitörések lehetnek egy- és többfázisúak. A többfázisú kitörés több csúccsal rendelkező kitörést jelent, amely hasonlóan alakul ki, mint az orfűi Sárkány-kút áradási jelensége. Több mint kétfázisú kitörés ritka, a forrásműködés legtöbb esetben egy- és kétfázisú kitörésben nyilvánul meg. Bár nem mindig szabály, a kétfázisú kitörés általában az egyfázisú kitörés előtt jelentkezik (9. ábra), vagy több egyfázisú követi egymást, amiből gyors vízutánpótlódásra lehet következtetni. Valószínű, hogy a több fázisú kitörés a szivornyát töltő patak kisebb áradásainak csúcsidőszakában jön létre.

A másik jellegzetesség, hogy gyakorlatilag minden kitörés – hosszabb szárazság után is – eléri a maximális vízhozamot, ami rendszerint 1800–2100 l/min, legnagyobb mért értéke 2700 l/min. A szivornya lassú utánpótlódása esetén tehát nem kis hozammaximummal rendelkező kitörés alakul ki, hanem meghosszabbodott idejű közepes kitörés jön létre. A vízhozam a maximális értéket 10–15 perc alatt éri el és időtartama egyfázisú kitörésnél rendszerint nem haladja meg az 1 órát, kétfázisúnál természetesen hosszabb időre van szükség (9. ábra). A maximális érték után a vízhozam

csökkenése lassabban megy végbe, mint az emelkedés és rendszerint közel 2 óráig tart. Az egy-fázisú kitörés teljes időtartama tehát 2–3 óra. A kitörések egy része nem kötődik napszakhoz, előfordulnak éjjel is, nappal is. A kitörések indításában meglepően erős szerepet játszik a karsztos árapály-jelenség 6 órás periódusa.

A kitörések közötti szünet a vízutánpótlás sebességétől függ: minél gyorsabb az utánpótlódás, annál rövidebb a szünet, esetleg többfázisú kitörés jön létre. A vízutánpótlódás csökkenésével növekszik a kitörések közötti szünetek hossza a forrás kiszáradásáig. Újabb kitörések csak kiadós csapadékok után következnek be, elsősorban a csapadék mennyiségétől és időtartamától függő szünetekkel.

2002. október 24-én – viszonylag csapadékos időszakban személyesen is megnéztük a forrást. A kb. 1 órás ott-tartózkodás alatt a forrás egyenletesen, vízhozamváltozás nélkül, közepes vízhozam mellett működött (kb. 100 l/min). Úgy ítéltük meg, hogy a csapadékos időszak miatt a vízhozam nem kitörésszerűen, hanem folyamatosan jelenik meg.

Megjegyzendő még, hogy az Időszakos-forrás egyedüli vízlevezetője a Lipovec-fennsík keleti felének, és összefügg a Havrania skála alatti – még feltáratlan – barlangrendszerrel. Ezért eredménnyel kecsegtetne a Havrania skála szpeleológiai megkutatása is.

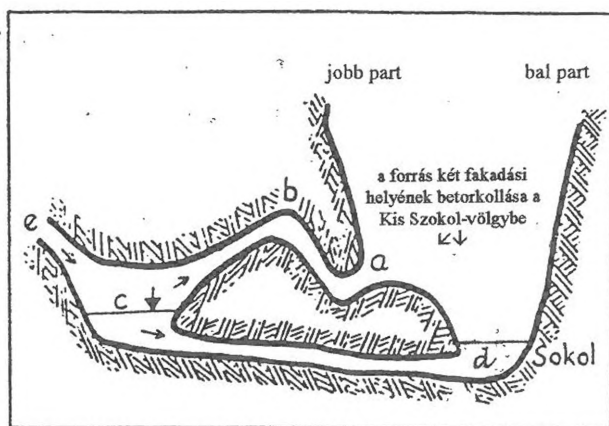
A Kis Szokol időszakos forrása (Občasná vyvieračka v Malom Sokole)

Ugyancsak a Szlovák Paradicsomban, az előző – nevezetesebb – forrástól nem túl messze – a Kis Szokol (Malý Sokol) medrében félórányit felfelé haladva – is van egy kevésbé ismert időszakos forrás, kb. 660 m Bf magasságban. Földrajzi koordinátái: N = 48° 54', E = 20° 20'.

A forrás szintén triász időszi mészkőből fakad. A Kis Szokol szurdokának kőtörmeléken jobb oldalán, 26 m-rel a patak felett kis sziklás falban 3 nyílás található. Az egyik közülük ovális üregbe vezet. Keskeny kény folytatódik egy kör keresztmetszetű csatornáig, mely kígyószerűen kanyarog és egy ferde hasadékba torkollik. A hasadék alján egy kis tó megakadályozza a továbbhaladást.

A forrás működése úgy képzelhető el, hogy ha az „e” vízbefolyás nagyobb, mint az elfolyás a „d” felé, a vízszint a hasadékban felemelkedik a „b” pontnál kezdődő csatornáig, és elkezd a másik oldalon az „a” pont felé lefolyni (10. ábra). Amikor a vízbefolyás csökken, a forrás működése is csökken a teljes elapadásig. A vízszint lesüllyed végül a „b” pontról a „c”-ig, és a víz ismét a „d” felé folyik le. A „b–a” közötti nyomásesés a vizet erős áramlással veti ki a mohával benőtt sziklatörmeléken át a Kis Szokol

vizet vezető szurdokába. 1953 nyarán pl. a felső forrás a száraz szurdokba rendkívül sok vizet adott (LIPTÁK, N—VAŠKOVIČ, I. 1959). Egyéb, a vízkitörések időtartamára, gyakoriságára, mennyiségére vonatkozó adatot nem sikerült fellelni.



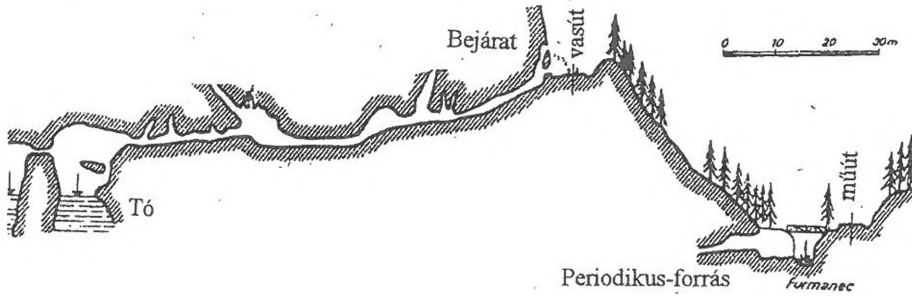
10. ábra. A Kis Szokol időszakos forrása LIPTÁK, M.—VAŠKOVIČ, I. (1959) nyomán
Fig. 10. The periodical spring of the Little Szokol after LIPTÁK, M.—VAŠKOVIČ, I. (1959).

Tiszolci Periodikus-forrás (Periodická vyvieračka pri Tisovci)

A forrás Szlovákiában, a Gömör-Szepesi-érchegység részét képező Tiszolci-karszton, a Tiszolctól 4 km-re nyugatra fekvő – barlangokban és felszíni karsztjelenségben gazdag Suché doly természetvédelmi területen, közvetlenül a Brezno felé vezető út mellett, 462 m tszf. magasságban fakad. Földrajzi koordinátái: N = 48° 41' 28", E = 19° 54' 18".

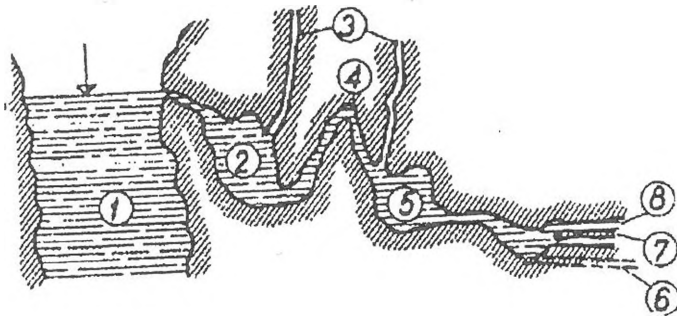
A forrás vizét 1960-ban foglalták Tiszolc vízellátása céljára, amikor a forrás elé kőépületet építettek, melybe rövid tárón jut be a víz. A forrás-foglalás során létesítettek egy folyosót az érdeklődők számára is. A forrást átlátszó fallal zárták le és limnigraf tette lehetővé a vízszint emelkedésének és süllyedésének megfigyelését. Kár, hogy ma már ez nem működik.

A forrás vize a 483 m tszf. magasságban, a forrás fölött haladó vasút bevágásában, északra néző bejárattal nyíló Tavas-barlangból (Jazerná jaskyňa) származik (11. ábra). A barlangbejárattól a tó több mint 100 m-re található, melynek átlagos mélysége 23 m. Búvárruhás vizsgálatok alapján megállapították, hogy a tó közvetlen kapcsolatban áll az időszakos forrással, mely innen 150 m-re és 7,78 m-rel alacsonyabban fakad (a tó felszíne és a forrás szintje közötti különbség). Az összefüggést a tóból elfolyó víz bugyborékoló és zúgó hangja, valamint a tó vízszintváltozása is bizonyítja. A ta-



11. ábra. A Tavas-barlang és a tiszolci Időszakos-forrás hossz-szelvénye
 Fig. 11. Longitudinal section of the Lake Cave and the Periodical spring at Tiszolc.

vak utánpótlásának útja – víznyelői, vízgyűjtő területe – ezideig nem ismert. A feltételezett összefüggést a Suché doly-ban (Száráz-völgy) található Daxner-víznyelővel a végrehajtott vízfestés nem igazolta.



12. ábra. A Periodikus-forrás szerkezetének feltételezett elrendezése
 Jelmagyarázat: 1. tó, 2. szivornya üreg, 3. repedések, 4. szivornya leszívó csőve, 5. vízgyűjtő üreg, 6. állandó forrás – 360 l/min, 7–8. periodikus források – 3600 l/min
 Fig. 12. Supposed structure of the Periodical spring at Tiszolc.
 Legend: 1. lake, 2. siphon cave, 3. fissures, 4. the exhaust-pipe of the siphon, 5. catchment cave, 6. spring-360 l/m, 7-8. periodic springs-3600 l/m

Ennek a forrásnak a működése kevésbé tér el a rendes időszakos forrásokétól. Az eltérés az, hogy állandó alaphozama van. Ez a vízmennyiség azonban többé-kevésbé szabályos periódusokban erősen megnövekszik.

A forrásvíz három nyíláson jut a felszínre. A 12. ábrán 6. sz.-mal jelölt forrás állandó vízhozama 360 l/min, a 7. és 8. sz.-mal jelölt forrás csak nagyobb vízhozamok idején működik. A maximális vízhozam tízszerese az állandó vízhozamnak. Átlagos körülmények között a kitérések közötti időtartam 25–35 perc, míg a száraz időszakban mintegy 45–65 perc. Hóolvadás

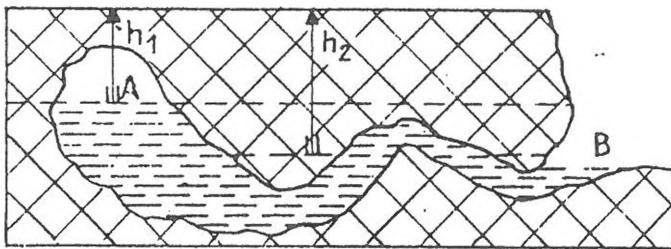
és rendkívüli csapadékok idején a forráshozam több napon vagy héten át folyamatosan maximális értéket ér el, ill. csak kis mértékben ingadozik.

A barlangi tó és a forrás között szivornya(k) és további medencék valószínűsíthetők. A szivornya hajlatában visszatartott levegő meghatározza a tó felszínének magasságát és fokozza a víz nyomását; a levegőzár a hajlaton átnyomja a vizet, mely a forrás felé távozik (12. ábra) (HOCHMUT, Z. 2000, KAMEN 1954, 1956, 1957–58, 1959–60, 1961–62, KLINDA 1985).

Kortyoló Jani (Glgavý Jano)

A „forrás” Szlovákiában, az Alacsony Tátrában található deményfalvi Béke-barlangban, a Vizesés-termet és a Rózsa-folyosót összekötő járat elején található, de csak hangjából lehet rá következtetni, mely kb. minden 30 percben rendszeresen hallatszik, és egy vízvezetékcsőben folyó víz hangjára emlékeztet. Ezt az ismeretlen álforrást nevezik Kortyoló Janinak.

A jelenséget a fellehető irodalom a következőképpen magyarázza: feltételezhető, hogy egy nagyobb oldaljárat kisebb tóban végződik, mely szivornyaként működő szifonhoz kapcsolódik, mely a felsőbb helyzetű tóból történő vízkifolyással (adott esetben a tó nagy A-val jelölt teréből) az alacsonyabb másik (B-val jelölt) tóba, esetleg a Demänovka-patak egy ismeretlen ágába torkollik (13. ábra). A szünet alatt az első tó egy csatlakozó



13. ábra. A Kortyoló Jani működésének elvi vázlata R. Kettner szerint
Fig. 13. Theoretical sketch of the Sipping Johnny after R. Kettner.

csatornarendszeren keresztül, vagy egy másik, magasabban fekvő tóból feltöltődik; a feltöltő víz eléri a h_1 szintet – legyőzi a víz a túlnyomást a B tóban és leürül –, a vízszint kiegyenlítődik az A és B terek között. Egyidejűleg hirtelen felszabadul a tér a levegő nyomása alól. A légüres tér hirtelen feltöltődését kíséri a jellegzetes szívó hang – „kortyolás”, mely kb. két percig tart (JANÁČIK 1967–68).

Kalugyeri Dagadó-forrás (Izbucul de la Călugări)

A Kárpát-medence talán legismertebb és irodalmi alkotásokban is legtöbbször szereplő időszakos forrása. Romániában, az Erdélyi-szigethegység tagját képező Béli-hegység erősen karsztosodott alsó és középső triász rétegekkel fedett DK-lábánál fekvő Kalugyer (Călugări – ma Ponoarele) fa-

lutól 3 km-re, az Acsva (Aciuta)-völgy északi forráságában fakad.

A forrás és feltételezett vízgyűjtő területe anizuszi fekete dolomit-rétegekből ered, amit a víz kémiai összetétele is igazol: Ca-ion = 29,6; Mg-ion = 27,2; HCO₃-ion = 231,8 mg/l. Egyéb kémiai össze-

tevők (mg/l): Cl-ion = 7,1; SO₄-ion = 1,5; Na-ion = 5,0; K-ion = 2,0; Fe-ion = 0,3; (ORAȘEANU 1985). Földrajzi koordinátái: N = 46° 34', E = 22° 28'. A forrás közvetlen közelében kolostor működik.

A forrást – különleges viselkedése miatt – a környékbeliek már a 18. században gyógyerővel ruházták fel. Első írásos említése a 19. sz. első feléből ismert (VÁSÁRHELYI 1822, BARTHA 1971), ez időből származnak a forrás működésére vonatkozó első megfigyelések is. Fél nap alatt egy kettős kitörést figyelhetett meg, a forrás működésére vonatkozó többi adatot a helybeliek meglehetősen pontatlan tájékoztatása alapján közölte. Egy évvel később a Hasznos Multságok c. folyóiratban Medve József, vaskóhi káplán számol be egy fél nap alatt észlelt három kitörésről.

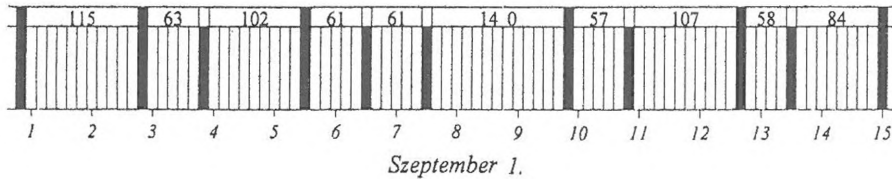
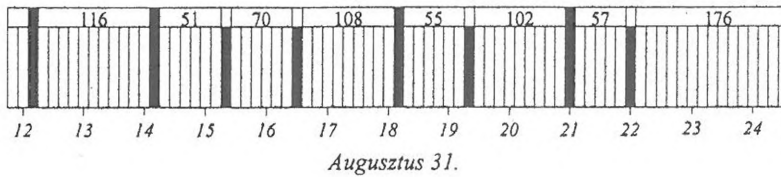
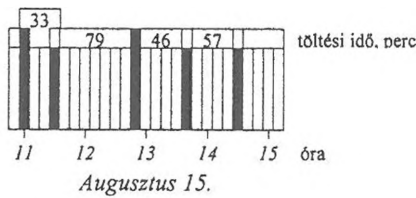
Noha Vásárhelyi már felhívta a figyelmet a forrás tudományos értékére és részletesebb vizsgálatának szükségességére, közel 40 évig kellett várni, míg Adolf Schmidl a forrást meg nem látogatta, aki 1860-ban és 61-ben (mindkét esetben augusztus végén, szeptember elején) összesen 29 észlelést tett és ezek között volt 27 órás folyamatos megfigyelés is. A mai napig sem történt ennél részletesebb vizsgálat (SCHMIDL 1863a). Táblázatosan közölt megfigyelési adataiból a 14. ábrában szerkesztettük meg a forrás kitöréseinek időbeli alakulását.

SCHMIDL a megfigyelései alapján az alábbi következtetéseket vonta le ill. megállapításokat tette:

– egy erősebb és egy gyengébb kitörés váltakozik egymással, olyan-formán, hogy utóbbi gyorsan követi az elsőt és a kettő együtt mintegy egyetlen je-

„Az együgyű Lakosok babonás erőt tulajdonítanak nékie, 's azért számosan nem csak a' körül vidékről, de Erdély Országból betegeskedők kivált sebekben, rühben, lábfájásokban, 's egyéb testi tisztátalanságokban sinlődők tavasz táján ide csoportodznak, 's el várván a' forrás Dagadását, testöket bele mártják. A' Lakosok állítása szerint, sokak meg is gyógyultanak.”

(VÁSÁRHELYI 1822)



14. ábra. A kalugyeri Dagadó-forrás működése SCHMIDL, A. 1861-ben tett megfigyelései alapján. Jól megfigyelhető a nagyobb és kisebb kitörések szabályos váltakozása (általában egy nagy után egy kicsi következik), valamint a hosszabb és rövidebb nyugalmi időszakok szabályossága (a rövidebb általában 1 óra körüli, a hosszabb $1\frac{1}{2}$ –2 óra).

Fig. 14. Eruptions of the Dagadó spring of Kalugyer after the investigations of SCHMIDL, A in the year of 1861. The occurrence of the smaller and bigger eruptions is remarkable.

lenséget képez; hosszabb nyugalmi időszakot erősebb kitörés követ, és majd rövidebb szünet után egy gyengébb második,

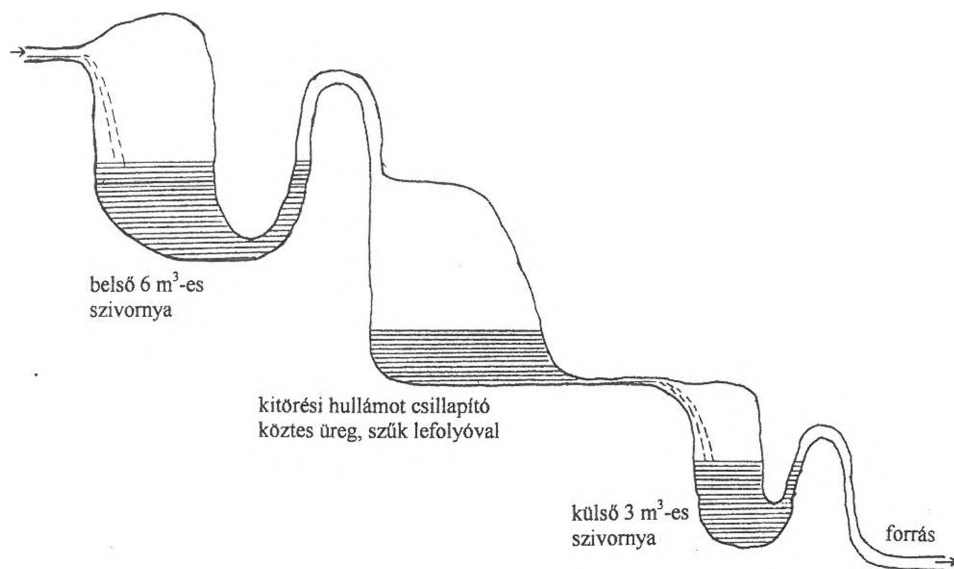
– a víz kitörése hosszabb vagy rövidebb nyugalom után következik be; a hosszabb nyugalom időtartamának átlaga 1 óra 21 perc (szélső értékek: 54 perc ill. 1 óra 53 perc), a rövid átlaga 28 perc 45 mp (szélső értékek: 8 ill. 42 perc),

– a kitörés időtartamának átlaga 2 perc 43 mp (szélső értékei soha nem voltak 2 percnél kisebbek és 3 percnél nagyobbak,

- erős kitörés esetén a kitörés alatt kifolyó vízmennyiség 40 vödör-re¹, azaz mintegy 2800 l-re tehető, ami átlagosan 900 l/perc vízhozamnak felel meg [ez az adat jól egyezik VÁSÁRHELYI (1822) megfigyelésével; aki a kifolyó víz mennyiségét 50 akónak, azaz kb. 2700 liternek becsülte],
- a forrás kitörését a legcsekélyebb moraj és semmilyen előjel nem előzi meg,
- az előtörő víz teljesen tiszta, frissítő, jó ízű, hőmérséklete 6 mérés átlagában 9,75 °C.

A forrás működésére vonatkozóan SCHMIDL (1963b) megállapítja, hogy a környező agyagpala és mészkőrétegek vetődései, a kőzet repedezettsége következtében emelőhatású üregek és csövek bonyolult rendszere alakulhatott ki.

TULOGDI (1971) ismertette Maxim I. A. 1941-ben megjelent tanulmányát, aki lényegében ugyanazt állítja a forrás kettős kitöréséről, mint mi. Ennek lényegét, azaz a szivornyarendszer elvi felépítését a 15. ábrán szerkesztettük meg.



15. ábra. A kalugyeri Dagadó-forrás feltételezett szivornyarendszere

Fig. 15. Supposed siphon system of the Dagadó Spring of Kaluger

A 14. és 15. ábra figyelembevételével tehát megállapítható, hogy a kettős kitöréseket valószínűleg két sorba kapcsolt szivornya működése

¹ a német Eimer = vödör szó régen 70 liternek megfelelő mértékegységet is jelentett.

okozza (lásd Lófej-forrás elvi felépítését a 3. ábrán), de itt a két szivornya között egy kitörési hullámot csillapító üreg is részt vesz a vízhozam-változások kialakításában. Ha a forráshoz közelebbi szivornya térfogata kb. fele a belső szivornyának, akkor egymás után két kitörés jöhet létre, és a második mindig kisebb. A vízhozam-bebecslések alapján a belső szivornya térfogata mintegy 6, a külsőé 3 m³-re valószínűsíthető. Feltételezhető, hogy a kb. félnaponkénti hármás kitörések esetén az árapály hozamnövelő hatása is szerepet játszik. Csapadékos időben pedig a szünetek ideje is rövidebb lesz.

A belső szivornya kitörési hullámának csillapítása nélkül a külső szivornyánál nem jöhetne létre egy óras időeltolódással két vagy három kitörés, hanem egyetlen hosszú idejű és nagyobb amplitudójú vagy kétfázisú kitörés játszódna le.

A forrás alapvízhozama – ami a szivornya töltése miatt csak ritkán figyelhető meg – analógiák alapján 50 l/min-nak vehető. Ennek, valamint a kitörések vízhozamának és a csapadékatok figyelembevételével a forrás vízgyűjtő területe az orfűi Sárkány-kúthoz hasonló nagyságrendűnek, azaz 0,3 km²-nek becsülhető.

A forrás mindenképpen megérdemelne részletesebb (hosszabb és folyamatos) megfigyelést, mely alapján megfigyelhetnénk a kitörések alakját és gyakoriságát.

IRODALOM

ANKER, T.F. (1962): Über intermittierende und pulsierende Karstwasserläufe – Höhlen und Karstforscher Mitteilungen 8. évf. 3. sz. München, p. 64–67.

BARTHA, L. *iff.* (1971): Másfél évszázados adat egy időszakos forrásról – Karszt és Barlang II. p. 69–70.

CEBECAUER, I.—LIŠKA, M. (1974): Princíp funkcie občasných a periodických prameňov – Slovenský Kras XII.

GÁDOROS M. (1967): A jósvafői Nagytohonya-forrás vizsgálata – Karszt és Barlang I—II. p.17–20.

GÁDOROS M. (1969): Eine interessante Karstquelle mit lauem Wasser und einem Saughebersystem – 5th Int.Kongr. für Späleologie, Abhandlungen. Bd. 3. Stuttgart. p. Hy. 15/1—6.

GÁDOROS M. (1971): A Complex Investigation of the Nagytohonya Spring – Karszt és Barlangkutató MKBT Évk. VI. köt. Bp. p. 79—102.

GYÖREI L-NÉ -ESZÉKY O. (1974.): Vízhozam mérések 1968—1973. Déldunántúli VIZIG kiadv. Pécs. Könyv.

- HELM, E.* (1860—61): Verhandlungen d. Vereines f. Naturkunde zu Pressburg, p. 96—103.
- HOCHMUT, Z.* (2000): Problémy speleologického prieskumu podzemných tokov na Slovensku – Prešov–Košice
- HOLÚBEK, P.* (2002): Občasná vyvieracia vo Svidovskej doline v Demänovských vrchoch – Spravodaj SSS 1.
- HRIC, A.—HRIC, K.* (1980): Slovenský raj. Touristenführer – Šport, Bratislava
- IZÁPY G.* (1992): A Nagy-Tohonya-forrás vízminőségi vizsgálatára – Kosuth Emléknepok kiadv. Jószaft. p. 95—103.
- IZÁPY G.* (2002): Magyarország forrásainak katasztere VI. kötet. Aggteleki-hegység – VITUKI Rt. kiadv.
- JANÁČIK, P.* (1967—68): Periodická vyvieracia v Javovci v Demänovskej jaskyni Mieru – Slovenský Kras VII. p. 93—94.
- KAMEN, S.* (1954): Periodická vyvieracia pri Tisovci – Krásy Slovenska 3. p. 21—22.
- KAMEN, S.* (1956): Muránsky a Tisovský kras – Slovenský Kras I. p. 100.
- KAMEN, S.* (1957—58): Pokus s farbením Teplice – Slovenský Kras II. p. 115—120.
- KAMEN, S.* (1959—60): Z činnosti jaskyniarskej skupiny v Tisovci – Slovenský Kras III.
- KAMEN, S.* (1961—62): Príspevok k poznaniu hydrologických pomerov Muránskeho a Tisovského krasu – Slovenský Kras IV. p. 34—45.
- KARÁDI K.—OPPE S.* (1979): Mecsek és környéke – Sport Kiadó p. 87.
- KESSLER H.* (1955): Forrástani részletvizsgálatok az Aggteleki-karsztvidéken – Beszámoló a VITUKI 1954. évi munkáiról. Bp. p. 134—152.
- KLINDA J.* (1985): Chránené územia prírody v Slovenskej Socialistickej Republike – Vydavateľstvo Obzor, Bratislava
- LIPTÁK, M.—VAŠKOVIC, I.* (1959): Občasná vyvieracia v Malom Sokole – Krásy Slovenska p. 196.
- MAUCHA, L.* (1967): Karsztos szivornyák mint hidraulikai jelfogók – Karszt és Barlang I—II. p. 11—16.
- MAUCHA L.* (1997): A karsztos árapály-jelenség működési mechanizmusa – Karszt és Barlang I—II. p. 40—44.
- MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958—1993. – VITUKI Rt.
- NEMCEK, E.* (1954): Občasný prameň v Slovenskom raji – Krásy Slovenska XXXI.
- OPPE S.* (1959): Mecsek útikalauz – Sport Lap- és Könyvkiadó p. 128.

- ORAȘEANU, I.* (1985): Considerations on the Hydrogeology of Vașcău Olateau – Theoretical and Applied Karstology 2. pp. 199–209.
- RÓNAKI L.* (1989): Karsthydrological research activities and main results – In: Maucha L. (szerk.): Field trip guide D1., MKBT, p. 5-6.
- SCHMIDL, A.* (1863a): Das Bihar-Gebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen – Wien
- SCHMIDL, A.* (1863b): Die Abaligether Höhle – Sitzungsab. d. kais. Akad. d. Wissenschaften
- SCHWAB, E.* (1861): – Mitteilungen d. k. k. Geographischen Gesellschaft, Wien
- SZABÓ PÁL Z.* (1951): A Mecsek-hegység vízrajzi kutatása. A Sárkánykút – A Földrajzi Könyv- és Térképtár Értesítője. II. évf. 7–9. sz. p. 113–120.
- ŠTÚR, D.* (1863): Die periodische Quelle von Kapsdorf in Ungarn – Mitteilungen d. k. k. Geographischen Gesellschaft, Wien.
- TULOGDI J.* (1971): Kiegészítés ifj. Bartha Lajos cikkéhez – Karszt és Barlang II. p. 69.
- VÁSÁRHELYI J.* (1822): A' Dagadó Forrás – Tudományos Gyűjtemény IX. köt.

KARSZTVÍZ VIZSGÁLATOK AZ AGGTELEKI KARSZTON, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A NEHÉZFÉMSZENNYEZÉSRE

SZŐKE EMÍLIA – KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,
6722 Szeged, Egyetem u. 2.

szokeemilia@freemail.hu, keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: Nowadays, the research of environmental pollution come to the front the importance of heavy metals in the landscape classification. However the heavy metals are the natural component of the environment, we have to look them toxic materials. Our goal is to determinate the degree of the impact of heavy metals on the karsts, which are sensitive for the environmental changes. Since 2000, we collected cavewater samples from five different locations of caves and springs and we have also clay samples from the Baradla cave, that was analysed too. Until now the results shows, the degree of metallic parts in the cave waters are higher than the expected. The analysis of heavy metal-contamination cave waters is a part of the investigation of heavy metal pollution in karst soils and vegetation. In case, we can take cognizance of an interaction among soil, vegetation and hydrology, that would show to a new way in the managemant of future environmental problems.

1. Bevezetés

Napjainkban a környezetszennyezések vizsgálata során egyre gyakrabban előtérbe kerül a nehézfém terhelések táji értékelése. Annak ellenére, hogy a nehézfémek környezetünk természetes alkotóelemei közé sorolhatóak, potenciálisan toxikus anyagoknak tekintjük azokat. Főleg a városi és ipari környezetben az élővizek, talaj, légkör nehézfém koncentrációja rendellenesen megemelkedett. A talajok, s a kultúrnövények elemtartalmának időbeli változását figyelemmel kísérő kutatások előrejelzései alapján valószínűnek látszik, hogy a következő évtizedekben a nehézfémek meghatározó környezeti stressztényezővé válnak (PAIS 1992). Ennek egyik oka, hogy a fémek biológiailag nem bonthatók le, az élő szervezetbe kerülve ott felhalmozódhatnak. Ez mindenképpen indokolja az emberi szervezet számára káros fémek kutatását a karsztokon is.

Környezet- és természetvédelmi szempontból a karsztok a legérzékenyebb területek közé tartoznak (JAKUCS 1971). A karszt egy olyan összetett rendszer, amely a földtani felépítés, éghajlat, talaj és növénytakaró kölcsönhatására alakul ki (BÁRÁNY-KEVEI 1998). Ezen tényezők közötti kapcsolatok nagyon sokirányúak, bármelyik tényező megváltozása (megváltoztatása) az egész rendszer előre csak nehezen prognosztizálható változását vonja maga után. Hidrológiai rendszerének nyitottsága és háromdimenziós határfelülete révén a karsztterület nagyon gyorsan reagál az antropogén ká-

ros befolyásokra. A karsztos terület fejlődésének és változásának motorja a víz, amely igen fontos ivóvízbázis is egyidejűleg. A világ lakosságának vízellátását 25%-ban karsztvízből oldják meg, ezért a jövőben nem lehet a környezeti károk hatásait mellőzni a kutatásban (KEVEINÉ et al. 1999).

Vizsgálatunk során elsősorban az aggteleki karszton található Baradla-, Béke-, Kossuth-, és Vass Imre barlang vízgyűjtő területéről begyűjtött vízminták elemzésével kíséreljük meg bemutatni a terület nehézfém-szennyezését. 2000 decemberétől 5 alkalommal volt lehetőségünk mintavételezésre. A terület fémszennyezettségét nem csak vízminták (forrásvizek, barlangi csepegővizek), hanem több helyről gyűjtött barlangi agyag alapján is vizsgáljuk. A vizsgálat célja volt választ adni a következő kérdésekre:

- Mutatkozik-e jelentős mértékű szennyeződés a vizsgált vizekben?
- Van-e hasonlóság az egyes mintavételi helyek vízminősége között?
- A vizsgált karsztos vízvezető rendszerekben hogyan változik a vizsgált elem koncentrációja, történik-e öntisztulás, vagy a terhelés a karsztban fokozódik?
- A kapott eredményekből lehet-e a szennyező források helyére és tulajdonságaira következtetni?

Ezen folyamatok ismerete azért fontos, mert a kedvezőtlen folyamatok hatásait csak hosszabb idő elteltével észleljük, amikor már nincs lehetőségünk beavatkozni. Ugyanakkor a nagyobb karsztforrások foglalása, vizüknek vízellátási rendszerbe kapcsolása napjainkban is folyik. Ezek egy része helyi vízigényeket elégít ki (Babot-kút, Kis-Tohonya-forrás), míg az újabbak már a távolabbi települések vízellátási gondjainak megoldásába is besegítenek (Pasnagy-forrás, Papkerti-forrás).

Az elmúlt évtizedekben hasonló vizsgálatokat nemzetközi szinten végeztek, de Magyarországon még nem került sor az Aggteleki karsztvidék forrásainak ilyen irányú elemzésére. Mivel a karsztvíz itt fontos ivóvízbázis, ma még mérsékelt szennyezettségének kimutatása a további védelmi intézkedések megtétele miatt igen fontos. Ugyanakkor a ma még új adatsor a további kutatások számára fontos lesz a jövőben.

A vizsgálat rendkívül adatigényes és magas költségekkel járó munka. A csepegő vizek összetétele nagyon gyorsan, akár napról napra is változhat, pillanatnyi, szűrőpróbaszerű mérési eredményekre az általános trendek vizsgálatánál csak kis mértékben lehet támaszkodni. Adataink elsősorban figyelemfelkeltők és etalont képeznek a további kutatásokhoz. A továbblépéshez szükség lesz egy hosszabb időintervallumot felölelő mérésorozatra, illetve egy monitoring-szerű megfigyelés elindítására.

2. Mintavételi helyek és módszerek

A vízminták nehézfém tartalmát az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék ASS laboratóriumában atomabszorpciós lángfotométerrel határoztuk meg.

Az Aggtelek-Rudabányai –vidék földtani, tektonikai és morfológiai tagoltságának következménye, hogy a karsztvidéken 90 kisebb-nagyobb karsztforrás fakad, melyek különféle mészkőből és dolomitból felépülő területek karsztvizeit vezetik a felszínre. A karsztforrások fakadási helyét főként földtani szerkezeti vonalak határozzák meg. Ezek közül 5 forrást választottunk ki, melyek viszonylag közel találhatók egymáshoz. Mindegyik forráshoz tartozik legalább egy barlang, és ezeknek a bejárhatósága is szerepet játszott a források kiválasztásánál. Az alábbi barlangok vizét és forrásait elemeztük:

- Baradla-barlang – Jósfa források: - Rövid-barlangi forrásszáj,
Hosszú-barlangi forrásszáj,
- Béke-barlang – Komlós forrás,
- Kossuth-barlang – Nagy-Tohonya forrás,
- Vass Imre barlang – Kis-Tohonya forrás,
- Rákóczi I. barlang,
- Földvári-barlang.



1. ábra: Baradla-barlangi mintavételi helyek
Fig 1. Sampling places in the Baradla cave

A Baradla barlang három különböző helyéről gyűjtöttünk vízmintát (1. ábra). A Hangverseny teremnél az Acheronból, mely a Baradla Aggteleki oldalának kiépített részén található. (Sajnos a Styxből szárazság miatt nem sikerült vízmintát hozni). A Retek ágból, amely a barlang közepén található. Vize többnyire a Zombor-lyuki víznyelőlől származik. A Csipkés-kútból, amely a barlang Jósvafői oldalán, a Vörös-tói bejárat után található. Vize aktív csepegő. Az agyagmintát szintén a Hangverseny tereméből gyűjtöttünk, valamint a Retek ág Kúszó ágából.

3. A minták nehézfém tartalma

A mészkövek nehézfém-tartalma általában nem túl magas. *MERIAN* (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* (1984) a fémekre vonatkozó adatokat értékközökben adják meg: Cu: 2-10, Co: 0,1-30, Cd: 0,035, Ni: 7-20, Pb: 3-10 ppm. *BRÜMER* (1991) a kémhatás függvényében mobilitási sorrendet állított fel: Cd: pH<6-6.5, Mn, Ni, Zn, Co pH<5.5, Al, Cu pH<4.5, Pb pH<4 esetében válik mobilabbá. Ebből kitűnik, hogy az alacsonyabb kémhatás általában elősegíti a nehézfémek mobilitását, azaz talajoldatba kerülését.

A vízmintákban az alábbi elemek koncentrációját határoztuk meg: ólom, kadmium, cink, kobalt, réz, vas, mangán, nikkell és króm (I. táblázat).

Az öt sorozatnyi aggteleki vízminta mérési eredményei valamelyest szinkronban vannak korábbi vizsgálatainkkal (*KEVEINÉ* et al. 1999). A 2000 és 2001-es vízminták mindegyike ólommal és kadmiummal szennyezett, az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket túllépik.

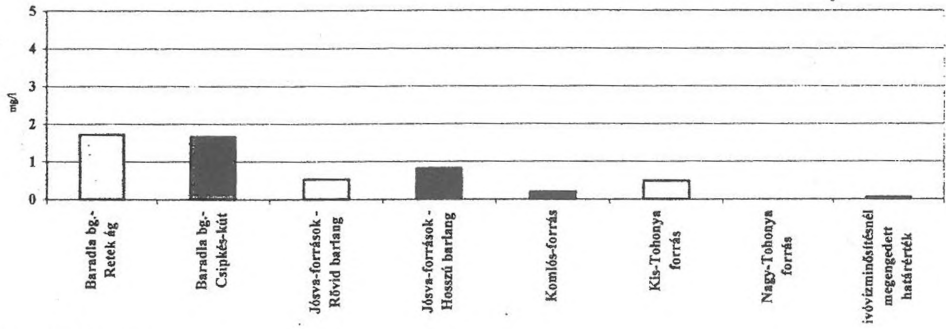
Míg 2000-ben a Jósva-források Hosszú barlangjában jelent meg a legkoncentráltabban az ólomtartalom (0,095 mg/l), addig 2001-ben a Jósva-források Rövid barlangjában. A Nagy-Tohonya forrásban nagyobb koncentrátsággal fordul elő az ólom (0,042 mg/l), mint a Kossuth-barlang végpontján található szifontóban (0,025 mg/l). Valószínűsíthető tehát, hogy a barlangban az ólomkoncentráció utánpótlódik, töményedik. A Béke-barlangnál ennek fordítottja figyelhető meg: a barlangban nagyobb a vízben az ólomkoncentráció (0,029 mg/l), a Komlós-forrásban pedig pont a megengedett határértéknyi mennyiséget találunk (0,01 mg/l). Ennek oka lehet a barlangban található sok tufagát által felduzzasztott medence, ahonnan az esetleges szennyeződés lassabban jut a felszínre. (Ezt a későbbiekben a visszaduzzasztott tavak iszapjának elemzésével bizonyíthatjuk). Az is előfordulhat

ugyanakkor, hogy a víz időközben felhígult, más forrásvizekkel keveredett (ez későbbi vizsgálat tárgyát képezi).

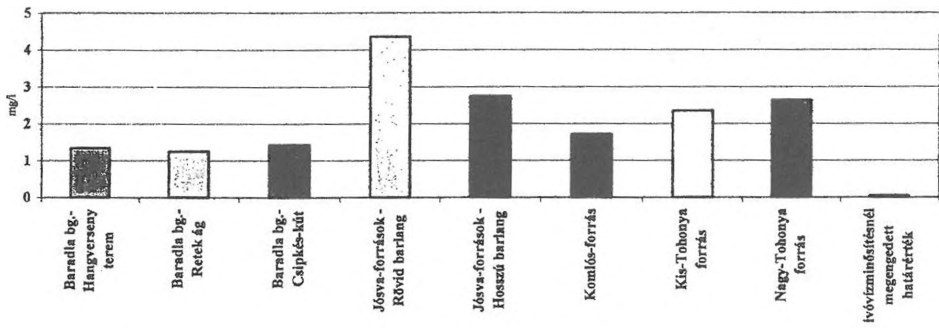
A kadmium-tartalomnál ugyanez a tendencia figyelhető meg a 2000-es minták alapján. A cink, kobalt, réz, és nikkel koncentrációk a 2000-es és 2001-es mintákban az ivóvíz minősítésnél megengedett határérték alatt maradnak. A 2000-es mintákban a krómtartalom csak a Béke-barlangban lépi túl az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket (0,062 mg/l). A Komlós-forrásban szintén kimutatható magasabb krómkoncentráció, de nem lépi túl a határértéket. A többi forrásban, barlangban szinte meg sem jelenik a króm. Tehát egyértelműen a Béke-barlang vízgyűjtő területére jellemző. Ugyanez figyelhető meg a 2001-es minták alapján is, hiszen egyik vízmin-tában sem jelenik meg krómtartalom, csak a Béke-barlang vízgyűjtő területén. Igaz ugyan, hogy alacsonyabb a koncentráció tartalma, mint az előző évben, és nem is lépi túl az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket.

A 2002-es mintákban pedig már minden vízgyűjtő területen magas a krómtartalom, sokszorosa a megengedett határértéknek. A Baradla-barlangban augusztusban gyűjtött vízmintákban a legnagyobb a koncentráció. A Retek ágba, ahol 1,722 mg/l, a Csipkés-kútban, ami aktív csepegő víz, tehát nem is töményesedhetett be, pl. egy mésztufa-gát mögött, 1,652 mg/l (a megengedett határérték 0,05 mg/l !). A Baradla-barlang Alsó-Hosszú barlangjában jelenik meg nagyobb koncentrációban a krómtartalom, majd a Rövid-barlangban.

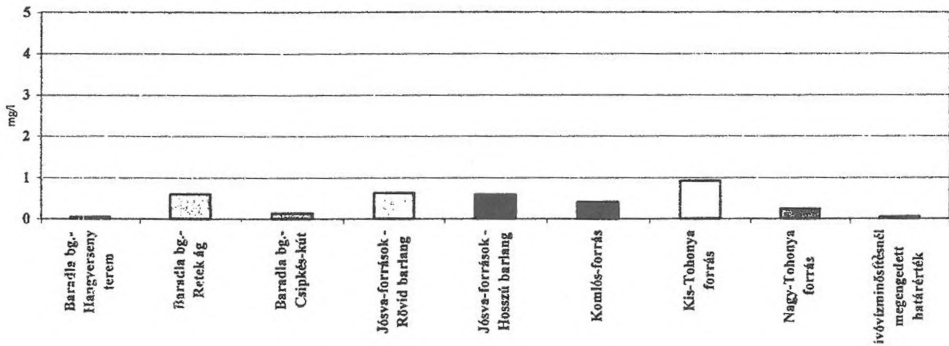
Egyértelműen megállapítható, hogy a Baradla-barlang vízgyűjtő területét érthette nagyobb szennyezés, majd a Vass Imre barlang, és a Béke-barlang vízgyűjtő területe követi azt. A Kossuth-barlang vízgyűjtőjében augusztusban nem jelenik meg a krómszennyezés, csak októberben. Ebből azt a következtetést tudjuk levonni, hogy a területre északnyugati irányból érkezhetett a szennyeződés, hiszen ott nagyobb a koncentrátság. Októberre a Baradla-barlangban már alacsonyabb a mért krómtartalom, mint augusztusban, a Jósva-források Rövid-barlangjában a legmagasabb a koncentráció. Decemberre a krómkoncentráció csökken, ugyan még mindig magasabb, mint az ivóvíz-minősítésnél megengedett, de már jóval alacsonyabb a koncentráció, mint októberben. Tehát minden valószínűség szerint a szennyeződés fokozatosan elhagyja a barlangot. A mért koncentrációk mindegyike sokszorosán meghaladja az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket (2. ábra). Hasonló adatokat mértünk a Baradla -barlang területéről hozott két iszapmintában is.



Augusztus (August)



Október (October)



December (December)

2. ábra: Aggteleki karsztvizek nehézfém-tartalma 2002. augusztus-december között
 Fig 2. Chromium content of Aggtelek karstwaters from August 2002 to December 2002

A 2002-es minták mindegyikében a cinkkoncentráció túllépi az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket. Mindkét sorozat mintáiban a Komlós forrásban éri el a legnagyobb értéket. Hasonlóan a krómtartalomhoz, az a következtetés adódik, hogy egy szennyeződés hagyja el a területet. A Baradla-barlangban vett több vízminta elemkoncentrációja alapján jutottunk erre a következtetésre, hiszen az augusztusi mintákban a víznyelők felőli részen magasabb az elemtartalom, míg októberben már a forrásnál jelentkezik a nagyobb koncentráció. Ugyanakkor augusztus folyamán nagyobb szennyeződésnek lehettünk tanúi, októberre ez a mennyiség csökkent. Egy árhullám levonulásához lehetne hasonlítani a szennyeződés levonulását a barlangban. A magas cinktartalom nem csak a Baradla barlang vízgyűjtő területére jellemző, hiszen magas értékkel találkozunk a Komlós-forrásban, ami alapján valószínűsíthető, hogy a Béke-barlang vízgyűjtő területén is megnőtt a koncentráció.

A 2002 augusztusi mintákban a Baradla-barlang és a Vass Imre barlang vízgyűjtő területén a határérték fölötti nikkelkoncentrációt tapasztaltunk. A Retek ágban 0,312 mg/l értéket ér el (az ivóvíz-minősítésnél megengedett határérték 0,2 mg/l), a Hosszú-barlangnál pedig 0,288 mg/l a koncentráció. Az októberi vízminták közül csak a Hosszú-barlangnál figyelhető meg, hogy a nikkelkoncentráció túllépi az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket 0,43 mg/l értékkel.

A 2002 októberében, valamint decemberében a Baradla-barlang Retek ágából vett vízminta mangántartalma (1,997 mg/l, majd 12,220 mg/l) jelentősen túllépi a határértéket (0,5 mg/l). Máshol nem tapasztaltunk magasabb elemkoncentrációt.

A 2002 decemberi karsztvizek ólom- és kadmium-tartalma jelentősen megnövekedett az augusztusihoz képest, és mindegyik túllépi az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket. Legmagasabb ólomszennyezést (0,39 mg/l fölötti értéket) a Retek-ágban, majd a Nagy-Tohonya- és Kis-Tohonya-forrásban tapasztaltunk.

Összességében megállapítható, hogy 2000-2001- és 2002 decemberében mért mintákban kadmium- és ólomszennyezés jellemző a területre, 2000-ben néhol króm, 2001-ben pedig magasabb vas- és mangántartalom társul ehhez. 2002-ben egy szennyező hullám levonulása figyelhető meg, ahol főleg a króm, nikkel és cink koncentrációja igen magas.

Az iszapmintákban mért elemkoncentráció egy alkalom kivételével soha sem lépte túl a megengedett határértéket, viszont minden általunk mért elemnél megfigyelhető, hogy a Hangverseny teremnél alacsonyabb a koncentráció, mint a Retek ág Kúszó ági elágazásánál. A krómkoncentráció a talajban megengedett határértéket tízszeresen túllépi, alátámasztva a vízmin-

ták eredményeiből leszűrt következtetést, mely szerint krómszennyezés került a területre.

4. Lehetséges szennyező források

Általánosan elmondható, hogy a karsztok belsejébe szennyezőanyag három fő irányból és módon kerülhet (CSERNAVÖLGYI 1978).

1. Ennek leggyorsabb módja a víznyelőkön keresztül történő beáramlás. Amennyiben nyitott torkú nyelőről van szó, a víz akadálytalanul kerülhet a közettömeg belsejébe. Amennyiben az illető vízvezető rendszerhez nemkarsztos vízgyűjtő is tartozik, az onnan érkező szennyeződés is akadálytalanul juthat a karsztba. Időszakos víznyelők esetében, ahol általában többkevesebb eltömődéssel találkozunk, bizonyos fokú szűrés tapasztalható.

2. Közethatáron történő beszivárgás elsősorban valamilyen helyi erózióbázis közelében alakulhat ki, különösen ha a felszínen erre alkalmas tevékenység (intenzív mezőgazdaság, személtlerakás, stb.) folyik.

3. A harmadik mód a felszínről történő beszivárgás. Ez lassú, de folyamatos jelenség, ami elsősorban a mezőgazdasági területeken (trágyázás, növényvédő szerek) és a településeken (kommunális szennyvíz, szennyezett csapadék) jelent nagyobb veszélyt. E három út hosszát és egymáshoz viszonyított arányát a felszíni időjárási tényezők, elsősorban a csapadék igen erősen módosíthatja (PARRAG 1997).

A karsztvíz utánpótlódásában legnagyobb szerepe a felszínre hulló csapadékvíz beszivárgó hányadának van. A VITUKI Kutató Állomás elemzése szerint az itt lehulló, enyhén savas kémhatású (pH = 4-6) csapadékvíz kissé szennyezett, amit az országos átlagnál magasabb nitrát- és ammóniumtartalom okoz. Mivel a terület uralkodó széljárása ÉNy-i, a légköri szennyeződés minden valószínűség szerint a Szlovákiában Rozsnyótól nyugatra levő ipari létesítményekből ered.

A légköri szennyeződések közül száraz vagy nedves ülepedéssel kiülepedhetnek a különböző nehézfémek, melyek vizes közegben, megfelelő pH-n mobilissá válnak, és bekerülnek a karsztvízrendszerbe. Tudomásunkra jutott, hogy a szlovákiai részen, Pelsőc településen horganyzó üzem működött évtizedekig. Terepbejáráskor kiderült, hogy az 1990-es évek elején ez az üzem megszűnt. Felvetődik a kérdés, hogy az akkori cinkelt fémeket gyártó üzem milyen fémeket használt katalizátorként, mi kerülhetett bele a légkörbe, és eljuthatott-e a mindössze 6 km távolságra található Domicabarláng bejáratához? Ha igen, akkor ez az elmúlt években hogyan fejtette ki hatását? Másik potenciális szennyezőként a Rozsnyó és környéki ipartelepek légszennyezései merülnek fel.

I. táblázat
Table I.

A vízmintákban mért fémtartalom
Ivóvíz-minősítésnél megengedett határértékek
The metal contain of the sample-water
At drinking water the permission limit values

| Fém | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|---------------------|------|-------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|
| Határérték [mg / l] | 0,01 | 0,005 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,05 | 0,2 | 0,5 | 0,2 |

Aggtelek, 2000. december 1-2. [mg/l]
1-2.12.2000 Aggtelek [mg/l]

| [mg / l] | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|-----------------------|-------|-------|-------|----|----|-------|-------|-------|----|
| Komlós-forrás | 0 | 0,010 | 0 | 0 | 0 | 0,041 | 0 | 0 | 0 |
| Jósva – Rövid barlang | 0 | 0,013 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0 | 0 | 0 |
| Jósva – Hosszú bg. | 0,095 | 0,015 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0 |
| Kossuth-barlang | 0 | 0,012 | 0 | 0 | 0 | 0,004 | 0,082 | 0,054 | 0 |
| Nagy Tohonya forrás | 0 | 0,014 | 0,022 | 0 | 0 | 0 | 0,012 | 0 | 0 |
| Kis-Tohonya forrás | 0,014 | 0,013 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Béke barlang | 0,029 | 0,017 | 0 | 0 | 0 | 0,062 | 0,025 | 0,036 | 0 |

Aggtelek 2001. december 7-8. [mg/l]
7-8.12.2001 Aggtelek [mg/l]

| | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Kis-Tohonya f. | 0.067 | 0.021 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.072 | 0 | 0 |
| Nagy-Tohonya f. | 0.031 | 0.020 | 0 | 0 | 0.004 | 0 | 0.026 | 0.000 | 0 |
| Komlós-forrás | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.007 | 0.012 | 0.379 | 0.015 | 0 |
| Jósva-f.(Rövid barlang) | 0.136 | 0 | 0 | 0 | 0.012 | 0 | 2.208 | 0.039 | 0.003 |
| Jósva-f.(Hosszú barlang) | 0.088 | 0 | 0 | 0 | 0.010 | 0 | 0.163 | 0.008 | 0 |
| Baradla (Retek ág) | 0.118 | 0 | 0.057 | 0.013 | 0.021 | 0.019 | 14.33 | 4.097 | 0.005 |

Aggtelek, 2002. augusztus 27-31. [mg/l]
27-31.08.2002 Aggtelek [mg/l]

| | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|-----------------------|----|----|-------|----|-------|-------|-------|-------|-------|
| Baradla bg.- Retek ág | 0 | 0 | 0,285 | 0 | 0,052 | 1,722 | 1,276 | 0 | 0,312 |
| Baradla – Csipkés-kút | 0 | 0 | 0,267 | 0 | 0,054 | 1,652 | 1,369 | 0 | 0,087 |
| Jósva-f. - Rövid bg. | 0 | 0 | 0,269 | 0 | 0,049 | 0,527 | 1,154 | 0 | 0 |
| Jósva-f. - Hosszú bg. | 0 | 0 | 0,239 | 0 | 0,049 | 0,824 | 1,29 | 0 | 0,288 |
| Komlós-forrás | 0 | 0 | 0,335 | 0 | 0,053 | 0,193 | 1,196 | 0 | 0 |
| Kis-Tohonya forrás | 0 | 0 | 0,243 | 0 | 0,036 | 0,48 | 0,965 | 0,009 | 0,722 |
| Nagy-Tohonya forrás | 0 | 0 | 0,239 | 0 | 0,046 | 0 | 1,001 | 0 | 0 |

Aggtelek, 2002. október 25-27. [mg/l]
25-27.10.2002 Aggtelek [mg/l]

| | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|---------------------------|----|----|-------|----|-------|-------|-------|-------|-------|
| Baradla-Hangverseny t. | 0 | 0 | 0,188 | 0 | 0,048 | 1,337 | 1,761 | 0 | 0 |
| Baradla bg.- Retek ág | 0 | 0 | 0,225 | 0 | 0,047 | 1,25 | 1,572 | 1,997 | 0 |
| Baradla bg. - Csipkés-kút | 0 | 0 | 0,248 | 0 | 0,052 | 1,425 | 1,475 | 0 | 0 |
| Jósva-f.- Rövid barlang | 0 | 0 | 0,245 | 0 | 0,051 | 4,36 | 1,438 | 0 | 0,011 |
| Jósva-f. – Hosszú barlang | 0 | 0 | 0,304 | 0 | 0,046 | 2,75 | 1,408 | 0 | 0,43 |
| Komlós-forrás | 0 | 0 | 0,31 | 0 | 0,054 | 1,713 | 1,367 | 0 | 0,15 |
| Kis-Tohonya forrás | 0 | 0 | 0,191 | 0 | 0,055 | 2,345 | 1,664 | 0 | 0 |
| Nagy-Tohonya forrás | 0 | 0 | 0,151 | 0 | 0,051 | 2,642 | 1,48 | 0 | 0 |

Aggtelek, 2002. december 4-8. [mg/l]
4-8.12.2002 Aggtelek [mg/l]

| | Pb | Cd | Zn | Co | Cu | Cr | Fe | Mn | Ni |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Baradla-Hangverseny t. | 0,234 | 0,023 | 0,041 | 0 | 0,004 | 0,053 | 0,284 | 0,157 | 0,097 |
| Baradla bg.- Retek ág | 0,563 | 0,026 | 0,3 | 0 | 0,074 | 0,601 | 18,65 | 12,22 | 0,497 |
| Baradla bg.- Csapkés-kút | 0,299 | 0,028 | 0,039 | 0 | 0,005 | 0,14 | 0,222 | 0,164 | 0,318 |
| Jósva-f.- Rövid barlang | 0,188 | 0,02 | 0,029 | 0,216 | 0,004 | 0,628 | 0,312 | 0,111 | 0,593 |
| Jósva-f. – Hosszú barlang | 0,2 | 0,021 | 0,034 | 0 | 0,008 | 0,594 | 0,237 | 0,114 | 0,542 |
| Komlós-forrás | 0,236 | 0,02 | 0,042 | 0 | 0,008 | 0,408 | 0,244 | 0,126 | 0,337 |
| Kis-Tohonya forrás | 0,394 | 0,021 | 0,046 | 0 | 0,01 | 0,921 | 0,189 | 0,185 | 0,162 |
| Kossuth-barlang | 0,356 | 0,016 | 0,034 | 0 | 0,008 | 0,806 | 0,124 | 0,18 | 0,087 |
| Nagy-Tohonya forrás | 0,434 | 0,024 | 0,043 | 0 | 0,01 | 0,24 | 0,21 | 0,199 | 0,119 |
| Földvári-barlang | 0,182 | 0,025 | 0,103 | 0,206 | 0,02 | 0,226 | 1,465 | 0,322 | 0,259 |
| Rákóczi I. barlang – 2.tó | 0,155 | 0,01 | 0,035 | 0,229 | 0,006 | 0,566 | 0,347 | 0,09 | 0,455 |
| Béke barlang-eleje | 0,313 | 0,029 | 0,045 | 0 | 0,006 | 0,125 | 0,237 | 0,166 | 0,168 |
| Béke-bg.-Nagy omlás után | 0,363 | 0,024 | 0,04 | 0 | 0,007 | 0,891 | 0,108 | 0,172 | 0,306 |

A területre nem csak légszennyezéssel, ülepedéssel kerülhet szennyeződés, hanem a felszínről is bemosódhat. 2002 augusztusában a magyar-szlovák határ és a szlovákiai Hosszúszó (Dlha Ves) település között, a Domicá-Baradla barlangrendszer vízgyűjtő területén, az egyik völgybe az út mellett 3-4 rakomány építési törmelék, kommunális szemét volt beöntve. Potenciális szennyező forrásként ez is előfordulhat.

A szlovákiai Kecő (Kecovo) község mellett eredő hasonnevű patak elnyelődő vize szintén a Jósva-forrásba jut, így a patakmeder kommunális hulladéka itt jelentős szennyező forrásként jelentkezik (SÁSDI 1998).

Gondot jelenthet a víznyelők kiterjedt vízgyűjtő területén szlovákiai területeken is végzett mezőgazdasági tevékenység, az Aggtelek község területén folytatott állattartás, háztáji növénytermesztés. A szennyező anyagok közvetlenül a nyelőkön át, vagy a pannon agyagos kavicsban mozgó rétegvíz közvetítésével a karsztvízrendszerbe jutnak (SÁSDI 1998). Ez a megállapítás a községtől délre, 1 km-re létesített, egy pár éve megszűnt szeméttároló telep anyagára is vonatkozik. Ily módon leginkább a Jósva-forrás vize veszélyeztetett.

Az eddigi eredmények természetesen jelzés értékűek és a mai állapotot tükrözik. Feltétlenül kívánatos – a mostani eredmények is ezt bizonyítják – a vizsgálatok folytatása, mivel a lakosság vízellátását is szolgáló karsztvizek nehézfém szennyezése a jövőben komoly egészségügyi problémát okozhat.

A kutatás része annak a vizsgálatnak, amely a karsztterületek talajainak és azok növényzetének nehézfém-szennyezettség vizsgálatát is célozza.

Amennyiben kimutatható a talaj – növényzet – és vízrendszer terhelésének kapcsolata, az a tájkezelés számára a jövőbeni környezetvédelmi problémák egy szegmensének feladatait is megjelölheti.

IRODALOM

BRÜMMER G.W.-HORNBERG V.-HILLER D. A. (1991): Schwermetallbelastung von Böden. - Mitteilungen Dt. Bodenkundl. Gesellschaft 63, p. 31-42.

CSERNAVÖLGYI L. (1978): Karsztos tájak környezet- és természetvédelmének néhány hidrológiai kérdése. - Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium, II. kötet, Budapest, p. 178-185.

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai Kiadó, Budapest

KABATA-PENDIAS A. - PENDIAS H. (1984): Trace elements in soil and plants. - CRC Press, Boca Raton.

KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1998): Geoecological system of karsts. - Acta Carsologica XXVII, Ljubljana, p. 13-25.

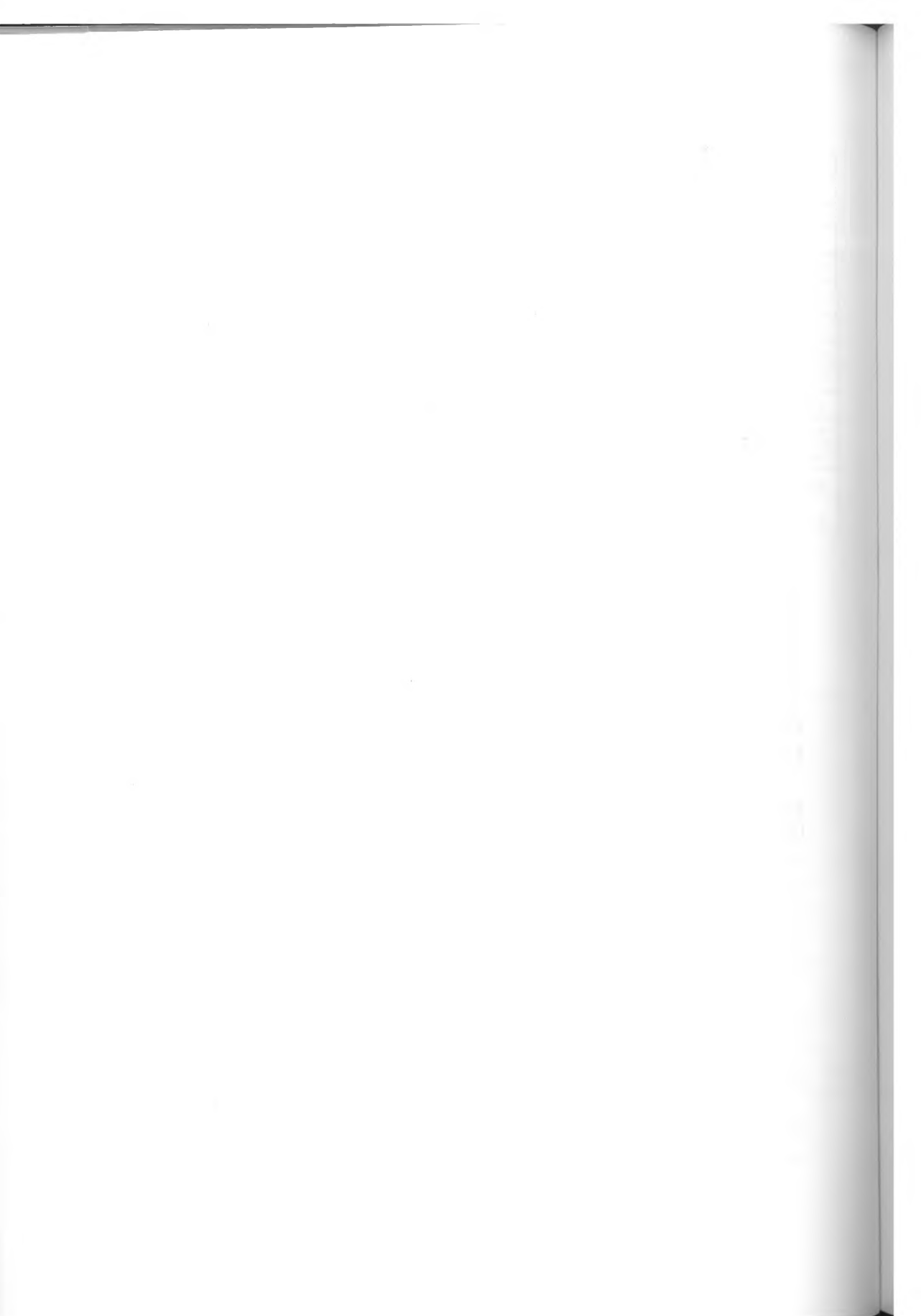
KEVEINÉ BÁRÁNY I. - HOYK E. - ZSENI A. (1999): Karsztökológiai egyensúly-megbomlások néhány hazai karszterületen. - Karsztfejlődés III., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 79-91.

MERIAN E. (1984): Metalle in der Umwelt. - Verlag Chemie GmbH Weinheim, Florida, Basel.

PAIS, I. (1992): Az általánosan létfontosságú mikroelemek (A mikroelemek korszaka). - Biokémia 1992. p. 352-355.

PARRAG T. (1997): Karsztvédelmi problémák és kutatási feladatok a Nyugati-Mecsekben. Geográfus doktoranduszok II. Országos Konferenciája, Budapest, p. 5.

SÁSDI L. (1998): Vízföldtan és vízrajz. - Aggteleki Nemzeti Park, p. 118-159.



KARSZTFORRÁSOK SZEREPE A DÉL-KELETI BÜKKALJA TÁJ- FEJLŐDÉSÉBEN

KÜRTI LÍVIA

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722,
Szeged, Egyetem u.2. kurtliv@freemail.hu

Abstract: The developments of the valleys started during the pleistocene and it was very intensive. The valley of the stream Kács and Sály begun develop also in this time. The two wells belong to the same water-system. Their catchment areas are in the Bükk mountain, north-west from the villages. Until the 1900 years there were 10 water-mills in the valley of Kács and 7 in the valley of Sály. Four mills were at Kács. The last one closed 1951, this was the biggest. The catchment area of these wells are situated on the territory of the National Park of the Bükk, so the defense of the system seems to be sure. This area has been inhabited since thousands years and the springs had an important role in the life of the people. Around Kács there are 14 small springs which lie on a linear and their water become the stream Kács. There is also the warm wells, which has been used as bath during the Middle Ages and under the Turkish rule. After the change of regime it became in private ownership and the development has finished. There are two types of the karst springs in this landscape. One of these is the cold water springs (15 °C) and its water rises from the descending karst water. The other type is the warm or lukewarm springs (21 °C). His water comes from the ascending waters so his flow-regime is more settled than the flow-regime of the previous types. At Kács the warm and the cold springs come outcrop next to each other and the most reference use them like one well.

1. Bevezetés

A karsztvíz mind nemzetközi, mind hazai vonatkozásban nagy jelentőséggel bír a lakosság ivóvíz ellátásában. Hazánkban a Bükk- hegységnek ilyen vonatkozásban jelentős szerepe van, hiszen számos kis település mellett két megyeszékhely ivóvízellátását is biztosítja. Napjainkban azonban az emberi tevékenységnek köszönhetően a bükki karsztos ivóvízbázisok is veszélybe kerülhetnek. Különösen nagy jelentősége van a karsztvíznek, amely egy természetes szűrőrendszeren keresztül érkezik a forrásokhoz, azonban sérülékenysége is éppen ebben rejlik, hiszen a repedésekkel átjárt karszt rendszerbe a szennyeződések könnyen bejutnak. Ezért került előtérbe az utóbbi években hazánk karsztjainak szennyeződéserzékenységi vizsgálata és az utóbbi két évtizedben több forrásrendszer védőidomának kijelölésére is sor került.

Az általunk vizsgált területen két fő forrás mellett számos kisebb forrás is felszínre lép. A kácsi és a sályi források vize jelentős szerepet tölt be Dél-Borsod ivóvízellátásban. A források vize energiája révén hosszú évszázadokig az emberek megélhetését is biztosította, így a települések kialakulásában és fejlődésében igen fontos szerepet játszott és játszik ma is.

Tanulmányunkban a Dél-keleti Bükk településeinek kialakulásával és fejlődéstörténetével foglalkozom, vizsgálni fogom a karsztos vízgyűjtők felszínfejlődését és a mai vízviszonyok kialakulását.

2. A kutatás módszerei

A vizsgálatokat részben az Észak-Magyarországi Vízügyi Igazgatóságnál gyűjtött vízrajzi adatok statisztikai feldolgozása alapján végeztük el. Másrészt kutatásainkhoz felhasználtuk a Borsod- Abaúj- Zemplén megyei levéltár helytörténeti adatait, valamint a rendelkezésünkre bocsátott helytörténeti térképlapok anyagát.

3. A vízfolyások szerepe a települések kialakulásában

A terület már a bronzkorban is lakott térszín volt. A jelenlegi települések első lakói az Árpád- korban jelentek meg. Ekkor telepedett le Örösúr (Örsúr) és nemzetsége a patak-völgyekben. A völgyoldalakat ekkor még nagyrészt erdő borította, valamint a patakok mentén ártéri rétek helyezkedtek el, melyeket legeltetésre használtak. A krónikák szerint a nemzetséggfő székhelye és temetkezési helye is Kácson volt. Mind Kácson, mind pedig Sályon is volt vár, ám egyértelműen egyikről sem bizonyítható, hogy az Árpádok idejéből származik. Ebben az időben erdő és legelőgazdálkodást folytattak az itt élő emberek.

Később sem sokat változott a helyzet, ugyanis a települések környezetében rossz minőségű talajok találhatóak és a korabeli leírások szerint csak kevés gabona termett. Így tizedet sem fizettek. Mégis a falvak határának nagy részét szántóföldek teszik ki, melyeket három- majd később négynyomásos rendszerben műveltek meg és a termés helyi igények kielégítését szolgálta.

A XIV. századtól kezdve megjelenik a szőlőművelés, amely a filoxéra vész idejéig meghatározó jelentőségű volt. Erre utal az is, hogy az itteni népességnek évszázadokon keresztül a bor volt az egyik legfontosabb kereskedelmi árucikke. A völgyeket felépítő kőzet riolit és riolituffa, amelybe a helybeliek könnyen véstek pincéket és egész utcányi pincesorok alakultak ki.

Fokozatosan alakult ki a gyümölcsstermesztés is, mely szintén jelentős bevételi forrást jelentett. A Bükkalján termett gyümölcsöknek nagy volt a felvevőpiaca a mai É-K Magyarországon. Így az itt termett gyümölcsből jutott Eger, Miskolc, Debrecen, Jászberény, sőt más városok részére is. (VIGA GY. 1986, I. táblázat)

A települések területhasznosítása 1939-ben
The landscape use of the settlements in 1939.

| 1939. | Kács | Sály |
|-------------|----------|------|
| Területek | Kat.hold | |
| Szántó | 514 | 2530 |
| Rét | 21 | 225 |
| Szőlő | 51 | 110 |
| Legelő | 143 | 956 |
| Erdő | 1707 | 230 |
| Kert | 43 | 97 |
| Terméketlen | 56 | 420 |
| Összesen | 2535 | 4568 |

Az erdők aránya, különösen Kácson a többi területhez képest egészen a XIX. század közepéig nagy volt, ám ekkor a vasútépítések miatt jelentős erdőirtásra került sor. Ennek következtében megnőtt a legelők aránya, melynek egy sajátos módja, az úgynevezett szérűgazdálkodás alakult ki. Ennek lényege az volt, hogy a szérút, vagy helyi nevén gyöpút élő sövényvel elkerítették és azon csak a pásztor tartózkodhatott. A szérút egy kapun lehetett megközelíteni. Mára ez a gazdálkodási mód teljesen eltűnt, csak a megmaradt földrajzi nevek utalnak rá. Pl.: Nagykapu, Palotás kapu Sály határában.

Ami az állattartást illeti, elsősorban az emberek ellátását és nem pedig kereskedelmi célokat szolgált. Főként szarvasmarhát és sertést valamint aprójószágot tartottak (BARSÍ 1987).

Mindkét településen találunk kőbányát. A könnyen faragható riolitufából építették házaikat, és faragták különleges mintájú sírköveiket a helybeliek. A sályi kőfaragók messzeföldön híresek voltak.

Hosszú évszázadokon keresztül a források illetve a patakok vize mindvégig meghatározó szerepet töltött be a falvak életében. Ez határozta meg a települések létrejöttének helyét. Sály kezdetben közvetlenül a forráscsoport mellé települt, a mai Latorút helyén és a korabeli leírásokban Váralja néven szerepel, utalva a Latorvára. A község később került a mai helyére. Kezdetben az itt lakók közvetlenül a patak mentén építették házaikat. Csak később a XVIII.-XIX. században kezdtek építkezni az emberek a

domboldalakra, mert a kevésbé árvízveszélyes helyek nagyobb biztonságot nyújtottak részükre.

Kács kisebb település és házainak nagy része a helységről elnevezett patak mellett fekszik. A patak medre a szélességéhez és jelenlegi vízhozamához képest mély, és ezért nem veszélyezteteti elöntéssel az épületeket.

Sajátos, hogy mindkét településen a kenderföldek a településen belül, a terület legmélyebb részeit foglalják el. Szintén gyakori jelenség, hogy a rét, illetve a kaszáló a patak mentén húzódik. Kács északi határában külön kaszáló területet jelölnek a térképek.

A Kácsi- és a Sályi-patak medrében folyó vizek jelentős számú malmot hajtottak. A sályi-völgyben 7, a kácsi-völgyben Tibolddarócig mintegy 10 malmot működtettek. Ezek az üzemek a régió legnagyobb malmai voltak, melyek nem csak a helyben érlelt, hanem a távolabbi országrészekből érkezett gabonát is megőrölték. Ugyanakkor számos malmot kendertörésre és fafűrészelésre is felhasználtak. Kácson még árpahántoló malom is volt, az előző három funkción kívül. Ez a malom jelenleg is áll, bár az 1950-es évektől kezdve már nem működik. A malom falán különösen jól megfigyelhetők a mésztufa kiválások, melyeket lassan benő a moha.

A források nagy jelentőséggel bírtak Kácson. Mintegy 14 forrást említenek a község határában a történelmi hagyományok. Az egyik forrás például zarándokhellyé vált Kács központjában, ugyanis a legenda szerint itt az egyik Eszterházy lánynak látomása volt.

A meleg vizű forráscsoport kiemelt szerepet játszott a település életében. Ez a természeti adottság általános a Bükkalján (Bogács, Mezőkövesd stb.). Már nagyon korán, az 1200-as években hasznosították a melegvizeket, ugyanis a források fakadási helye fölé építették a Bencés- apátságot, melynek alsó részét fürdőnek alakították ki a szerzetesek számára. A fürdő a török időkben, amikor a falu elnéptelenedett és a kolostort is lerombolták - török fürdőként üzemelt tovább - és ennek megfelelő átépítésre is sor került. Később az Osztrák-Magyar Monarchia idejében a Budapesti Magyar Királyi Postaaltisztek Egyesületének tulajdona lett. Ekkoriban igen nagy fürdőkultúrával rendelkezett a település, hiszen neve Európa-szerte ismert volt és az egész települést beszervezték a fizetővendég szolgálatba (CSÍKVÁRI 1939).

A Tükör-forráshoz - mely a fürdő vizét szolgáltatta - szabadtéri medencét is építettek és később ez vált a település strandfürdőjévé.

A fürdő 1950-től állami tulajdonba került és mivel a környéken más melegvizű források is találhatóak, fejlesztésére jóval kevesebb pénz jutott, mint amennyit igényelt volna. A fürdő üzemelt, mint a LKM gyermeküdülője is, s uszodaként is fenntartották. A rendszerváltás után magánkézbe került és fejlesztése teljesen leállt. Egyelőre még a karbantartásról is kevés szó

esik, hiszen a 2000. évi nagy esőzések által lehordott hordalékot még mindig nem takarították el a medencéből.

A forráscsoportot más jelentős emberi hatások is érték, ugyanis a 1970-es évek kezdetén hat forrást (ami jelenlegi formájában négy forrásfoglalást jelent) víz- illetve uszodaellátási célokra foglalták, azaz vízhozam egy részét elvezetik, és a dél-borsodi települések (mintegy 12 község illetve város) köztük Mezőkövesd vízellátását biztosítják. Ennek következtében kevesebb víz jut a mederbe, ami befolyásolhatja a völgy, illetve a táj további fejlődését.

3. A vizsgált terület felszínfejlődése

Kács és Sály a Dél-keleti Bükkalja és a Miskolci Bükkalja kistáj-részlethez tartozik. E kistáj részletek a Bükk hegylábi területei. Peremeit szerkezeti vonalak, nagy lépcsők jelölik ki. A Miskolci Bükkalja hegységelőtéri lejtőként értelmezhető, melyet az eróziós-deráziós folyamatok völgyek és völgyközi hátaik rendszerére, valamint aszimmetrikus réteglépcsőkre tagolták (DOBOS 2002). A Miskolci Bükkalja 115-422 m tszf. magasságú, K-DK-nek lejtő hegységelőtéri dombság, ahol az átlagos relatív relief energia 50 m/km^2 , a vízfolyássűrűség átlagos értéke $2,4 \text{ km/km}^2$ (DOBOS 2002, PINCZÉS 1968). A tájegység felszíne szoliflukcióval erősen átformált, a Ny-i, DNy-i részeken a DNy-i kitettségű lejtők, míg Miskolc körzetében a K-i kitettségű lejtők közepesen, vagy nagymértékben erózióveszélyesek.

A Bükk-hegység előterében többször is adottak voltak a feltételek ahhoz, hogy nagy területeket érintő felszín-elegyengetés mehessen végbe (PINCZÉS 1968, HEVESI 1978, 1986, 1990, PINCZÉS-MARTONNÉ ERDŐS-DOBOS 1993, MARTONNÉ ERDŐS 2000, DOBOS 1997, 2000, 2001). Az első szakasz a miocén otnangi-kárpáti- bádai korszakára tehető, amikor a Paratethys lassan visszahúzódott. A második szakaszban a Sümegium és a Bébaltavárium időszakában megindult a bükki fedőtakarók lepusztulása és jelentőssé vált az időszakos vízfolyások areális eróziója. Ugyanekkor a mélyben húzódó tektonikus vonalak újraéledtek, amely azért nagyon fontos, mert Bükkalján a patakok legtöbbje tektonikusan preformált völgyekben található. A harmadidőszaki közetrétegek eredeti vízszintes helyzetükből kibillentek DK-i irányban. A hegységi előterben a miocén öszszesült ártufákhoz (laharokhoz) kötődő idősebb pediment-maradványok napjainkban környékükből markánsan elkülönülő és kiemelkedő, izolált aszimmetrikus réteglépcsőket, kuesztákat alkotnak (DOBOS 2002). A Miskolci-Bükkalján az ignimbit-rétegek laposabb dőlése miatt egységesebb, szélesebb hegyláb felszínek maradtak fenn.

A hegyláb felszín képződésének harmadik szakasza 2-1,8 millió évre tehető, amelynek következtében az idősebb szint területe csökkent és a keményebb ignimbrit-vonulatok kimaradva a lepusztulásból fokozatosan magasodtak. A kibukkanó rétegfejek szelektív denudációval fejlődtek tovább.

A pleisztocén pedimentáció összefüggőbb szépen kifejtett térszint hozott létre. Ennek a felszínnek a feldarabolódása és alacsonyodása már a negyedidőszak eseményeihez köthető (HEVESI 1986, 1990, PINCZÉS-MARTONNÉ ERDŐS-DOBOS 1993). A pleisztocénben és a holocénben szakaszos tektonikus mozgások és az éghajlatváltozások alakították a felszínt. A glaciálisokban a felszínegyengetés, míg az interglaciálisokban a völgyképződés került túlsúlyba. A permafrost, a fagy okozta aprózódás, és a geliszoliflukció csaknem az egész dombvidéket átformálta. Ugyanakkor a pleisztocén elején, valamint a melegebb és csapadékosabb éghajlaton a lineáris eróziót kifejtő folyók szerepe megnövekedett. A pliocén-pleisztocén határon tektonikus mozgások következtében az idősebb DNy-ÉK csapású törésekre merőlegesen fiatalabb, aktívabb ÉNy-DK irányú vetők jelentek meg (PINCZÉS 1955, HEVESI 1990). A D-Bükkből kilépő patakok futását ezek a vetők határozták meg. Így pl. ÉNy-DK csapású völgyben fut a Laskó-, az Eger-, a Kánya-, a Hór-, a Lator-, a Kácsi-, és a Sályi-patak is. Itt indult meg tehát az egyes vízfolyások bevágódása és a hegyláb felszín feldarabolódása. Az egyes szerkezeti vonalak és elemek átöröklődtek a mai morfológiai kép kialakulásakor.

A holocén atlantikus szakaszában az óceáni éghajlatnak köszönhetően megnövekedett a folyók vízhozama és ezzel együtt munkavégző-képességük és ennek következtében megélnékült a lineáris erózió is.

Napjainkban, a nedvesebb évszakokban a csapadék leöblítő hatása illetve a szoliflukciós folyamatok és a patakok lineáris eróziója dominál.

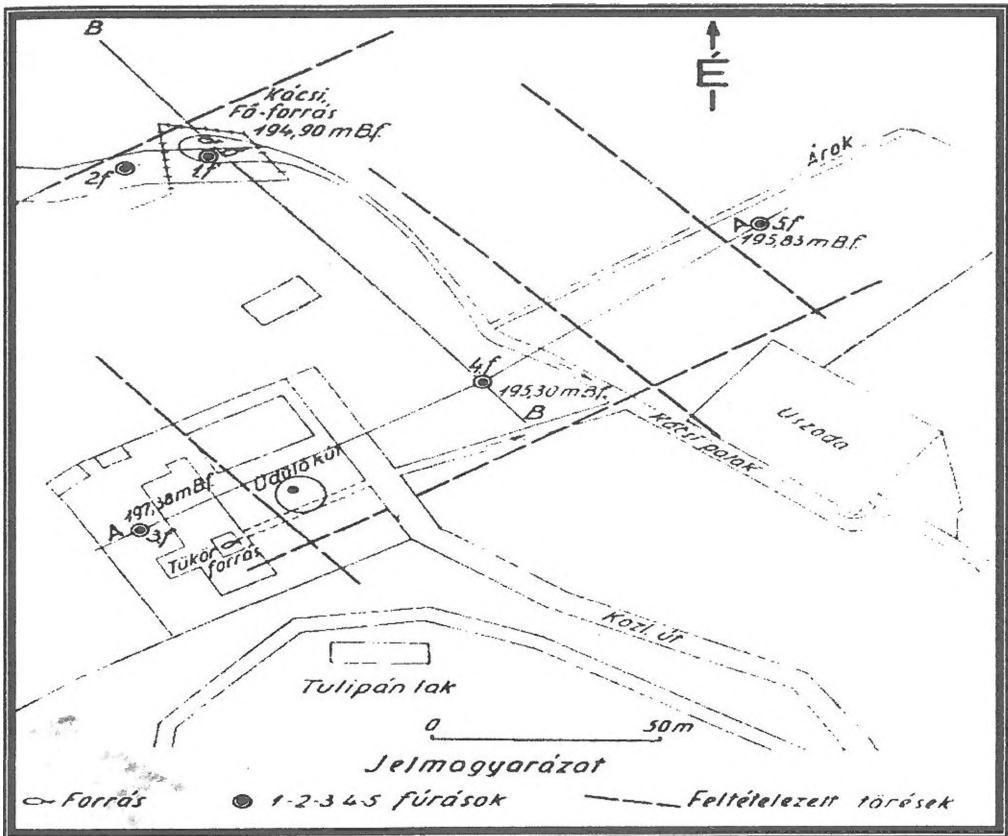
4. Hidrológiai viszonyok

A legújabb földtani vizsgálatok szerint a Bükk karsztja nem alkot egységes tározó rendszert, hanem számos önálló részegységre bontható. Ennek következtében egységes karsztvíznívó sem jelölhető ki (SÁSDI-LESSPELIKÁN 2002). A hegység több nagyobb felszín alatti vízrendszerre bontható. Ezek egyike az általam vizsgált terület forrásrendszere is. A kácsi és a sályi források vize a DK-i Bükkalja riolitos közetei által visszaduzzasztva érkezik a felszínre, ám vízgyűjtő területük jelentős része mészkő térszínre esik. A D élkeleti-Bükk karsztja főként tűzköves mészkőből és dolomitból áll. Egyes szerzők szerint a szomszédos vízrendszerekkel nem áll kapcsolatban, és az egri vízrendszertől élesen elhatárolják (RÁDAI 1988). A legújabb

kutatások a miskolctapolcai rendszerrel mutattak ki kapcsolatot, bár ennek természete még nem teljesen tisztázott (LÉNÁRT 1995).

Lénárt a korábbi munkák kritikai feldolgozása során több adatot is módosított. A forrás vízgyűjtő területét is csökkentette, mivel a források vízhozamai az értékeket a vizsgálat idejére nem igazolták. A VITUKI jelentései 1988-ban 51,4 km²-nek, 1992-ben, pedig 49,9 km²-nek adták meg a két forrás vízgyűjtőterületét. Lénárt L. számításai szintén két értéket adnak meg; a forrásfoglalás előtti időre 23,8 km²-et, a foglalás utáni időre, pedig 16,2 km²-et.

A források a hegységperemen alacsony tengerszintfeletti magasságban lépnek felszínre. Ezek a szintek a Bükk-hegység legmélyebb karsztvíz megcsapolási szintjeit képezik, a Miskolctapolcán található fakadási szinttel együtt. Ma azonban a kácsi legmagasabban fekvő Tükör-forrásnak nincs túlfolyása (1. ábra).



1. ábra: A kácsi források és a vízföldtani kutatófúrások helyszínrajza (Almássy-Scheuer 1967)
 Fig. 1. Scheme of the Kács springs and the hydrogeological boreholes

Két forrástípust ismerünk. Az első típusba a hideg vizű források tartoznak, melyek vize a karsztban leszálló csapadékvizekből származik, és ezért ezek vízjárása a csapadék hullását némi késéssel követi. A hőmérsékletére vonatkozó adatok az egyes szerzők mérései alapján eltérnek. Lénárt vizsgálatai szerint Kácson az északi források vizei 14-16 °C, míg a sályi Vízfő- forrás átlaghőmérséklete 15,7 °C.

A másik típusba a meleg, illetve langyos vizű források sorolhatók. Ezek vize a felszálló karsztvizekből származik. Ezért bennük nem a jelenleg hullott csapadékvíz jelenik meg. Az radon mérések szerint (LÉNÁRT 1991) e források vize mélykarsztból táplálkozik. A mérések szerint a kácsi Alapforrás vize (az északi hideg vizű forrásokról van szó, melyek közül hármat közösen foglalva hozták létre az Alap-forrást) túlnyomórészt a leszivárgó csapadékból származik, ám a jellegzetesen friss csapadék-utánpótlás nem vehető észre. A vízhőmérsékletre vonatkozó adatok a kácsi forráscsoport területén változatosak, és a különböző tanulmányokban más és más adatot adnak meg, de többségükben 20-22 °C-os vízhőmérsékletet közöl. A Miskolci Egyetemen végzett kutatások szerint az általuk tanulmányozott források hőmérséklete csökken, mivel a korábbi vizsgálatok során mért vízhőmérséklet értékek nagyobbak voltak a jelenleg mérhető víz hőfok értékeknél.

4.1 Vizhozam vizsgálatok eredményei

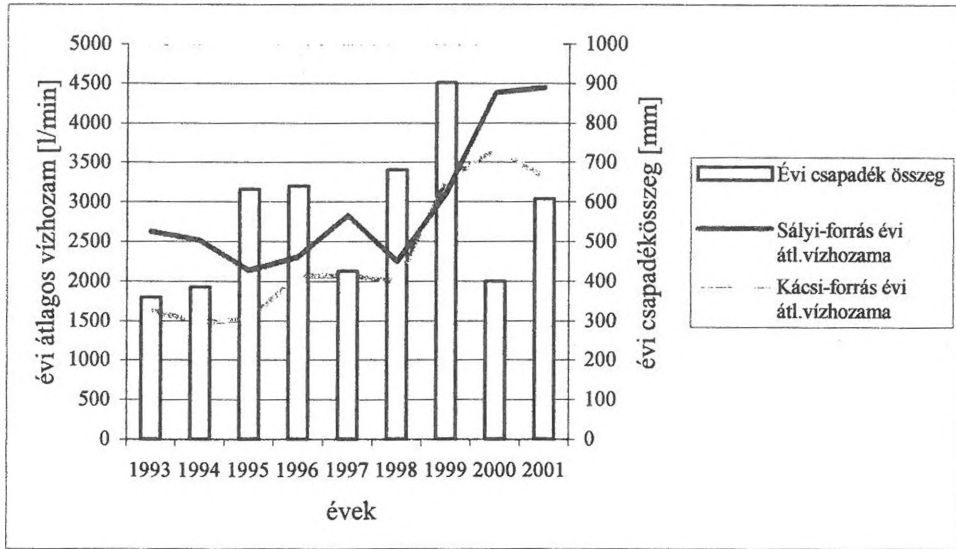
A források vízhozamára vonatkozó adatokat az Észak-Magyarországi Vízügyi Igazgatóság adattárában gyűjtöttük. Lénárt L. és munkatársainak véleménye szerint a VITUKI által 1976-ig mért adatokban van némi ellentmondás. A méréseket később az ÉVIZIG végezte, jelenleg pedig a forrás felhasználója az ÉRV Rt. folytatja. LÉNÁRT (1995) megállapítja hogy a forrásfoglalás évétől (1974.) kezdve hozamcsökkenést lehet megfigyelni, amelyeknek az alábbi okai lehetnek:

- a csapadékmennyiség csökkenése,
- a kitermelés miatti forráshozam csökkenés,
- a vízgyűjtő terület csökkenése,
- a méréstechnikai okok miatti látszólagos hozamcsökkenés.

A területre lehulló csapadék mennyiségét három állomás figyelembe vételével vizsgáltuk: Miskolc, Jávorkút és Kács. Ez utóbbi esetében az adatsorok hiányosak, így bizonyos éveket nem lehetett figyelembe venni. A területre hulló átlagos csapadék mennyisége 700 mm volt 1950-1990 között. A legtöbb csapadék tavasz végén, nyár elején hullik. A '70-es évek elejétől kezdve a csapadékmennyiség csökkent, amely a vízhozam csökkenésekben

is megjelent. Ugyanakkor, az utóbbi évek átlagon felüli csapadéka pótolhatja a rendszerben keletkezett „hiányt”. Ez persze nem jelenti azt, hogy a csökkenő tendencia megfordult volna, a hozam egyelőre stagnál.

A korábbi tanulmányok szerzői hideg és meleg-forrásokat különítettek el, erre vonatkozólag azonban nem találtunk adatokat. A magyarországi forrásvizek katasztere szerint (VITUKI) az 1950-2000 közötti időszakban a sokévi átlag adatok Kácson és Sályon az alábbiak: az összes meleg víz hozama 3203 l/min, az összes hideg víz hozama 7851 l/min volt. Kács esetében a források hozamát összesítve adták meg. E forráscsoport esetében ezért is különösen nehéz megállapítani, hogy hol találhatóak az egyes források, mert azok több helyen a patakmederben is felszínre törnek (RADAI 1988, 2. ábra).



2. ábra: A kácsi- és Sályi forráscsoportok vízhozamának alakulása 1993-2001. közötti időszakban
 Fig 2: Discharge timeseries of the Kács and Sály springs in the period of 1993-2001 years

A víz utánpotlódása nem pontszerűen, hanem felületi beszivárgás útján történik, mivel a vízgyűjtő területen nagy és nyílt víznyelő nem ismert.

Miután ezek a források közvetlenül nem a felszíni beszivárgásból kapják a vizüket, hanem a melegvizű források esetében hosszú idő alatt a mélybe szivárgott vizekből, ez a körülmény a víz minőségén is meglátszik.

Függetlenül attól, hogy a két forrás egymás közelében fakad, jelentős különbségeket találunk vízminőségükben. A meleg komponens ebből a szempontból is jelentős hatással van a vízminőségre. Szembeötlő az a tény, hogy a M g-ion a sályi Vízfő-forrás vizében sokkal nagyobb mennyiségben van jelen, mint a kácsi Hideg-forrás vizében. Ugyanakkor ez utóbbi forrás legalább 20 mg-mal több Ca-iont tartalmaz. A NO₃-ion tekintetében szintén a kácsi Hideg-forrás vize tartalmaz nagyobb mennyiséget. Ennek az eltérésnek több oka is lehet. Részben az, hogy a két forrás eltérő kőzettelépítésű területen bukkan a felszínre; másrészt, pedig az, hogy a korábban már említett hideg-meleg vizű komponensek keveredési aránya játszik szerepet. A nitrát-ion tartalom értéke a magyarországi karsztforrás vizek természetes koncentrációjának felel meg. A fajlagos vezetőképesség és a HCO₃ – ion tartalom időben nagyobb eltéréseket mutat, mint más komponensek, akár egy éven belül is (II. táblázat).

II. táblázat
Table II.

A vizsgált forrásvizek kémiai összetétele 2001. évben
Chemical composition of the investigated springwaters in 2001. year

| kémiai összetevők | kácsi Hideg-forrás | | | | sályi Vízfő-forrás | | | |
|------------------------------------|--------------------|------|------|------|--------------------|------|------|-------|
| | 2001. | | | | 2001 | | | |
| | I. | II. | III. | IV. | I. | II. | III. | IV. |
| Ca ²⁺ mg/l | 109 | 106 | 104 | 105 | 85 | 81 | 85 | 83 |
| Mg ²⁺ mg/l | 20 | 13,4 | 16,5 | 30,1 | 29,6 | 22,5 | 26,3 | 48,01 |
| NH ₄ ⁺ mg/l | 0 | 0,02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| NO ₃ ⁻ mg/l | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,5 | 1,3 | 1,5 | 1,7 | 1,7 |
| NO ₂ ⁻ mg/l | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cl ⁻ mg/l | 7 | 5 | 5 | 8 | 3 | 9 | 4 | 8 |
| SO ₄ ⁻ mg/l | 11 | 19 | 9 | 15 | 13 | 33 | 11 | 16 |
| HCO ₃ ⁻ mg/l | 403 | 397 | 415 | 354 | 378 | 378 | 390 | 403 |
| fajl.vez. Scm ⁻¹ | 560 | 640 | 540 | 530 | 520 | 500 | 520 | 520 |
| pH | 7,2 | 7,3 | 7,4 | 7,2 | 7,6 | 7,6 | 7,6 | 7,2 |
| Lug mval/l | 6,6 | 6,5 | 6,8 | 5,8 | 6,2 | 6,2 | 6,4 | 6,6 |
| össz.kem CaO | 198 | 180 | 191 | 189 | 187 | 166 | 180 | 185 |
| O ₂ fogy.mg/l | | | | | 0,3 | 0,43 | 0,31 | 0,3 |

A különböző szerzők arról számolnak be, hogy a vizsgált vízrendszer a szomszédos vízrendszerekkel, elsősorban a Miskolctapolcai rendszerrel áll kapcsolatban. Úgy tűnik, hogy a miskolci fokozott vízkivételek erősen eltolják a miskolci források vízgyűjtő határát DNY felé, a kácsi –sályi rendszer rovására (RÁDAI 1988, LÉNÁRT 2002). A két rendszer vízgyűjtő határa ezek szerint rugalmasan változhat, eltolódhat egymás rovására, amint az egy karsztrendszerben várható.

Az eddigi vizsgálatok azt mutatják, hogy a kácsi- sályi vízrendszer tekintetében további kutatásokra van szükség, amelyek a vízmennyiség és vízminőség változásainak pontosabb értelmezését adhatják a jövőben.

5. Összegzés

A Bükkalja dél-keleti részén nem csak az imént bemutatott két forrás található, hanem számos más forrás is. A vízkilépések sok tekintetben hasonlítanak egymáshoz különösen abban az esetben, ha a kialakult termálvizes fürdőhelyekre gondolunk. A karsztvíz igen nagy kincs, nem csak az itt élő emberek, hanem az ország számára is. Ezért készletük védelme nagyon fontos. Nemcsak a források, hanem a patakok vize is fontos környezet formáló tényező. Ezért a vizsgálatokat a patak felszíni vízgyűjtőjére is ki kell terjeszteni.

Jelenlegi tudásunk szerint a források vízgyűjtőterülete a D-i Bükk felszínét foglalja magában. A terület a Bükki Nemzeti Park kezelése alá tartozik, de ez nem zárja ki szennyező forrás jelenlétét. Természetvédelmi szempontból is értékes a források környéke, hiszen itt még megtaláljuk a magyar tölgy néhány példányát, illetve a fekete csiga Kácsi-forrás meleg vizében élte túl a pleisztocén jégkorszakait.

Kutatásainkat a későbbiekben szeretnénk kiterjeszteni komplex táj-ökológiai vizsgálatra, melynek első lépcsőjét jelenti a források és a patak vízminőségének és vízhozamának vizsgálata, valamint a vízgyűjtő terület geomorfológiai, talajtani vizsgálata is. Vizsgálatunk célja, hogy az itt található települések számát figyelembe véve, javaslatot tegyünk arra, hogy miként hasznosíthatják értékeiket az itt található községek a fenntarthatóság keretein belül.

IRODALOM

ALMÁSSY B.- SCHEUER GY., (1967.): A Kács-Sályi források vízföldtani viszonyai. - Hidr. Táj. 7.sz. p.72-76.

BARÁZ CS. (2002.): A Bükki Nemzeti Park. - Eger p.217-227.

- BARSI E.* (1987.): Sály /Egy bükkaljai falu a hagyományos gazdálkodás idején. - Miskolci Hermann Ottó Múzeum néprajzi kiadv. XVII.
- CSÍKVÁRI A.* (1939.): Borsod vármegye. - BAZ megyei Levéltár
- DOBOS A.* (2000.): Geológiai és geomorfológiai értékvédelem a Hór-völgyben - („A földrajz jövője, a jövő földrajzosa” Geográfus doktoranduszok III. Orsz. Konf. Debrecen 1998.) Debreceni Egyetem TTK Földrajzi Tanszékcsoport Debrecen p.76-84.
- DOBOS A.* (2001.): Átmeneti (puffer) zóna geológiai értékvédelemben játszott szerepének bemutatása egy bükkaljai mintaterület alapján. - SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged p. 1-17.
- DOBOS A.* (2002.): Bükkalja II., Felszínalaktani leírás. - Bükki Nemzeti Park, Eger, p.217-229.
- HEVESI A.* (1978.): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. - Földrajzi Értesítő XXVII. évf. p.169-198.
- HEVESI A.* (1990.): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra - MFT 43. vándorgyűlése, Miskolc p. 1-67.
- IZÁPY G.-MAUCHA L.* (1992): A Bükk-hegység vízháztartási vizsgálata. - „A Bükk karsztja, vizei, barlangjai”c. konf. I. kötet. Miskolci Egyetem, Miskolc.
- LÉNÁRT L.- JAMBRIK R.* (1995.): A Kácsi- Sályi vízgyűjtőterület vízkészletének vizsgálata. - Miskolci Egyetem, Miskolc
- LÉNÁRT L.* (2002.): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere. – Kézirat, XII. Miskolci Egyetem, Miskolc
- MAROSI S.* (1990.): Magyarország kistájainak katasztere II. - Bp. p. 856-860.
- PINCZÉS Z.* (1977.): Hazai közephegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei (A Bükk- és a Tokaji-hegység példáján). - Földrajzi Közlemények XXV. 1-3. p.41-45.
- PINCZÉS Z.* (1978.): Geomorfológiai tanulmányok a Bükk-hegység déli előterében. - Alföldi Tanulmányok, Békéscsaba p.49-69.
- PINCZÉS Z.- MARTONNÉ ERDŐS K.- DOBOS A.* (1993.): Eltérések és hasonlatosságok a hegylábfelszínnek pleisztocén felszínfejlődésében. - Földr. Közl. 1993.3.sz. p. 149-162.
- RÁDAI Ö.* (1988.): A Kács-Sályi karsztforrások hidrológiai védőidoma elkészítése. - Védőidom vizsgálat VITUKI- témajelentés, Kézirat 762311/674.
- VIGA GY.* (1986.): Tevékenységi formák és javak cseréje a Bükk- vidék népi kultúrájában. - Borsodi kismonográfiák 23., Miskolc Hermann Ottó Múzeum cc.170/13351.
- VIGA GY.* (2002.): Kistáji munkamegosztás és árucseréje. - Bükki Nemzeti Park, Eger, p. 499-517.

FALIKARROK MORFOGENETIKÁJA DACHSTEINI PÉLDÁK ALAPJÁN

VERESS MÁRTON-TÓTH GÁBOR-CZÖPEK ISTVÁN

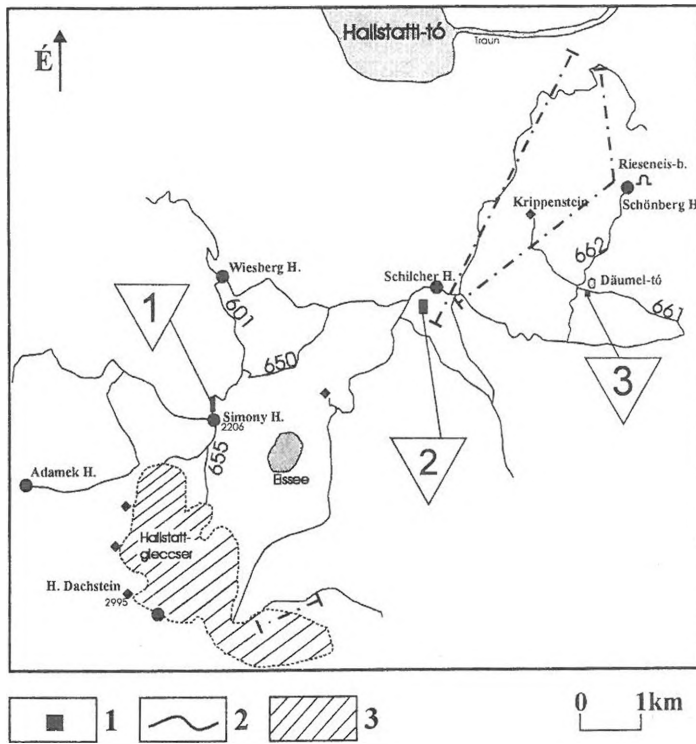
Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@deimos.bdtf.hu tothg@fs2.bdtf.hu

Abstract: We investigated some 'Wandkarren' (wallkarren) of the Dachstein-Plateau. The place of the investigations took place at steps with band-heads near the Simonyi house, at the side of a morainal boulder (at the same place) at a polje near the Schiller house, at the side of doline near Lake Däummel. We measured the direction, width, depth, site of the 'Wandkarren' along 7 lines. We measured dip angle and dip direction of the slope. By using these data we could calculate the shape, width interval, density, specific dissolution of the 'Wandkarren'. We grouped the 'Wandkarren' according to their cross-sections and their views from above. They can be half pipe-, cavernous-, complex shaped according to their cross-section. According to their views from above we can distinguish forms depending on the place where they wed out when comparing to 'Schichtfugenkarren', when they cross these forms their original width is changing. The development of the 'Wandkarren' happen by antiregression. By using the data of our measurements we grouped the 'Wandkarren' genetically. They can develop by sheet water (half pipe 'Wandkarren') or gibbon (gryke 'Wandkarren') or under soil. The length of the 'Wandkarren' depends on the place of saturation of the water. If soluteable water leaves the 'Schichtfugenkarren', it can make possible the development of 'Wandkarren' even under the 'Schichtfugenkarren'. We can explain the wedging - out of the 'Wandkarren' at different places and the changes in their width if we consider the dissolving-fact of the water leaving the 'Schichtfugenkarren'.

1. Bevezetés

A lejtőn az áramló víz által kialakított karrformák a rillenkarrok, a rinnenkarrok és a falikarrok (FORD-WILLIAMS 1989). Független, vagy közel független lejtőkön (pl. aknafalakon) egymással párhuzamos félkör keresztmetszetű barázdák, falikarrok alakulnak ki (BÖGLI 1960). A falikarrokot a német karros irodalomban (pl. BÖGLI 1960) önálló karrformának tekintik, míg az angolszász irodalomban nem, hanem - úgy tűnik - a rinnenkarr egy speciális típusának (FORD-WILLIAMS 1989) tartják.

A falikarrokot a Dachstein-fennsíkján vizsgáltuk a következő helyszíneken (1. ábra, I. táblázat): a Simonyi-ház mellett egy moréna eredetű kötömbön (D/13-2000 jelű szelvény), a Simonyi-ház alatt egy tófal réteglépcsőinek rétegfejein (1 jelű terület D-14/2000-, D-16/2000-, D-19/2000-, D-20/2000 jelű szelvények), a Schiller-ház mellett egy polje oldalfalán (2 jelű terület, D-4/1999 jelű szelvény), valamint a Däummel-tó mellett egy töbör peremén (3 jelű terület, D-5/2000 jelű szelvény).



1. ábra: Kutatási területek
 Jelmagyarázat: 1. kutatási terület, 2. turistaút, 3. gleccser
 Fig 1. The search areas on Dachstein-Plauteau
 Legend: research area, 2. hiker's track, 3. glacier

I. táblázat
 Table I.

Dachsteini falikarrok néhány jellemzője
 Some characteristics of some Wandkarren on Dachstein

| szelvény jele | tengerszint feletti magasság [m] | szelvényhossz [m] | hordozó térszín jejtőszöge | falikarrok jellemzői | | | |
|---------------|----------------------------------|-------------------|----------------------------|----------------------|------------|--------------|-----------|
| | | | | ö.sz. [cm] | száma [db] | f.sz. [cm/m] | s. [db/m] |
| D-4/1999 | 1700 | 10,2 | 51° | 401 | 32 | 39,31 | 3,14 |
| D-5/2000 | 1990 | 5,5 | 55° | 450,5 | 80 | 81,91 | 14,55 |
| D-13/2000 | 2180 | 4,5 | 75° | 226 | 21 | 50,22 | 4,67 |
| D-14/2000 | 2157 | 7 | 48° | 163 | 18 | 23,29 | 2,57 |
| D-16/2000 | 2115 | 17,5 | 90° | 339 | 26 | 19,37 | 1,49 |
| D-19/2000 | 2106 | 9 | 75° | 279 | 17 | 31,00 | 1,89 |
| D-20/2000 | 2078 | 12,5 | 73° | 371,3 | 28 | 29,70 | 2,24 |
| átlag | - | - | - | 408 | 31,71 | 39,26 | 4,36 |

Megjegyzés:

D: Dachstein

ö.sz.: szelvény menti össz-szélesség

f.sz.: fajlagos szélesség

s: formasűrűség

a szelvényjel utolsó száma a felmérés éve measuring

Note:

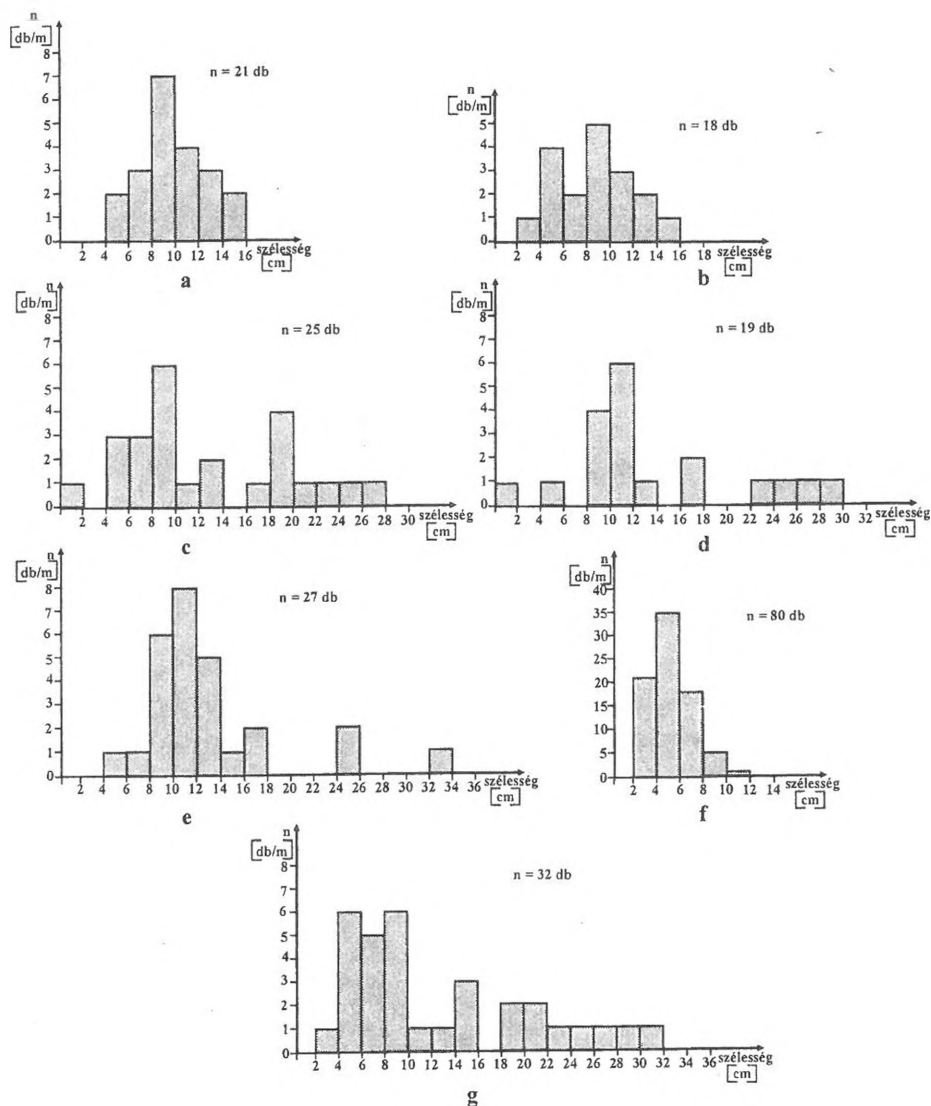
D: Dachstein

ö.sz. altogether width along a line

f.sz. specific width

s: density of form

the last figure of the line mark is the year of

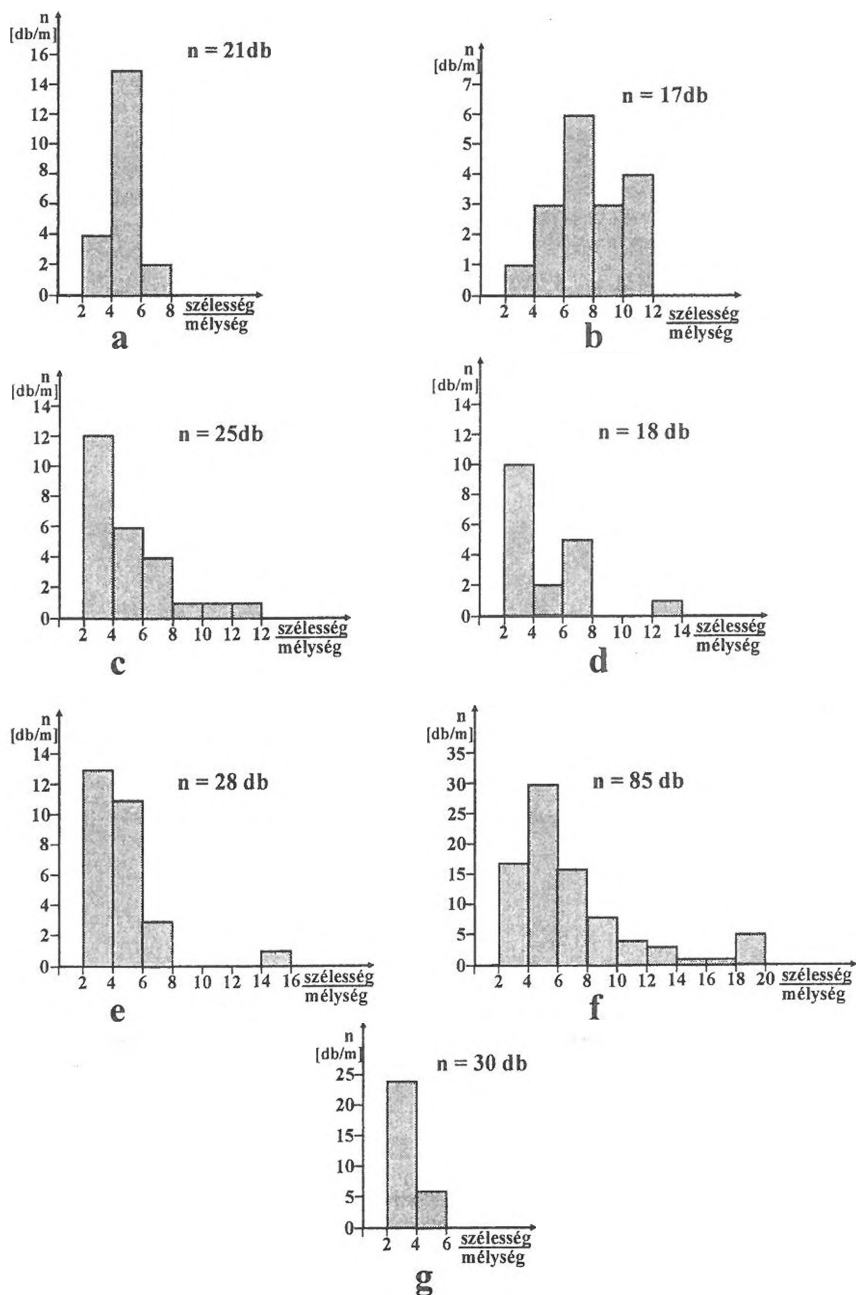


2. ábra: A falikarrok szélesség szerinti eloszlása

Jelmagyarázat: a. D-13/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 1 jelű terület, b. D-14/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 1 jelű terület, c.: D-16/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 1 jelű terület, d. D-19/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 1 jelű terület, e. D-20/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 1 jelű terület, f. D-5/2000 jelű szelvényhely, Dachstein, 3 jelű terület, g. D-4/1999 jelű szelvény, Dachstein, Schiller-ház közelében, 2 jelű terület

Fig. 2. The distribution of the 'Wandkarren' concerning their widths

Legend: a. along line marked D-13/2000, area mark 1, b. along line marked D-14/2000, area mark 1, c. along line marked D-16/2000, area mark 1, d. along line marked D-19/2000, area mark 1, e. along line marked D-20/2000, area mark 1, f. along line marked D-5/2000, area mark 3, g. along line marked D-4/1999, near Schiller-house, area mark 2

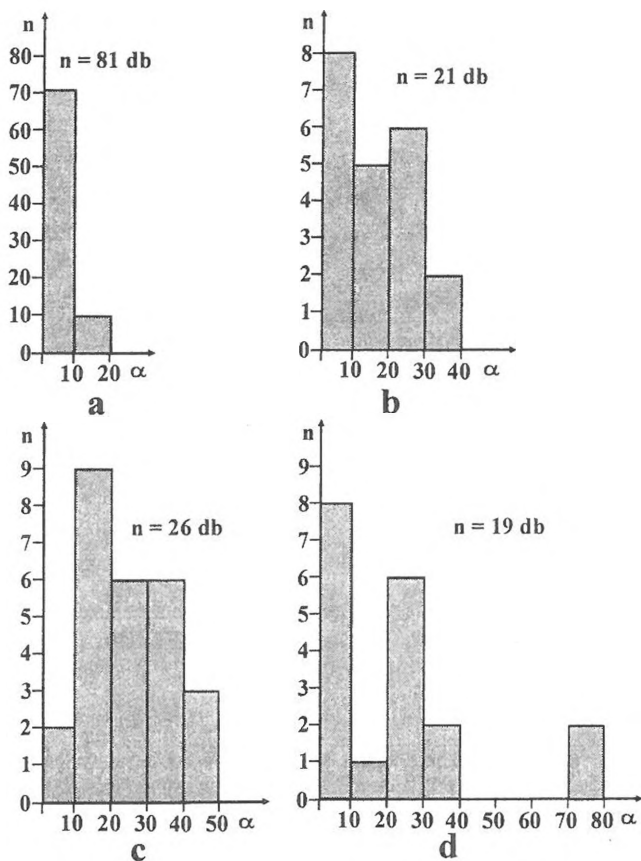


3. ábra: A falikarok alak tényező szerinti eloszlása

Jelmagyarázat: a. D-13/2000 jelű szelvényhely, b. D-14/2000 jelű szelvényhely, c. D-16/2000 jelű szelvényhely, d. D-19/2000 jelű szelvényhely, e. D-20/2000 jelű szelvényhely, f. D-5/2000 jelű szelvényhely, g. D-4/1999 jelű szelvény

Fig. 3. The distribution of the 'Wandkarren' concerning their shapes

Legend: a. along line marked D-13/2000, b. along line marked D-14/2000, c. along line marked D-16/2000, d. along line marked D-19/2000, e. along line marked D-20/2000, f. along line marked D-5/2000, g. along line marked D-4/1999



4. ábra: Falikarrok irányeltéréseinek eloszlása (falikarr irányának a lejtés dőlésirányába eső irányt vettük)
 Jelmagyarázat: a. falikarr és a lejtő iránykülönbsége, a. D-5/2000 jelű szelvény falikarrjainak gyakoriság eloszlása, b. D-13/2000 jelű szelvény falikarrjainak gyakoriság eloszlása, c. D-16/2000 jelű szelvény falikarrjainak gyakoriság eloszlása, d. D-19/2000 jelű szelvény falikarrjainak gyakoriság eloszlása

Fig 4. The frequency distribution of the differences between the direction of the 'Wandkarren' and the slope direction of their bearing slopes (we consider the direction of the 'Wandkarren' as the direction which falls in the direction of the slope)

Legend: a. the direction difference between the 'Wandkarren' and the bearing slope, a. the frequency distribution of the 'Wandkarren', which occur along the line marked D-5/2000, b. the frequency distribution of the 'Wandkarren', which occur along the line marked D-13/2000, c. the frequency distribution of the 'Wandkarren', which occur along the line marked D-16/2000, d. the frequency distribution of the 'Wandkarren', which occur along the line marked D-19/2000

A falikarrok szélesség szerinti megoszlása néhány dachsteini szelvény mentén
The distribution of the 'Wandkarren' along some lines from Dachstein concerning their widths

| szelvény jele | szélesség intervalluma [cm] | leggyakoribb szélesség [db] | a leggyakoribb szélesség [%] | alaktényező intervalluma | alaktényező legnagyobb gyakorisága osztályköz szerint [db] | leggyakoribb [%] |
|---------------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------|--------------------------|--|------------------|
| D-4/1999 | 3-50 | 4-6; 8-10 | 20; 20 | 0,14-4 | 0-2 | 80 |
| D-5/2000 | 2,5-11 | 4-6 | 43,75 | 0,75-18 | 2-4 | 37,5 |
| D-13/2000 | 6-16 | 8-10 | 33 | 1,22-5,5 | 2-4 | 71,42 |
| D-14/2000 | 4-16 | 8-10 | 29,4 | 1-10 | 4-6 | 35,3 |
| D-16/2000 | 2-27 | 8-10 | 24 | 0,25-28 | 0-2 | 48 |
| D-19/2000 | 2-61 | 10-12 | 31,5 | 0,19-12 | 0-2 | 55,55 |
| D-20/2000 | 4,3-34 | 10-12 | 29,6 | 0,35-13 | 0-2 | 46,42 |

Megjegyzés:

osztályközők 2 centiméterenként

szélesség intervallum: egy szelvény mentén előforduló legkisebb és legnagyobb falikarr szélesség

leggyakoribb szélesség: az osztályközbe csoportosított leggyakoribb falikarr szélességek egy szelvény mentén

alaktényező: a falikarr szélességének és mélységének hányadosa

alaktényező intervallum: egy szelvény mentén a legkisebb és legnagyobb értékű szélesség és mélység hányadosa

alaktényező legnagyobb gyakoriság: az osztályközbe csoportosított alakok közül a leggyakoribb egy szelvény mentén

Note:

intervals are in 2 centimeters

width interval: the width of the smallest and the biggest 'Wandkarren' which occur along a line

most common width: the widths of the most common 'Wandkarren' which are grouped into the interval (along the line)

shape: ratio of the widths and the depths of the 'Wandkarren'

shape interval: ratio of the smallest and the greatest width and depth along one line

the greatest frequency of shapes: the most common shape along the line from the shapes grouped into the interval

2. Módszerek

Szelvények mentén vizsgáltuk a falikarrok szélességét, mélységét, irányát és a hordozó lejtő dőlésirányát. A mérési adatok felhasználásával számítottuk a falikarrok által képviselt *fajlagos kioldottságot* (a formák össz-szélességének és szelvényhosszának hányadosa), a *formasűrűséget* (a forma darabszámának és a szelvény hosszának a hányadosa), *alaktényezőjét* (a szélesség és mélység hányadosát), valamint *irányeltérését* (a hordozó lejtő dőlésirányától mért irányeltérést). A kapott adatokat az I, II. táblázat mutatja. A fenti adatokat osztályközőkbe csoportosítva, megadtuk a szélesség (2. ábra) az alaktényező (3. ábra), valamint az irányeltérés (4. ábra) eloszlását.

A szelvényeket hordozó térszínek lejtőszöge meglepően változatos (I. táblázat). Valószínű, hogy falikarrok (vagy falikarr típusú formák) kisebb lejtőszög mellett is kialakulnak.

3. A falikarrok mérete és morfológiája

A falikarrok szélessége 2,5-34 cm közötti (leggyakoribb 4-12 centiméter). A D-5/2000 jelű és D-13/2000 jelű szelvénynél a leggyakoribb szélesség aránya a legnagyobb (43,75% ill. 33%). A falikarrok alaktényezője 0,14-28 közötti (legnagyobb gyakorisága 2-4 cm közötti, így a D-13/2000 jelű szelvénynél 71,42%), ill. 0-2 cm közötti (D-14/2000 jelű szelvénynél 80%). A falikarrok sűrűsége 1,49-14,55 db/m között szóródik, míg a fajlagos kioldódás értéke 19,37-39,31 cm/m közötti (*I. táblázat*).

A falikarrok többnyire lejtésirányban képződtek. Pl. a D-13/2000-, de különösen a D-5/2000 jelű szelvények falikarjainál tapasztalható ez a sajátosság. Az előző szelvény falikarjainak 61,9%-a, az utóbbi szelvény falikarjainak 87,65%-a 20°-nál kisebb mértékben tér el a hordozó lejtő dőlésének irányától (*4a, 4b. ábra*). Előfordul, hogy e formák iránya valamint a hordozó lejtő dőlésiránya közötti eltérés nagyobb. Így a D-19/2000 jelű szelvény falikarjainak 52,64%-a, a D-16/2000 jelű szelvény falikarjainak 57,7%-a 20°-nál nagyobb eltérésű a hordozó lejtő dőlésirányához képest (*4c, 4d. ábra*).

A fajlagos kioldottság, és a formásűrűség nem függ sem a tengerszint feletti magasságtól, sem a hordozó térszín lejtésétől (*I. táblázat*). Kapcsolat mutatható ki viszont a szélesség, az alaktényező, valamint a formásűrűség és a fajlagos kioldottság között. Azon szelvényeknél, ahol a falikarrok alaktényezője nagy, a formásűrűség és a fajlagos kioldódás is nagy. Ilyen falikarrok fordulnak elő a D-5/2000- és a D-13/2000 jelű szelvények mentén. E szelvények falikarjai félkürtő alakúak. Azon szelvényeknél, ahol az alakot leíró számérték kicsi, a sűrűség és a fajlagos kioldódás is kicsi. Ilyen falikarrok fordulnak elő a D-16/2000-, a D-19/2000-, a D-20/2000- és a D-4/1999 jelű szelvények mentén. E szelvények mentén nagy mélységű hasadék falikarrok fejlődtek ki.

A falikarrok szélessége változatos. Az adatok azt mutatják, hogy a félkürtő falikarrok szélessége kevésbé, a hasadék alakúaké nagyobb mértékben szóródik. Ennek az lehet az oka, hogy a nagy sűrűséggel kifejlődő félkürtő falikarokat a szomszédjaik „nem engedik” szélesedni, míg a hasadék falikarrok szélesedését, miután egymástól távol helyezkednek el, a szomszédjuk a növekedésben nem korlátozza. Ezért e típuson belül nagyobb szélességűek is előfordulhatnak. Ugyanakkor egy-egy szelvény mentén változatos szélességű falikarrok fordulnak elő. Ezt eltérő korukkal és eltérő fejlődési sebességükkel magyarázzuk (a képződményekben eltérő mennyiségű víz áramolhat, vagy a víznek különbözhet a CO₂ tartalma).

A félkürtő és hasadék alak között átmenetet képeznek a D-14/2000 jelű szelvény falikarjai. E falikarrok alakja inkább félkürtők (vagy ilyen falikarrok is előfordulnak közöttük), ugyanakkor a szelvény mentén a sűrűség és a fajlagos leoldottság is kicsi.

4. A falikarrok típusai

Keresztmetszetük szerint a falikaroknak az alábbi típusai különíthetők el (5. ábra):

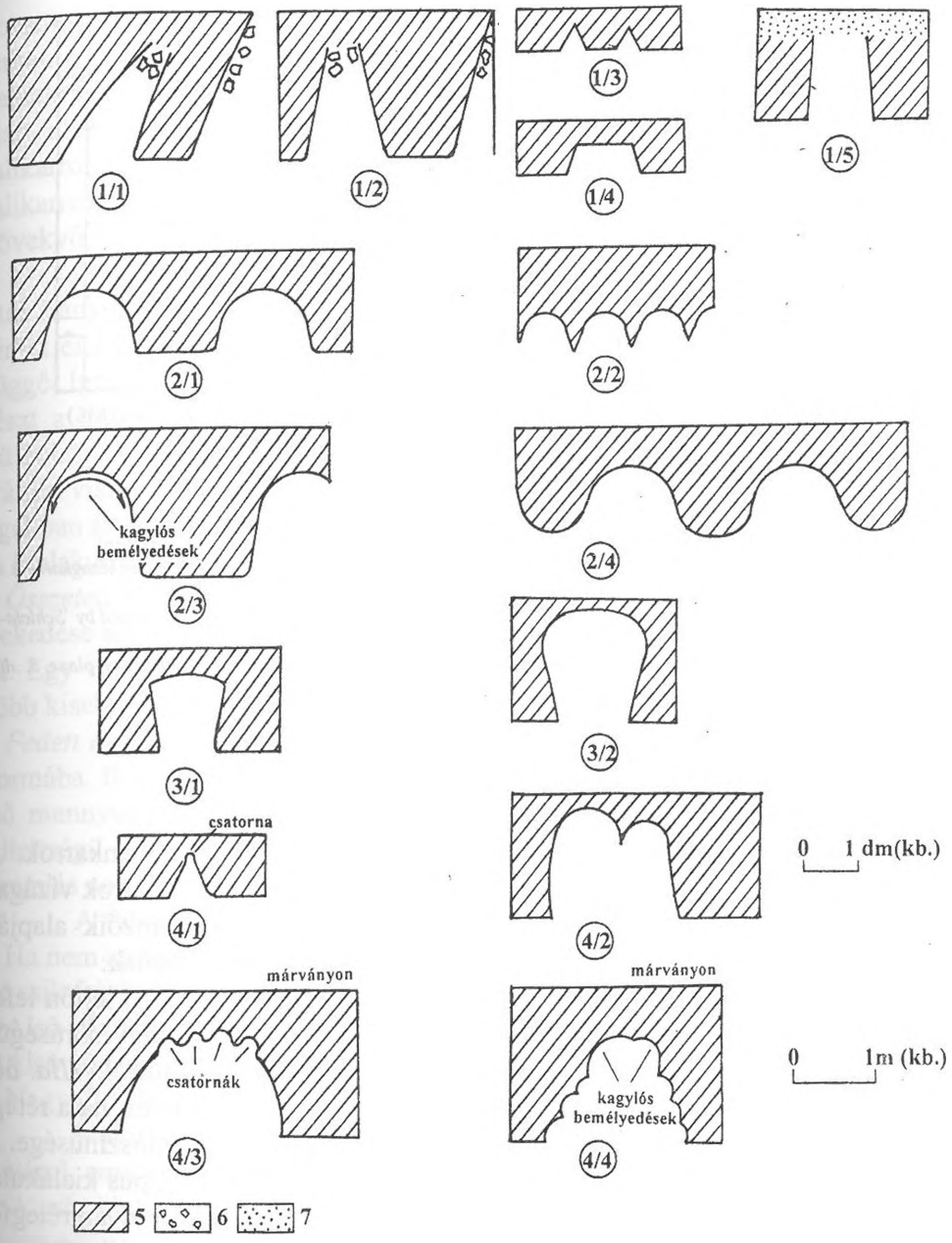
- *Hasadék falikarr* (5.1. ábra, 7.Ib. ábra): pereme éles, oldalfala sík. Több változata is elkülöníthető. Így az oldalfalak különböző V betűkre emlékeztető alakzatokat formálhatnak. Ha az oldallejtők nem metszik egymást, a forma aljzata síkban végződik el. Ilyenkor a falikarr lehet törmelékes, vagy törmelékmentes végű. Az oldalfal a hordozó lejtőre vagy merőleges, vagy ahhoz képest ferde helyzetű. Előfordulhat, hogy a közel párhuzamos oldalfalú falikarr végét talaj béleli ki.

- *Félkürtő falikarr* (5.2. ábra, 7a. ábra): oldallejtője íves. E típusnak is több változata ismerhető fel. Így a falikarr lehet félkörhöz, vagy félellipszishez hasonló. Ezen változatnál a falikarrok között a hordozó lejtő lehet ritkábban széles (sík, vagy lekerekített), gyakrabban éles, gerincszerű. E típusba tartozó formák falát gyakran tagolják kagylós, ujjbegyszerű bemélyedések („sclalops”-ok).

- *Öblös falikarr* (5.3. ábra): az elvégződése irányába szélesedik. E változat vége sík, vagy íves lehet.

- *Összetett falikarr* (5.4. ábra): tagolt forma, legalább két részre különül. Felépülhet két hasonló méretű, valószínűleg összeoldódott rész falikarrból. Gyakoribb, hogy a nagyobb falikarr oldallejtőjét, vagy végét kisebb falikarrok tagolják.

A hordozó felületre merőleges irányból nézve a falikarrok a lejtő teljes hosszában, vagy annak csak egy részén fejlődnek ki. A lejtő teljes hosszában kifejlődött falikarr lehet folytonos kiterjedésű, vagy réteghézagkarokkal ill. különböző alakú, nem réteglap mentén kialakult üregekkel megszakított (6. ábra). Előfordulhat, hogy a falikarr a réteghézagkar alatti lejtőn változatlan, míg más esetben kisebb szélességgel (esetleg szétágazódva) folytatódik. A falikarr kezdete egybeeshet a hordozó lejtő kezdetével (a falikarr kezdete peremi helyzetű), vagy nem. A falikarr kiékelődhet, vagy a réteghézagkar mélyedésnél végződik el. Akkor, ha a falikarr réteghézagkarnál kezdődik, terjeszkedhet a hordozó lejtő tövéig, egy másik réteghézagkarrig, vagy ugyancsak kiékelődhet. A lejtő alsó szélénél elvégződő falikarr ugyancsak kiékelődhet, talajos térszínhez vezethet, vagy más karos formákhoz kapcsolódhat.

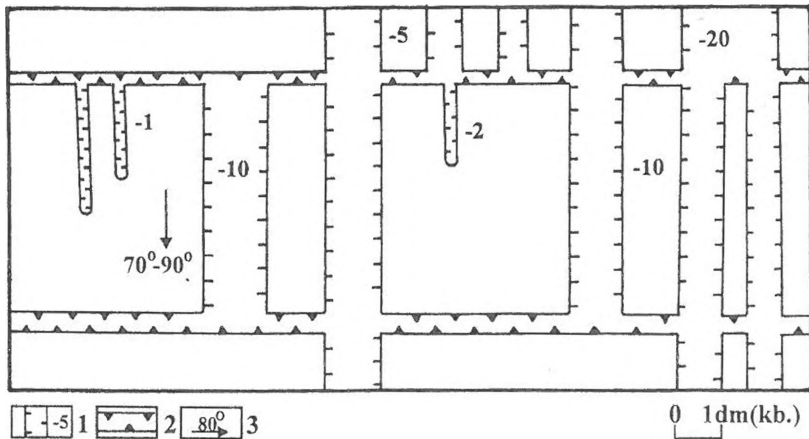


5. ábra: Falikarr formák (metszetben)

Jelmagyarázat: 1. hasadék típusú falikarrok (1/1. ferde-, 1/2. egyenes-, 1/3. kiékelődő-, 1/4. sík végű-, 1/5. talajjal kitöltött falikarr), 2. félkürtő típusú falikarrok (2/1. falikarrok közötti sík felületek, 2/2. falikarrok közötti gerincek, 2/3. falikarrokban kagylós bemélyedések, 2/4. falikarrok közötti lekerekített felületek), 3. összetett falikarrok (3/1. kiszélesedő, sík belsejű-, 3/2. kiszélesedő íves belsejű falikarr), 4. nagyméretű összetett falikarrok márványon (4/1. egy csatornával, 4/2. belsejében küszöbökkel, 4/3. vályúkkal, 4/4. kagylós formákkal) (Diego de Almagro sziget), 5. mészkő, márvány, 6. törmelék, 7. talaj

Fig. 5. The shapes of the 'Wandkarren' (in profil)

Legend: 1. gully-type 'Wandkarren' (1/1 slanting-, 1/2 straight-, 1/3 out-wedging, 1/4 planar bottomed-, 1/5 'Wandkarren' filled with soil), 2. half-pipe 'Wandkarren' (2/1 planar surfaces between 'Wandkarren', 2/2 ridges between 'Wandkarren', 2/3 scallops in the 'Wandkarren', 2/4 rounded surfaces between 'Wandkarren'), 3. complex 'Wandkarren' (3/1 widening, its bottom is planar, 3/2 widening its bottom is curved), 4. big, complex 'Wandkarren' (4/1 with one channel, 4/2 with ridges in its inside, 4/3 with channels, 4/4 with scallops) on marble (Diego de Almagro Island), 5. limestone, marble, 6. debris, 7. soil



6. ábra: Falikarrok kifejlődési típusai hasadékokkal tagolt réteglépcsőn (előlnézetben)
 Jelmagyarázat: 1. falikarr mélységgel (centiméter), 2. réteglap mentén kialakult hasadék (réteghézagkarr), 3. hordozó felszín lejtésiránya és lejtőszöge

Fig 6. Development types of the 'Wandkarren' where the step made up of band-heads is separated by 'Schichtfugenkarren'

Legend: 1. the depth of the 'Wandkarren' (cm), 2. 'Schichtfugenkarren' which developed along bed plane, 3. dip direction and angle of the bearing surface

5. A falikarrok kialakulása

Kisebb dőlésű lejtőkön alakulnak ki a rillenkarrok és a rinnenkarrok. A rillenkarrok lepelvíz alatt (GLEW-FORD 1988), míg a rinnenkarrok vízágak alatt (TRUDGILL 1985) képződnek. A falikarrokak jellemzőik alapján kialakulás szerint két fő típusát különítjük el, amelyek az alábbiak:

- A félkürtő, vagy rillen típusú falikarrok (7Ia. ábra) a hordozó lejtőn lefolyó lepelvíz alatt alakulnak ki. Keresztmetszetük, alakjuk, nagy sűrűségük bizonyítja lepelvízes eredetüket. A lepelvíz a lejtő peremén túlról (7IIa. ábra), vagy a réteghézagkarrokból származhat (7IIc. ábra). Akkor, ha a réteglépcső feletti réteglapot talaj fedi kialakulásuknak kisebb a valószínűsége. A talaj ugyanis tárolja a csapadékvizet. Legnagyobb eséllyel e típus kialakulásában az olvadékvizeknek lehet szerepe. Ezért alakulhatnak ki olyan rétegfeken is, amelyek felett a réteglap dőlése a rétegfaj dőlésével ellentétes. A réteglapon felhalmozódó vastag hóból keletkező olvadékvíz ugyanis még ebben az esetben is a határoló rétegfajon folyik le.

- A hasadék, vagy rinnen típusú falikarrok (7Ib) vízágak mentén jönnek létre (7IIb. ábra), amit kis sűrűségük bizonyít. A vízágak táplálkozhatnak talajmentes réteglapról, talajból (több megcsapolási hellyel), vagy talajfoltból. A talajfolt kialakulásához a falikarr is hozzájárulhat. A vízág kisméretű üregből is származhat (7IIc. ábra). A vízágak távolsága véletlenszerű, víz-

hozamuk, létezésük időtartama, vizük CO₂ mennyisége nagymértékben eltérhet. Ezért egymás szomszédságában igen eltérő méretű falikarrok alakulhatnak ki. A különböző vízágak nem szükségszerűen ugyanazon időszak alatt alakulnak ki, így egymás közelében különböző korú és aktivitású falikarrok sorakozhatnak. E genetikai típusba tartoznak szerintünk az öblös falikarrok is. Valószínű, kialakulásukban a növekvő vízhozamnak, vagy a növekvő oldóhatásnak lehetett szerepe.

A falikarrok két típusának kétféle vízáramlás melletti kialakulására utal irányeloszlásuk is. A lepelvíz alatt kialakuló formák iránya kevésbé térhet el a hordozó lejtő dőlésirányától. Egyrészt a lejtőn a lepelvíz összefüggő, így a vízáramlást a helyi egyenetlenségek nem módosíthatják. Másrészt a kialakuló formáknak, mint említettük „*nincs helyük*” ahhoz, hogy különböző irányokban képződhessenek. A vízág alatt kialakuló falikarrok iránya viszont nagyobb mértékben térhet el a lejtő dőlésirányától. A vízágakban áramló víz ugyanis a lejtő egyenetlenségeinél irányát változtathatja. A kialakuló falikarrok így változatosabb irányokban képződhetnek.

- *Összetett típusú falikarr* kialakulása akkor következik be, ha a forma növekedése során olyan méretet ér el, hogy azt a vízág már nem képes kitölteni. Egy vízág esetén egy nagyobb, több vízág esetén a hordozó falikarrban több kisebb, fiatalabb falikarr is kialakulhat.

- *Fedett típusú falikarr* alakul ki akkor, ha a falikarr pereméről talaj kerül a formába. Ilyen típusú fejlődés ott fordul elő, ahol növényzet és talaj elegendő mennyiségben található (pl. kisebb magasságban, vagy az Alpok déli kitettséggű részein). A talajkitöltöttség miatt a falikarrban érdemleges vízáramlás nem lesz. A vízág alatti oldást felváltja a talaj alatti oldódás.

A falikarrok antiregressziósan fejlődnek. Ezt az alábbiak bizonyítják:

- Ha nem réteghézagkarrtól kezdődnek mindig a hordozó lejtő felső peremére esik felső elvégződésük.

- Alsó végük különböző magasságokban ékelődhet ki.

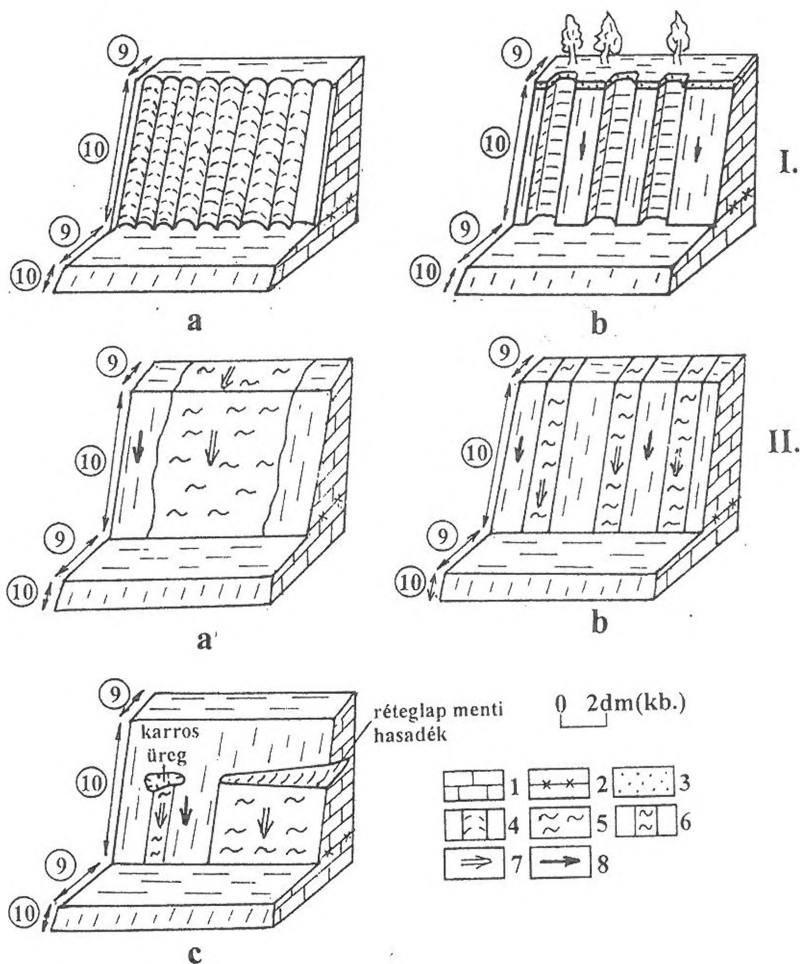
- Alsó végeik felé szélességük többnyire csökken.

- Nagy (70°-90°) lejtőszögű lejtőkön nincsenek rillek és rinnenek.

Valószínű, hogy az antiregressziós fejlődéshez több tényező is hozzájárul, amelyek az alábbiak:

- A már kialakult falikarrban a vízáramlás gyorsabb, ami azt eredményezi, hogy a víz telítődése egyre hosszabb út megtétele esetén következik be.

- A hordozó lejtő pereménél, vagy a falikarrban, a növényzet fejlődése miatt a víznek egyre nő a CO₂ tartalma.



7. ábra: Falikarrok genetikai típusai

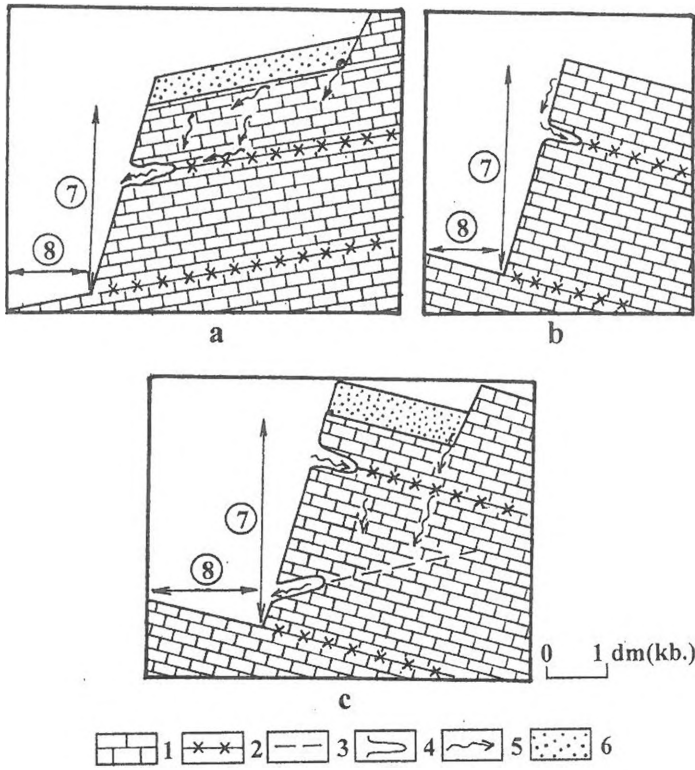
Jelmagyarázat: Ia. félkürtő (rillen) típusú falikarr, Ib. hasadék (rinnen) típusú falikarr, II. a falikarrok felszíni eredetű lepelvíz alatt képződnek, II.b. a falikarrok felszíni eredetű vizágak alatt képződnek, II.c. a falikarrokot a kőzetből kiáramló víz alakítja ki, 1. mészkő, 2. réteglap metszetben, 3. talaj, 4. falikarr, 5. lepelvíz, 6. vizág, 7. vízáramlás, 8. lejtésirány, 9. réteglap, 10. réteglejtő(ek)

Fig 7. Genetic type of 'Wandkarren'

Legend: Ia. half pipe (rillen) type 'Wandkarren', Ib. gryke (rinnen) type 'Wandkarren', II. 'Wandkarren' developed under water sheet which originates from the surface IIb. 'Wandkarren' developed under gibbons, which originate from the surface, IIc. 'Wandkarren' developed by water which out flows from the rock, 1. limestone, 2. bedding plane in profile, 3. soil, 4. 'Wandkarren', 5. sheet water, 6. gibbon, 7. water current, 8. slope direction, 9. bedding plane, 10. heads of the bed

A hordozó lejtő szögének növekedésével a karrformák (rillek és rinnek) száma csökken, majd további növekedés esetén falikarrok fejlődnek ki. A turbulens áramlás létrejötté (amely miatt növekszik a kőzet oldódása) függ például az áramló víz vastagságától és az áramlási sebességtől

(EMMET 1970, TRUDGILL 1985). A lejtőszög növekedése miatt a gyorsabb áramlás környezetében a vízvastagság kisebb lesz. Ez nem kedvez a turbulens áramlás kialakulásának. Ezért a kisebb lejtőszögű tartományban a lejtőszög növekedése esetén az oldódás intenzitása csökken (a vízáramlás akár lepelvizes, akár vízágas). 70°-nál nagyobb lejtőszögnél a gyors áramlás miatt kicsi lepelvíz vastagság mellett is kialakulhat a turbulens áramlás. Ezért nagy lejtőszögű lejtőkön az oldódás intenzitása növekedhet, de ekkor már falikarrok képződnek.

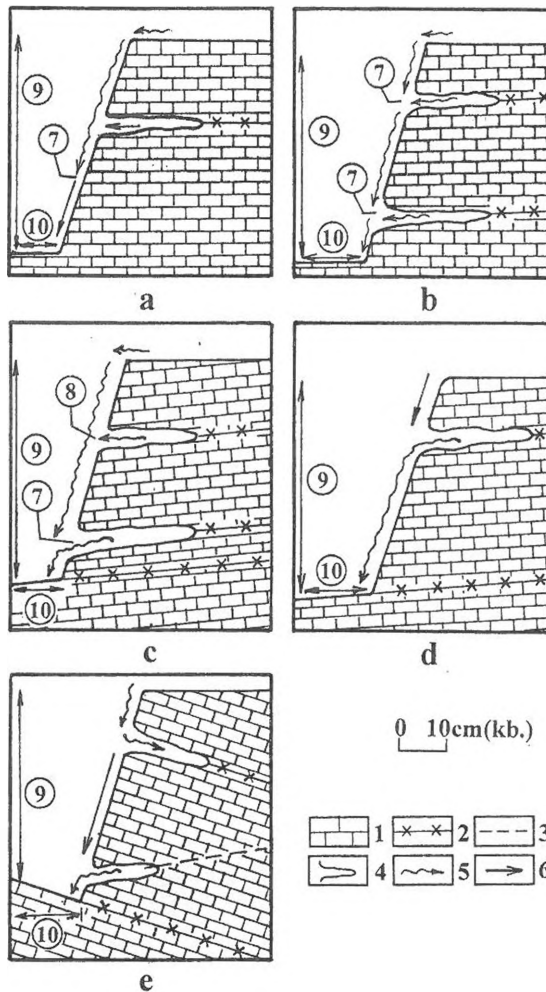


8. ábra: Rréteghézagkarr kialakulási típusok rétegefejen

Jelmagyarázat: a. a réteglap és rétegfaj dőlése megegyezik, b. a réteglap és rétegfaj dőlése ellentétes, c. a réteglap (ill. törés) és rétegfaj dőlése egyező és ellentétes, 1. mészkő, 2. réteglap a kőzetben, 3. törés, 4. réteghézagkarr, 5. oldóképes víz szivárgása, 6. hó, 7. rétegfaj, 8. réteglap a felszínen

Fig 8. Genetic type of 'Schichtfugenkarren' developed on heads of beds

Legend: a. the dip direction of the bedding plane and the dip direction of the head of the bed are the same, b. the dip direction of the bedding plane and the dip direction of the head of the bed are the opposite, c. the dip direction of the bedding plane (concerning joint) and the dip direction of the head of the bed are the same and the opposite, 1. limestone, 2. bedding plane in the rock, 3. joint, 4. 'Schichtfugenkarren', 5. in filtration of the dissolvable water, 6. snow, 7. the head of the bed, 8. bedding plane on the surface



9. ábra: Különböző hosszúságú falikarrok kialakulása

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. réteglap (metszeten), 3. törés, 4. réteghézagkarr, 5. oldóképes víz, 6. telített víz, 7. a rétegfeljen lefolyó víz telítettségi helye, 8. hasadékból (réteghézagkarr) kifolyó telítetlen víz adódik a rétegfeljen lefolyó vízhez, miáltal annak oldóképessége hosszabb távolságon megmarad, 9. rétegfelj, 10. réteglap, a. a réteglapról a rétegfeljre folyó víz bárhol telítődhet (a hasadékokat átharántoló, változatlan szélességű falikarrok képződnek), b. a rétegfeljen lefolyó víz a legfelső hasadék magasságában telítődik, de a hasadékból kifolyó víz az oldóképességét fenntartja (a falikarr a hasadékokat átharántolja, de alatta kisebb szélességű), c. a rétegfeljen lefolyó vízhez mielőtt telítődne a hasadékokból oldóképes víz érkezik (a falikarr változatlan szélesség mellett több hasadékot harántol), d. a rétegfeljen lefolyó víz nem oldóképes (falikarr csak a hasadék alatt fejlődik ki, ahonnan oldóképes víz folyik ki), e. a rétegfeljen lefolyó oldóképes víz a hasadékba áramlik (a falikarr két hasadék közötti szakasza nem alakul ki)

Fig 9. The development of 'Wandkarren' with different length

Legend: 1. limestone, 2. bedding plane (on cross-section), 3. joint, 4. 'Schichtfugenkarren', 5. dissolve able water, 6. saturated water, 7. the saturation place of the water which can flow on the head of the bed, 8. the dissolution grow because on the head of the bed, flow water mixes with unsaturated water, which out flow from 'Schichtfugenkarren', 9. the head of the bed, 10. bedding plane, a. the water can saturate anywhere (the width of the 'Wandkarren' is just as large above the 'Schichtfugenkarren' and under 'Schichtfugenkarren' too), b. water flowing down on heads of bend will be saturated, at the altitude of the highest 'Schichtfugenkarren', but water leaving out of the 'Schichtfugenkarren' maintain its dissolutionability (the width of the 'Wandkarren' will be smaller under the 'Schichtfugenkarren'), c. the water can not saturate it will mixed with dissolvable water, which leaves the 'Schichtfugenkarren' (the 'Wandkarren' cuts some 'Schichtfugenkarren', but their width will not change), d. the water is not dissolvable ('Wandkarren' can only develop under Schichtfugenkarren' because dissolvable water leaves the 'Schichtfugenkarren'), e. the water dissolvable, but it flows into the 'Schichtfugenkarren' ('Wandkarren' will not develop between 'Schichtfugenkarren')

A hasadék típusú falikarrokra jellemző elsősorban, hogy réteghézagkarrokat harántolnak ill. e formáktól indulnak. A réteghézagkarrok réteglapok menti oldódás miatt alakulnak ki (WEBER, H. 1967). A réteghézagkarrok kialakulása kétféleképpen történhet (8. ábra). Kialakulhatnak úgy, hogy a kőzetbe beszivárgó víz réteglapok mentén a rétegtejes felszínnek irányába kifelé áramolva üregeket old ki. De kialakulhatnak úgy is, hogy a rétegtejes falon lefolyó víz a réteglap mentén a kőzetbe beszivároghva alakít ki üregeket. Ez utóbbinak kisebb a valószínűsége, miután a falon (rétegtejesen) lefolyó vízből csak kevés juthat a kőzetbe.

Az alább felvázolt genetikai modell szükséges feltétele, hogy a réteghézagkarrok idősebbek legyenek, mint ezek környezetében előforduló falikarrok. Ezt egyébként az alábbiak bizonyítják:

- A réteghézagkarnál a falikarr szélessége átmenet nélkül, hirtelen megváltozik (szélessége lecsökken). Ez csak akkor lehetséges, ha a réteghézagkarr az alatta húzódó falikarr részletnél már korábban kialakult.

- A réteghézagkarrok belmagassága nem változik. Ha egy réteghézagkarr fiatalabb lenne, mint a harántoló falikarr, akkor az utóbbtól távolodva a különböző réteghézagkarrok belmagassága csökkenne. Ez esetben ugyanis egy-egy réteghézagkarr kialakulásának a falikarnál kellett volna kezdődnie és így ott lenne a belmagassága a legnagyobb.

A különböző hosszúságú és szélességű falikarrok kialakulása a következőképpen történhet (9. ábra):

- A falikarr szélesség változás nélkül harántolja a réteghézagkarrt, mert onnan csak telített víz lép ki (9a. ábra).

- A falikarr a réteghézagkarrt, vagy a réteghézagkarrokat átharántolja, de az átharántolási helyen a szélessége lecsökken (9b. ábra). Ekkor a falon lefolyó víz a réteghézagkarr magasságára már nagyrészt telítődik, de az onnan kilépő víz telítetlen, tehát oldóképes. Emiatt a falikarr a réteghézagkarr alatt is fejlődik (9b. ábra).

- A falikarr úgy harántol át akár több réteghézagkarrt, hogy szélessége nem csökken, sőt esetleg még nőhet is. Ilyenkor a lefolyó víz oldóképessége csak kis mértékben csökken. A réteghézagkarrból kilépő víz, mivel telítetlen és mivel keveredik a falon lefolyó vízzel képes tartósan a teljes oldóképességet fenntartani (9c. ábra).

- A falikarr a réteghézagkarnál kezdődik, miután a rétegtejesen lefolyó víz nem oldóképes, viszont az üregből kilépő víz igen (9d. ábra).

- A falikarr két réteghézagkarr között megszakad. Ilyenkor a rétegtejesen lefolyó víz a felső réteghézagkarrba áramlik, vagy ebben a magasságban telítődik. Az alsó helyzetű réteghézagkarrból oldóképes víz áramlik ki (9e. ábra).

Feltételezhető, hogy a falikarrok keveredési korrózióval is kialakulhatnak. Ennek az esélye a legvalószínűbb a második valamint a harmadik és negyedik esetben.

6. Eredmények

- Csoportosítottuk a falikarokat keresztmetszet és szembenézet szerint. A falikarrok kiékelődhetnek, vagy réteghézagkarroknál kezdődhetnek, ill. azokat keresztezve változhat a szélességük.

- A falikarrok kialakulása antiregressziós. Képződésük attól függ, hogy a lejtő felső peremétől származó víz milyen kifejlődésben áramlik a lejtőn ill. keveredik-e ezen vízhez oldóképes víz. Kialakulásuk történhet lepelvíz, víz-ág és talaj alatt.

- A falikarr fejlődését módosíthatják a lejtő réteghézagkarrjai akkor, ha e formákból oldóképes víz lép ki.

- Ha a falikarr a réteghézagkarr felett kiékelődött, akkor alatta egy újabb fejlődése kezdődik el. Akkor, ha a lejtőn lefolyó víz még oldóképes, a réteghézagkarrból kilépő víz az oldóhatását növeli. Ezért a vízkilépés alatt a falikarr szélessége ugyanakkora, esetleg nagyobb lesz, mint a harántolási hely fölött. Ha a falikarr a réteghézagkarrnál elvégződik, a lejtőn lefolyó víz ott telítődik. Előfordulhat, hogy a még oldóképes víz a kőzetbe szívárog. Emiatt a réteglap menténi oldódás történik.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeits. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.

EMMETT W. W. (1970): The hydraulics of overland flow on hillslopes – U. S. Geol. Surrey Profess Paper p. 662-667.

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 Processes 5. p. 25-36.

TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone Geomorphology – Longman, New York

WEBER, H. (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes – B. G. Taubner Verlagsgesellschaft, Leipzig

KARSZTOS FELSZÍNFEJLŐDÉSI TÍPUSOK DIEGO DE ALMAGRO SZIGETÉN (CHILE)

VERESS MÁRTON-ZENTAI ZOLTÁN-TÓTH GÁBOR-
CZÖPEK ISTVÁN

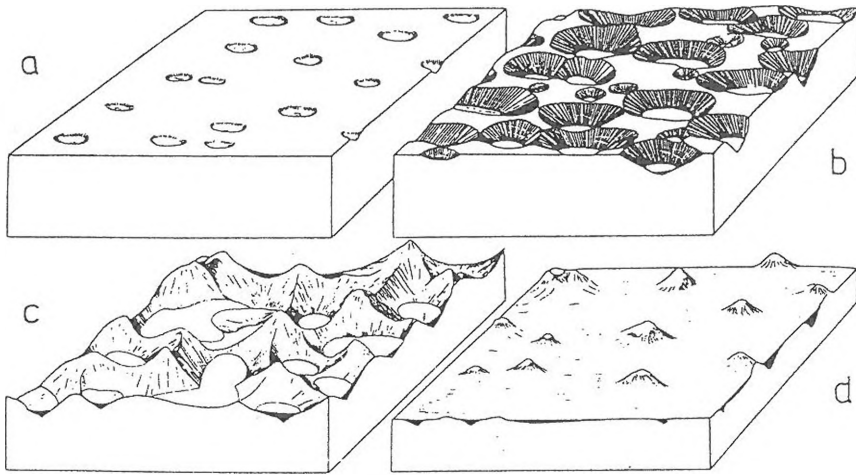
Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@deimos.bdtf.hu zzoltan@fs2.bdtf.hu tothg@fs2.bdtf.hu

Abstract: We searched the surficial karst of the Diego de Almagro (Chile) on our expedition. We distinguished three levels of karstification on the marble stripes of the island: coastal zone with small altitude, a zone with medium altitude (cc. between 50-400 m) and a zone with big altitude (above 400 m). Karrentificated coastal zone belongs to the zone with small altitude. The medium-high zone can be the areas of the younger glacier valley. Later we separated two parts: the areas of the valley bottoms together with the areas of the valley slopes, the other one is the areas of the embossed rocks. The areas with high altitude are made up of the remnants of bottoms of the older glacier valleys, arêtes and matterhorns. The karstification on the slopes of the valleys and the valleys bottoms can be intensive, because the surface is covered with vegetation on the slopes and at the bottoms of the valleys. During karstification karren forms, and other meso-karstic forms such as avens, dissolution trenches, sinkholes, further more non-karstic forms (beds, water cut) develop. 'Wandkarren' (wallkarren) develop on the slopes of the embossed rocks and troughs (rinnen) are characteristics of the tops of the embossed rocks. The tops of the embossed rocks can denudate slightly, only in a small degree. Their slopes can denudate backsteppingly parallel with themselves by karrentification. The decrease of the altitude of embossed rocks will be small. The decrease of the dilation of these forms will be considerable. Altitude difference will increase between the slopes of the valleys and the embossed rocks on the area of the younger glacier valleys. Dilation of the slopes of the valleys will increase also because of the loss of the embossed rocks. 'Wandkarren' are characteristics of the slopes of the marble stripes with big altitude, whereas pipes can be seen on their margins. The are dissolution trenches, pipes (karst wells), solution basins and troughs (rinnen) in the inside of the marble zones. The surfaces of the marble stripes can develop by karrentification. The karrentification on their surfaces is conducted by the embossed rocks and the wind. The slopes of the marble stripes can denudate backsteppingly parallel with themselves. The surfaces of the marble stripes decrease largely. But the marble stripes can be separated into parts too, because of the development of the dissolution trenches.

1. Bevezetés

A karszt felszínfejlődését elsőként GRUND (1914) írta le. Felszínfejlődési modellje a davis-i tönkösödési felfogáson alapult. Szerinte töbrök, uvalák alakulnak ki, majd e formák összenövésével kisebb-nagyobb magaslatok maradnak vissza (1. ábra). A későbbi kutatások azt mutatják, hogy a fenti felszínfejlődésre elsősorban trópusi éghajlaton lehet jellemző. Ezen éghajlat karsztjairól ún. polygonális karsztot írtak le, pl. Új-Guineáról (WILLIAMS 1971). Az ilyen típusú karsztokon a töbrök közti válaszfalak részlegesen elpusztulhattak, aminek eredményeként különböző alakú maradvány dombok maradnak vissza (DAY 1978) az eredeti térszínből. Olyan felszínrészek, ahol nagyméretű töbrök részben összenöttek, ill. ennek eredményeként karsztdombok maradnak meg az eredeti felszínből, mérsékelt övi karsztokon

is kifejlődhetnek. Igaz lokálisan, nem nagy kiterjedésben. A karros vizsgálatok eredményeként, különböző karros felszínfejlődési modelleket is létrehozottak. Így *CVIJIČ* (1924) szerint a karrosodás során „*struga*”-k (folyosók), kicsi dolinák képződnek. E formák közti magaslatok lepusztulásával a felszín ugyancsak síkká formálódik (*2a. ábra*). *WILLIAMS* (1966) szerint a jég által lenyesebb felszínen runnelek, hasadékok képződnek. A köztük lévő háta leksonkolódnak, majd törmelékesednek. A kialakult felszín alacsonyabb mint az eredeti, de karrosodásból visszamaradt törmelék borítja (*2b. ábra*). A karrosodás során hasadékok, a hasadékokból karszt utcák és depressziók képződnek, ha az eredeti térszint hasadékok (*BROOK-FORD* 1978), vagy kürtők (*BROOK-FEENEY* 1996) tagolják. Ez utóbbi esetekben a végső, karrosodással kialakult felszint „*clint*”-ek (maradvány magaslatok) tagolják (*2c. ábra, 2e. ábra*).

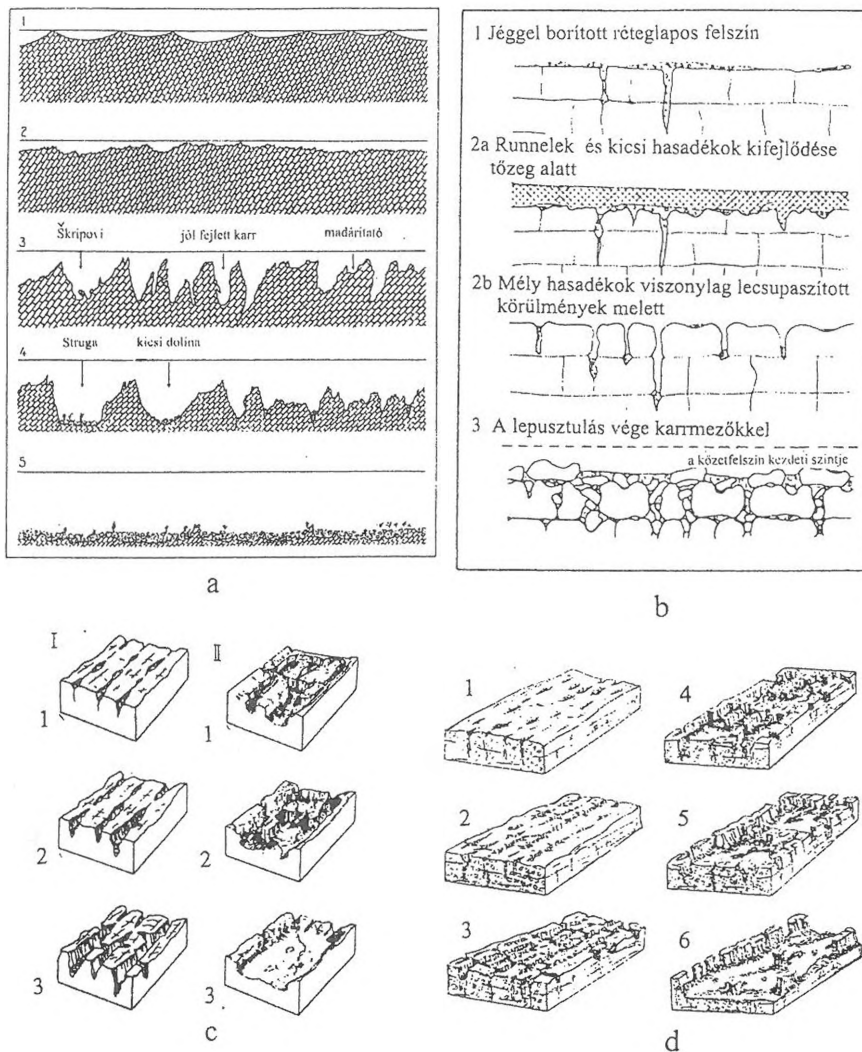


1. ábra: A karszt ciklikus felszínfejlődése (*GRUND* 1914)

Jelmagyarázat: a. Fiatal karszt: a dolinák között az eredeti felszín maradványaival, b. „Adolescent” karszt: nagyobb dolinákkal és összenövésekkel, c. Érett karszt: az eredeti felszín már nem létezik, nagy dolinák és uvalák vannak köztük magaslatokkal és gerincekkel, d. „Öreg karszt”: az eredeti térszint dombok képviselik

Fig. 1. Cycle development of the karst (according to *GRUND* 1914)

Legend: a. 'Young' karst: between dolines, much of the original surface remaining, b. 'Adolescent karst': with large dolines and many coalescing, c. 'Mature karst' (Cockpitlandschaft) the original surface has disappeared, large dolines and uvalas lie between the Cockpithügeln, d. 'Old karst': only isolated hills remain upon the residual plain.



2. ábra: Karros felszínfejlődés a: jégelborítástól mentes felszín (CVIJIĆ 1924 szerint), b: ideiglenesen jéggel borított felszín (WILLIAMS 1966 szerint) c: a kezdeti felszín hasadékkarros felszín (BROOK-FORD 1978 szerint), d: a kezdeti felszín kürtőkarros felszín (BROOK-FENEY 1996 nyomán) esetén

Jelmagyarázat: a. 1-2 néhány méter sekély csatornák és éles gerincek, 3. 3-4 méter mély csatornák, „skipovi”, karr kutak (kürtők), madaritato formák, 4. „struga” és dolina formák, 5. a kiálló részek teljesen elpusztulnak, a felszínt kötőmélék borítja be, b. a jég által pusztított réteglapos felszínen (1) talaj alatt runnelek és hasadékok képződnek (2a), a talaj és a karrformák közti felszín részletek pusztulásával lecsonkolódott hasadékok maradnak vissza (2b), majd törmelékkel elborított térszín alakul ki (3) c: „labyrinth karst” kifejlődése úgy, hogy hosszanti hasadékok szélesednek „utcákká” (I.1.-I.3.), oldódás és fagyaprózódás hatására clint”-ek és tornyok maradnak vissza (II.1.-II.2.), végül nagyobb zárt depressziók keletkeznek (II.3), d. labyrinth karst alakul ki kürtőkből (1-3), a hasadékok továbbnövekedésével hasadékszerű mélyedések és „fennsíkok” képződnek, maradvány „clint”-ekkel és tornyokkal (4; 5), végül a mélyedések továbbfejlődésével maradvány „clint”-ek és tornyok maradnak vissza (6) Fig. 2. Karrenification development a: on glacial-free surface (after CVIJIĆ 1924), b: the surface was covered with glacial originally (after WILLIAMS 1966), c: on surface originally with are grikes (after BROOK-FORD 1978), d: on surface originally with pits (after BROOK-FENEY 1996).

Legend: a. 1-2: there are channels and sharp ridges of few meters, 3. there are channels, which can be about 3-4 meters, fox example 'skipovi', karst wells, kamenitzas, 4. there are 'struga' and dolinas forms, 5. the remnant will die the surface will be covered with debris, b. glacier will form the surface (1) grikes and runnels develop under the soil (2a), 'truncated' grikes remain with the denudation of the surface between the grikes (2b), debris will cover the surface (3) c. 'labyrinth karst' develop because grikes will widen and they will create 'streets' (I.1.-I.3), 'clints' and towers will develop because of the dissolution and freeze and thaw disintegration (II.1.-II.2.), depressions develop (II.3.), d. strings of solution pits (1-3) coalesce to form intersecting networks of grikes or karst streets (2 and 3), as grikes and streets enlarge and coalesce, grike depressions and karst platea are formed often with residual clints or towers projecting from their floors (4 and 5), the coalescence of grike depressions and karst platea ultimately leads to the formation of marginal erosion surfaces surmounted by residual clints or karst towers (6).

A BDF Természetföldrajzi Tanszékéről a chilei Diego de Almagro szigetre 2002-ben expedíciót szerveztünk. A szigeten a karbonátos (márvány) felszínnek karsztosodását tanulmányoztuk. E tanulmányban a márványsávok lepusztulási sajátosságait (felszínfejlődését) mutatjuk be. E folyamat a szigeten viszonylag jól tanulmányozható az alábbiak miatt.

- A márványsávok felszínét a jég hozta létre. Így e felszínnek kora fiatal, legfeljebb 10 ezer év.
- A karsztosodó felszínrészek kis kiterjedésűek, egymástól jól elkülönültek.
- A karsztosodás (karrosodás) intenzív.
- A karsztosodó (karrosodó) felszínrészekeken más felszínformálás nem, vagy csak kismértékben játszódik le. A karrosodás többnyire teljes mértékben talajnélküli karrosodás. Így a felszínfejlődési modellek megalkotása során gyakran egyetlen tényező figyelembevételére is elégséges.

2. Természeti viszonyok

A szigetet felépítő kőzetek a karbon végi tektogenezis során metamorfizálódtak (*MAIRE et al* 1999). Valószínűleg a sziget területe egy keletre dőlő – mára lepusztult – takaró gyökérszónája. A karbonátos kőzeteket a Tarlton formációba sorolják (*FORSYTHE-MPODOZIS* 1983), amely alsó karbon – felső perm korú és kis mértékű metamorfizációt elszenvedve márvánnyá alakult. A márványt lamprofir és bazalt intrúziók szabdalták sávokra, amelyek ugyancsak metamorfizálódtak (*MAIRE et al.* 1999). A márvány 2 vagy 3, néhány száz méter szélességű, közel É-D-i irányú pásztát alkot, függőlegesen beékelődve a már említett metamorf kőzetekbe (*3. ábra*).

Morfológiai megfigyeléseink szerint a sziget mai felszínének kialakításában a gleccserek két generációja vett részt. Az idősebb gleccserek által létrehozott völgyek közti kárgerincek és kárcsúcsok még észlelhetők. A fiatalabb gleccserek felemésztették az idősebb gleccservölgyek talpait. (Ez utóbbiak maradványai azonban helyenként még felismerhetők. Egyik kutatási területünk is egy gleccservölgytalp maradvány.) A fiatalabb völgyek talpát részben, vagy teljesen tengervíz töltötte ki.

A márványon kialakult karros formák Földünkön itt a legnagyobb méretűek (*MAIRE et al.* 1999). Ezt és a karrosodás egyéb sajátosságait az alábbi tényezők okozzák.

- a csapadék *MAIRE et al.* (1999) szerint elérheti a 8000 mm/évet, a becsült csapadékhullás naponta minimálisan több óra időtartamú is lehet,
- a nyugati szél sebessége *ZAMORA-SANTANA* (1979) szerint átlagosan 60-80 km/h, de előfordulnak 150-200 km/h széllesek is,

- a jég által formált felszín (pl. báránysziklák),
- a közetszerkezet (a márvány nem rétegzett, de hiányoznak a palásodási felületek is),
- a márványban 1-2 deciméteres vastagságban egyéb, nem karbonátos anyagú metamorf kőzet telérek fordulnak elő.

3. Karsztosodási szintek

A szigeten magasság és a megelőző felszínfejlődés szerint három karsztosodási szint különíthető el. A legfelső szint, amely az idősebb gleccservölgyek talpát a kárcsúcsokat és kárgerinceket foglalja magába 400 m feletti magasságú. A középső szint a fiatalabb gleccservölgyek lejtőit és azok talpára terjed ki. E szint magassága kb. 50-400 m között jelölhető ki. A harmadik szint a parti zónát foglalja magába és így 0 m ill. ehhez közeli magasságban (intertidális zóna) helyezkedik el.

3.a. Magas helyzetű felszínek karsztosodása

Az a márványsáv részlet, amely az általunk részletesen kutatott területet is hordozza – két fjord (K-ról és Ny-ról), valamint két kárcsúcs (a Pelentaró és a Pic d’Avenir) között helyezkedik el (3. ábra). Kiterjedése K-Ny-i irányban legfeljebb 100-200 méter, míg É-D-i irányban 1-2 kilométer. K-Ny-i irányból meredek lejtőjű fjord oldalak határolják. É-i és D-i irányból a peremeitől befelé dől a felszíne. Ez a felszín báránysziklával tagolt. É-i irányban mintegy 8-10 méteres magasságú lépcsővel megy át a határoló térszínbe (4. ábra). E lépcső kialakulása a nem karbonátos metamorf kőzetnek a gyorsabb lepusztulására vezethető vissza. E lépcsőkkel határolt márvány felszín szegélyzónája alacsonyabb, nagyobb lejtésű és a lépcsők irányába dől, míg középső zónájának felszíne magasabb, kisebb dőlésű és változatos irányokba dőlhet (5. ábra).

A kis lejtésű márvány térszín – mint említettük – valószínűleg egy idősebb gleccservölgy talpának maradványa. E térszínen a karrosodásban a növényzetnek, vagy talajnak nincs szerepe tekintettel arra, hogy ezeknek még foltjai sem fordulnak elő, ill. e térszín alacsonyabb talajjal fedett környezetétől nem kap felszíni vizeket.

A márványsáv felszíneken talaj nélküli karrosodás játszódik le. A karrosodást befolyásoló tényezők a báránysziklák és a nyugati szél. A karrosodás során a márványsávon a formák részben övezetes elrendeződésben képződnek (VERESS M. et al. 2002). A márvány és nem karbonátos metamorf kőzet határon a már említett karsztos (karros) denudációs lépcsők

alakulnak ki (4. ábra). A lépcsők felső része meredek, alsó része aláhajló. A lépcsőt falikarrok tagolják. Ez utóbbi formák nagyméretűek, lefelé kiszélesednek és „scallopsok”-kal tagoltak. A lépcsőt több méteres párkány szegélyezi, amely a nem karbonátos metamorf kőzeten képződött. Ez utóbbi kialakulásának oka, a nem karbonátos metamorf kőzetnek a márványnál intenzívebb pusztulása, majd a márványfal karros eredetű hátrálása. A márványsávok felszínének külső részén kürtők képződnek. A sáv belső részén a báránysziklák között oldódásos medencék jönnek létre, amelyek vizét rinnek csapolhatják meg és vezetik a medence belseji, vagy peremi helyzetű kürtőkbe. A márványsáv egészét több méteres szélességű oldódásos eredetű hasadékok harántolják át és különítik részekre (5a. ábra, 5b. ábra).

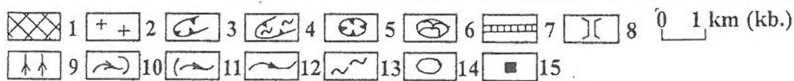
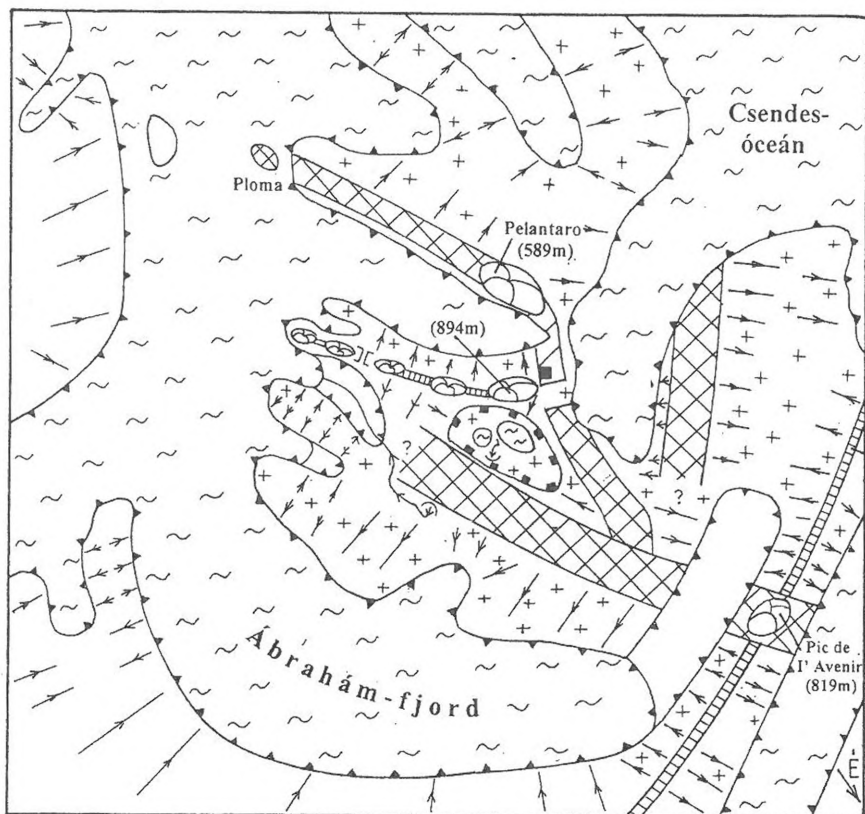
A jég pusztítása miatt báránysziklák és köztük alacsonyabb térszínnek (többé-kevésbé mélyedések) alakulnak ki. Ez utóbbiakból fejlődnek ki az oldódásos medencék. Az, hogy az oldódásos medencék kezdeti kiformalásában a jégnek szerepe lehetett bizonyítja, hogy területükön a jég visszahúzóását követően *HOBLEA et al.* (2001) szerint a lepusztulás 95 cm/10000 év. Ugyanakkor e formák különböző részein mélységük ennél nagyobb is lehet.

A báránysziklák szélárnyékos oldalán a csapadékvíz lefolyása akadálytalan és így viszonylag gyors. A szél felőli oldalon és a báránysziklák közti térszínen a csapadékvíz lefolyása lassúbb lesz. Egyrészt mert a lejtés kisebb (két bárányszikla közti kisebb lejtésű térszínen), másrészt a nyugati szél visszatartja a vizet, sőt kis mértékben még a lejtésiránnyal ellentétesen is mozgathatja. A szélnek kitett oldalon a szél hatásra örvénylés is végbe-mehet. Emiatt intenzívebb lesz az oldás, a lejtő ellankásodik.

A bárányszikla szélárnyékos oldalán lecsorgó lepelvíz az „*Ausgleichsfläche*”-n túljutó víz oldóképes lesz az alábbiak miatt:

- A lejtőn lefolyó víz fokozatosan kikerül a szélárnyékból. Intenzív szélhatás éri, emiatt nő a nyomás, valamint a turbulencia.
- A lejtő meredek, ami növeli a víz sebességét, és így a turbulencia bekövetkeztét.

Az oldóképes vizet a szél keleti irányba tereli, amely ezalatt a felszínt síkká oldja. Keleti irányba önmagával párhuzamosan hátráló, egyre meredekebb és magasabb lépcsőhomlok alakul ki. A lépcső kialakulás csak oldalirányú (laterális oldódással) jöhet létre. Az egyre szélesedő sík aljzaton csapadékos időszakban egyre nagyobb területű, időszakos tó fejlődik ki. A lépcső magasodást fokozza, ha a szélesedő medence aljzata a felületi oldódás következtében alacsonyabbra helyeződik. A medence talpak mélyülését bizonyítja a talpi medencék létrejötte, valamint a talpi karros tanúhegyek jelenléte némelyik medencében.

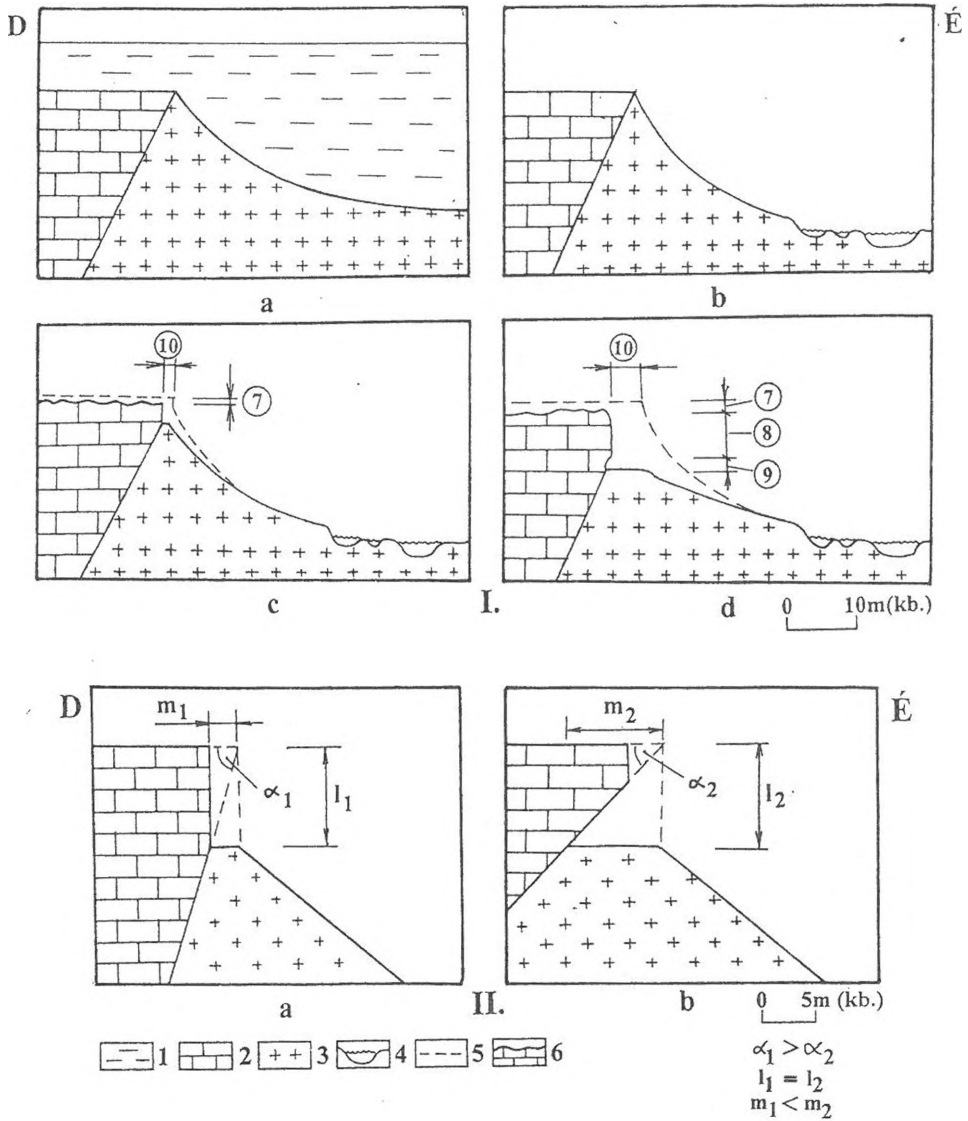


3. ábra: A kutatási terület

Jelmagyarázat: 1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. gleccservölgy, 4. fjord, 5. sziklamedence, 6. kárscúcs, 7. kárgerinc, 8. nyereg, 9. lejtő, lejtésiránnyal, 10. víznyelő, 11. karsztforrás, 12. vízfolyás, 13. tenger, tó, 14. sziget, 15. kutatási terület

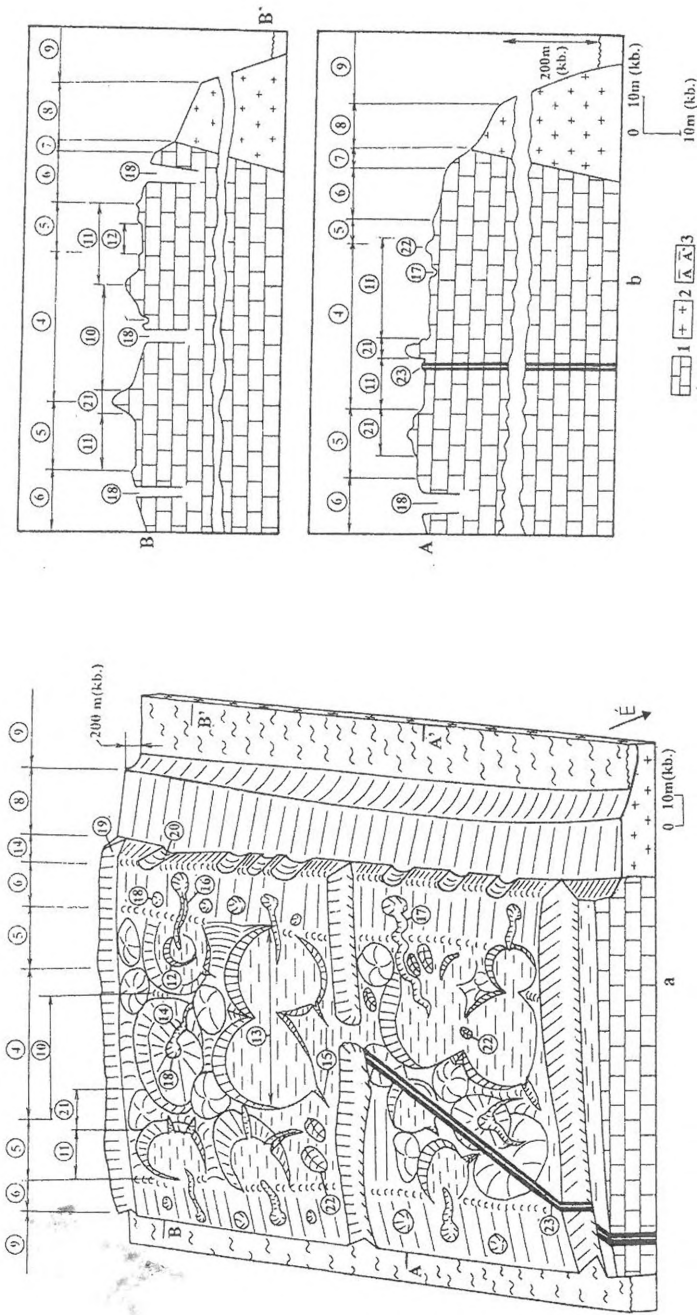
Fig. 3. The research area

Legend: 1. marble, 2. non-carbonate crystalline rock, 3. glacier valley, 4. fjord, 5. rock-basin, 6. 'kar-peak' 7. arête, 8. saddle, 9. slope, with dip direction, 10. ponor, 11. karst spring, 12. river, 13. see, lake, 14. island, 15. research area



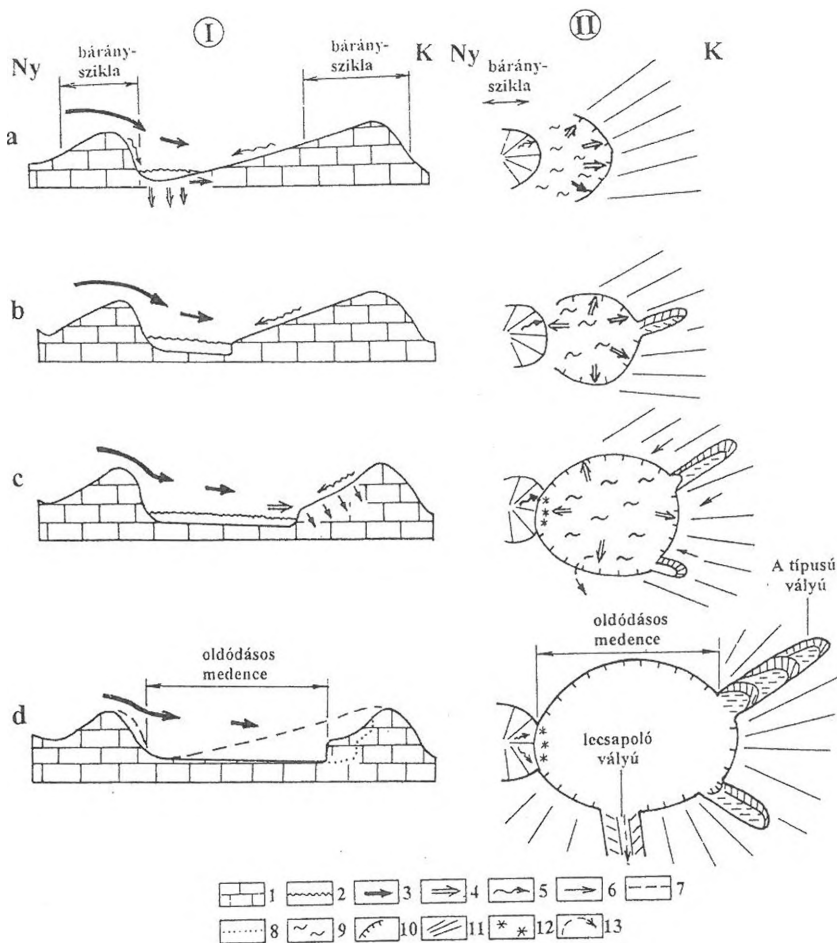
4. ábra: A karros lépcső hátrálása következtében kialakuló párkány (VERESS et al. 2003)
 Jelmagyarázat: 1. jég, 2. márvány, 3. nem karbonátos metamorf kőzet, 4. sziklamedencés tó, 5. eredeti felszín, 6. a márvány karrosodó felszíne, 7. a márvány felületi leoldódása, 8. függőleges lépcsőrészlet, 9. aláhajló lépcsőrészlet, 10. a márvány kipreparálódó falának oldódásos hátrálása, I. a lépcső kialakulása, a. a jéggel borított térszínen szelektív denudáció játszódik le, b. a jég elolvad, c-d a karros lépcső kialakulása, II. a párkány szélessége és a közethatár dőlésszögének kapcsolata, a. közethatár dőlésszöge, l. lépcsőhomlok, m. párkány

Fig. 4. Bench develop because of backstepping of the karrenification step
 Legend: 1. glacier, 2. marble, 3. non carbonat crystalline rock, 4. rock basin lake, 5. original surface, 6. the karrenification surface of the marble, 7. surficial dissolution of the marble, 8. vertical part of the step, 9. the overhang of the step, 10. the backstepping of the marble wall, I. the development of the step, a. selectional denudation happens under the glacier, b. the glacier will melt, c-d the development of the karrenification steps, II. the connection between the width of the bench and the angle dip of the rock boundary, a. the angle dip of the rock boundary, l. the head of the step, m. bench



5. ábra: A márványsáv karros formaegyüttesének elvi ábrája felülnézetben (a) és oldalnézetben (b) Jelmagyarázat: 1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. keresztmetszet helye, 4. belső zóna középső része, 5. belső zóna külső része, 6. peremi zóna, 7. karros lépcső, 8. nem karbonátos metamorf kőzeten kialakult tejtő, 9. fjord, 10. belső oldódásos medence, 11. külső oldódásos medence, 12. talpi medence, 13. uvala oldódásos medence, 14. kártót tápláló vályú, 15. oldódásos medencét tápláló vályú, 16. lecsapoló vályú, 17. meanderező lecsapoló vályú, 18. kártó, 19. hasadék, 20. falikarr, 21. bárányszikla, 22. karros „tanúhegy” 23. kipreparádított nem karbonátos metamorf betelepítés

Fig. 5. Theoretical figure of the karren form group of the marble zone, from above (a) and in profile (b)
 Legend: 1. marble, 2. non carbonate crystalline rock, 3. cross-section site, 4. the middle part of the inside zone, 5. the margin part of the inside zone, 6. margin zone, 7. karren step, 8. step which developed on the crystalline rock, 9. fjord, 10. inner dissolution basin, 11. margin dissolution basin, 12. bottom basin, 13. uvala dissolution basin, 14. trough which feeds a pipe, 15. trough which feeds a dissolution basin, 16. decantation rummel, 17. meandering decantation rummel, 18. pipe, 19. grike, 20. Wandkarrren, 21. embossed rock, 22. karren 'inselberg', 23. non carbonate crystalline intercalation which has weathered out



6. ábra: Oldódásos medencék kialakulása

a. a báránysziklák között kialakuló tó vizét a Ny-i szél K-i irányba mozdítja el, b. a felszín leoldódásával lépcső alakul ki, amely K-i irányba önmagával párhuzamosan hátrál, c. a lépcsőt a K-ről határoló háttérterület felülete leoldódik, az itt kialakult vályúk vize is a medencékbe kerül, d. kialakul a medence lecsapoló vályúja, alaprajzon (I): 1. márvány, 2. tó, 3. szél, 4. oldódás a tóban, 5. lepelvíz, 6. lepelvíz alatti oldás, 7. eredeti felszín, 8. „A” típusú vályú talpa, keresztmetszeten (II): 9. tó, 10. oldásos medence pereme, 11. háttérterület, 12. bárányszikla egykori pereme, 13. a medence túlfolyó vize

Fig. 6. The development of dissolution basins

Legend: a. the water of the lake which developed between some embossed rocks which will be moved from east to west by the wind, b. a step develop because of the dissolution of the surface, the step will back parallel with itself, c. the background which bounds the step from east will deepen because of dissolution, the water streams from the troughs developed on this surface will move to the basins, d. the decantation runnel of the basin develops, from above (I): 1. marble, 2. lake, 3. wind, 4. dissolution in the lake, 5. water-sheet, 6. dissolution under water sheet, 7. original surface, 8. the bottom of the „A” type trough, cross-section (II): 9. lake, 10. the margin of the dissolutional basin, 11. background area, 12. the original margin of the embossed rock, 13. the decantation water of the basin

A medence fejlődését segíti a megcsapoló vályú kialakulása, mert ez a telített víz elvezetését nagymértékben gyorsítja.

A medence keleti falának hátrálása elősegíti, hogy a keleti háttérterület felszíni vizei a lépcsőjén folyjanak le (növelve ezáltal ott az oldódást, így hozzájárulnak annak ellankásodásához). Az időszakos tó peremén körkörös minden irányban fellép a laterális korrózió. A sík aljzatú medence fokozatosan kör alaprajzúvá is fejlődik (6. ábra).

A márványsávok felszínén számos kisebb, a felszínfejlődés szempontjából nem számottevő forma is kialakul (pl. fodorkarrok, maradványformák, stb.), amelyek bemutatásától e tanulmányban eltekintünk.

3.b. Közepes magasságú térszinek karsztosodása

A sziget fiatalabb gleccservölgyei hosszabb-rövidebb szakaszaikon márványban képződtek. A völgyoldalakat báránysziklák tagolják.

A báránysziklás völgyoldalokban a karsztosodás két szintje alakult ki. Az alsó szintet a báránysziklák között a növényzettel, talajjal fedett, nehezen járható karszt képezi. Itt a növényzet, a talaj és a kőzet szinte egy rendszert képez. E rendszernek a leírása sem könnyű. A karrok nem, vagy alig különíthetők el a mezokarsztos formáktól. Az aljzatot korhadó fák között és alatt medrek (fedőüledékekben), aknák, kürtők, hasadékok tagolják. E szintből emelkednek ki a báránysziklák, amelyeknek a völgy belseje felé forduló oldallejtője hosszú és meredek, átellenes, völgyperemi oldallejtője rövid és lankás, míg tetőszintjük enyhén lejtős felszínű.

A báránysziklák alsó, meredek lejtőit elsősorban falikarrok jellemzik, de előfordul néhány tetőszintről átnyúló, kürtőhöz vezető vályú és hasadék. A tetőszint karrformái nem mindig kapcsolódnak a fentebb említett oldallejtő karrformáihoz. A tetőszint és az oldallejtő karos zónái közé „*Ausgleichsfläche*” felszínnek ékelődhetnek. A tetőszinten nem nagy gyakorisággal a vályúk fejlődnek ki. A vályúk lépcsősek, vagy medencék felfűződése során képződnek. Előfordulnak roncsmeanderek is. A vályúk és meanderek kiékelődnek. Gyakoriak a saroknyomok és „*scalops*”-ok.

3.c. Parti zóna karsztosodása

A parti zónában három forma ill. formaegyüttes különíthető el, amelyek az alábbiak:

- Különböző állatok, főleg kagylók által létrehozott gyűszükarlsru formák a jellemzőek, amelyek a kőzetet „*szivacsossá*” alakítják.
- Az intertidális övet, ha meredek vertikálisan fejlett karos formák tagolják.

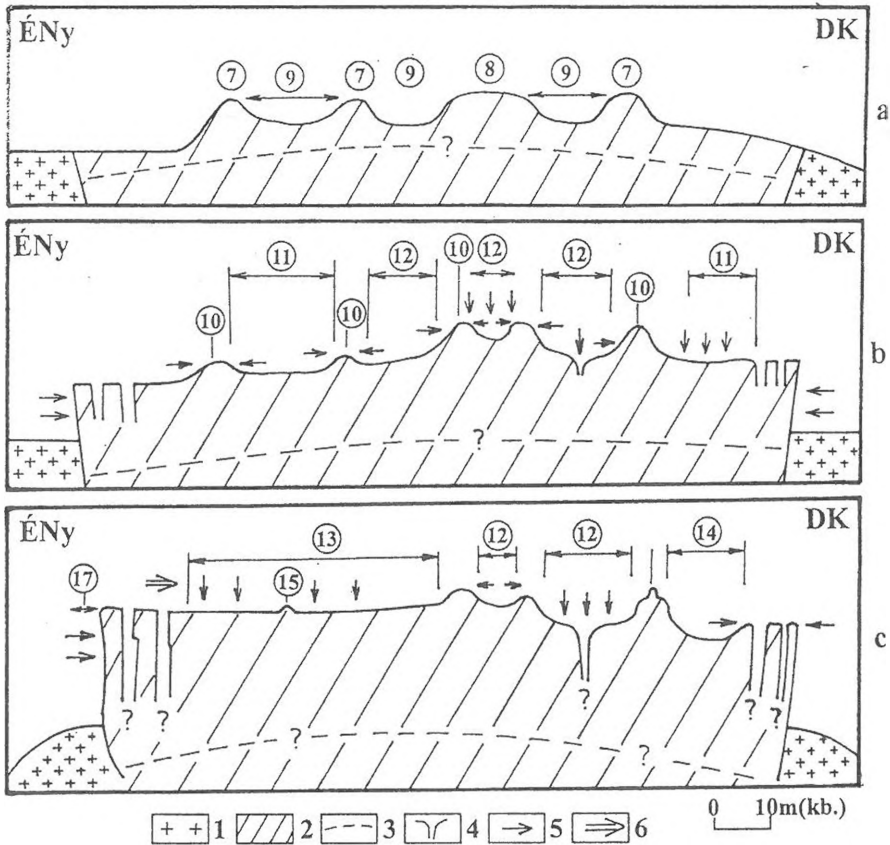
- A jelenlegi intertidális öv felett (szupratidális öv) több szintben oldalirányban kiékelődő 1-2 deciméteres magasságú színlők alakulnak ki. A színlökhöz vályúk vezetnek, ill. azokat átharántolhatják.

4. A márvány különböző magasságú szintjeinek felszínfejlődése

Az idősebb gleccservölgytalpak maradványainak márványsávjai a nem karbonátos metamorf térszínek fölé magasodnak, miután utóbbiak a jég hatására intenzívebben pusztulhattak. A márványsávok pereme karrosodással intenzíven pusztul. Ezt bizonyítja a márványsáv lépcsőjének tövéénél a nem karbonátos metamorf kőzeten kialakult párkány (4.I. ábra). A párkány a márvány meredek falának hátrálása során jött létre. Ennek nagysága nemcsak az oldódás intenzitásától, hanem a márvány és a nem karbonátos metamorf kőzet határának térbeli helyzetétől is függ (4.II. ábra). A márványsáv(ok) pusztulása két irányból történik. Egyrészt a szegélyező falak hátrálása miatt a sáv szélessége csökken, másrészt a felszínének oldódása miatt (pl. oldódásos medence) csökken a magassága. Ugyanakkor a sávok feltagolódnak, részekre különülnek a kürtők és hasadékok kialakulása miatt (7. 8. ábra).

A közepes magasságú szinten a báránysziklák területén a szél hatása a karrosodásra kisebb. (Szélnek kevésbé kitett felszínekről, a magaslatokról a víz gyorsan lefolyik.) A lepelvíz korlátozott kiterjedésű. Emiatt és a vályúk nem nagy gyakoriságú kifejlődése miatt a tetőszint karros lepusztulása kismértékű.

A vályúk, de főleg a kürtők és a hasadékok kis száma nem kedvez a tetőszint feltagolódásának, részekre különülésének. A fentiek a bárányszikla kis területével (kevés a felszínére hullott csapadék, a víz gyorsan lefolyik) magyarázhatók. A tetőszint viszonylag jól konzerválódik. A báránysziklák között térszín intenzíven alacsonyodása miatt e szint és a báránysziklák tetőszintje közt a magasságkülönbség nő. A báránysziklák egyre inkább környezetük fölé magasodnak. Mivel a báránysziklák alsó, meredek lejtője falikarokkal tagolt, a lejtőjük alsó része egyre meredekebb lesz. Az alsó karsztosodási szint a rovásukra terjeszkedik (9. ábra).

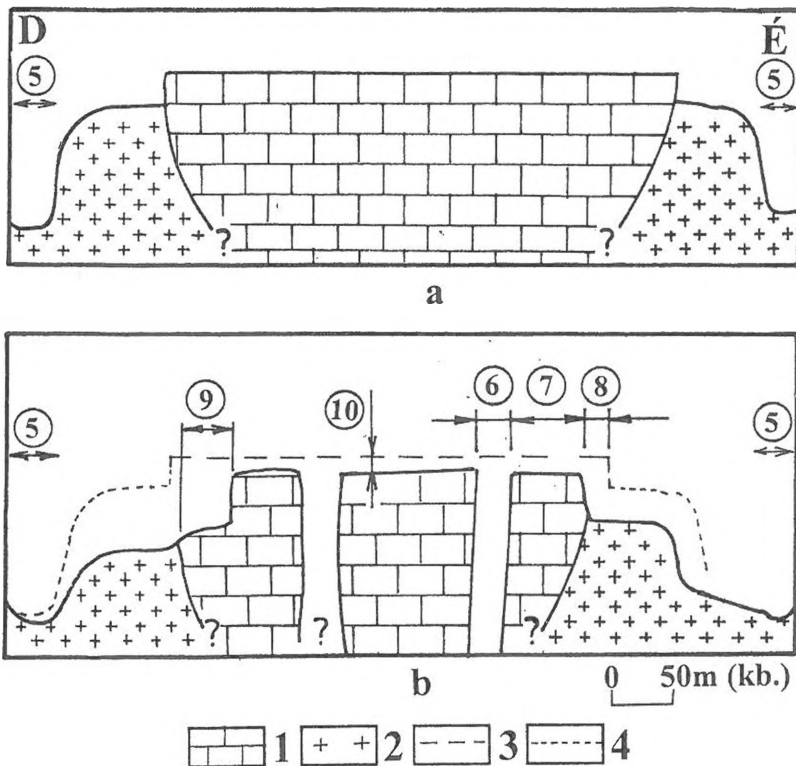


7. ábra: A márvány felszínének fejlődése

Jelmagyarázat: 1. nem karbonátos metamorf kőzet, 2. márvány, 3. karsztvízszint, 4. kürtő, 5. oldódás, 6. kürtőkép-ződés vándorlása, 7. kis kiterjedésű bárányszikla, 8. nagy kiterjedésű bárányszikla, 9. sziklamedence, 10. oldódás-sal pusztuló bárányszikla, 11. peremi oldódásos medence, 12. belső oldódásos medence, 13. uvala oldódásos medence, 14. belső oldódásos medence mélyülése miatt kialakuló második generációs oldódásos medence, 15. bárányszikla roncs, 16. bárányszikla maradvány, 17. márványsáv oldalfalának hátrálása, a. a jég visszahúzódása utáni felszín, b. oldódásos medencék (belső zóna) és kürtők kialakulása (külső zóna), c. oldódásos uvalák kialakulása, báránysziklák egy részének pusztulása, újabb oldódásos medencék kialakulása (jelenlegi és jövőbeni állapot)

Fig. 7. The development of the marble surface

Legend: 1. non carbonate crystalline rock, 2. marble, 3. karst water level, 4. pit, 5. dissolution, 6. the migration of the pit development, 7. small embossed rock, 8. great embossed rock, 9. rock basin, 10. embossed rock which denudates by dissolution, 11. margin dissolution basin, 12. inner dissolution basin, 13. uvala dissolution basin, 14. secondary dissolution basin which developed because of dissolution deepening of the inner dissolution basin, 15. the fragments of the embossed rock, 16. the remnant of the embossed rock, 17. backstepping of the side wall of the marble zone, a. surface after the withdraw of the glacier b. development of dissolutional basins (inner zone) and pits (margin zone) c. development of dissolutional uvalas, the destruction of the some embossed rocks, the development of the newer dissolutional basins (state recently and in the future)

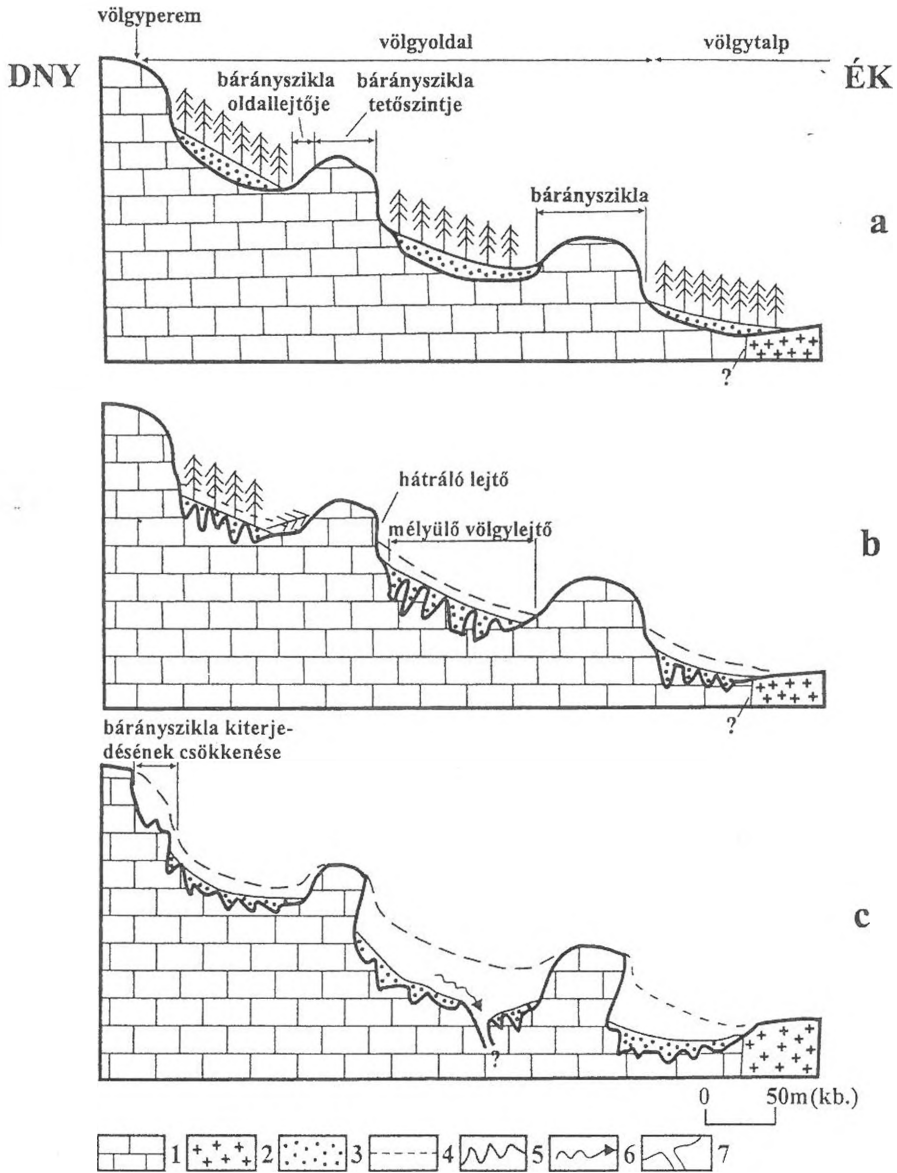


8. ábra: Egy márványsáv általánosított karros lepusztulása

Jelmagyarázat: 1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. márvány eredeti felszíne, 4. nem karbonátos metamorf kőzet eredeti felszíne, 5. fjord, 6. hasadék, 7. kúrtókkal feltagolt márványfelszín, 8. márványsáv oldalfalának hátrálása, 9. a márványsáv oldalfalának felső része hátrálása miatt eltávolodik a kőzethatártól, alacsonyabb alsó részén kúrtókkal tagolt felszín képződik, 10. a márványsáv felszínének oldódásos eredetű pusztulása, a. kezdeti állapot, b. jelenlegi állapot: a márványsáv részekre különül magassága, de főleg szélessége csökken

Fig. 8. The karrentification development of the a marble zone

Legend: 1. marble, 2. non-carbonate crystalline rock, 3. the original surface of the marble, 4. the original surface of the non-carbonate crystalline rock, 5. fjord, 6. fissure, 7. marble surface which are dissected by pits, 8. the backstepping of the marble step, 9. the upper part of the wall of the marble zone will depart from the rock boundary and a surface with pits will develop on its lower part, 10. the dissolution destruction of the surface of the marble zone, a. phases incipient, b. phases recently: the marble zone will be dissected by fragments, its surface and its width will decrease



9. ábra: Egy közepes magasságú márványfelszín karsztos felszínfejlődése
 Jelmagyarázat: 1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. talaj, növényi hulladék, 4. eredeti felszín, 5. karsztos felszín, 6. vízfolyás, 7. barlang

Fig. 9. The karstification development of a medium altitude surface (on marble)
 Legend: 1. marble, 2. non carbonate crystalline rock, 3. soil, plant litter, 4. original surface, 5. karstification surface, 6. brook, 7. cave

5. Összefoglalás

- A szigeten három karsztosodási szintet különítettünk el. A felső és középső szinten a felszínfejlődést a báránysziklák irányítják. A felső szinten azonban a felszín lepusztulásának jellegére a szél is nagy mértékben hatással van. A csapadékvíz mozgásával elősegíti a márvány felületi lepusztulását.

- A felső szinten a márvány sáv részekre különül, de csökken a magassága (felületi karrosodás), valamint a kiterjedése (a karros lépcső hátrálása miatt) is. A középső szinten a völgylejtők karsztos (és karros) folyamatok hatására pusztulnak. E felszínnek a báránysziklák rovására oldalirányban is növekednek. A báránysziklák oldalirányú kiterjedése viszont csökken.

IRODALOM

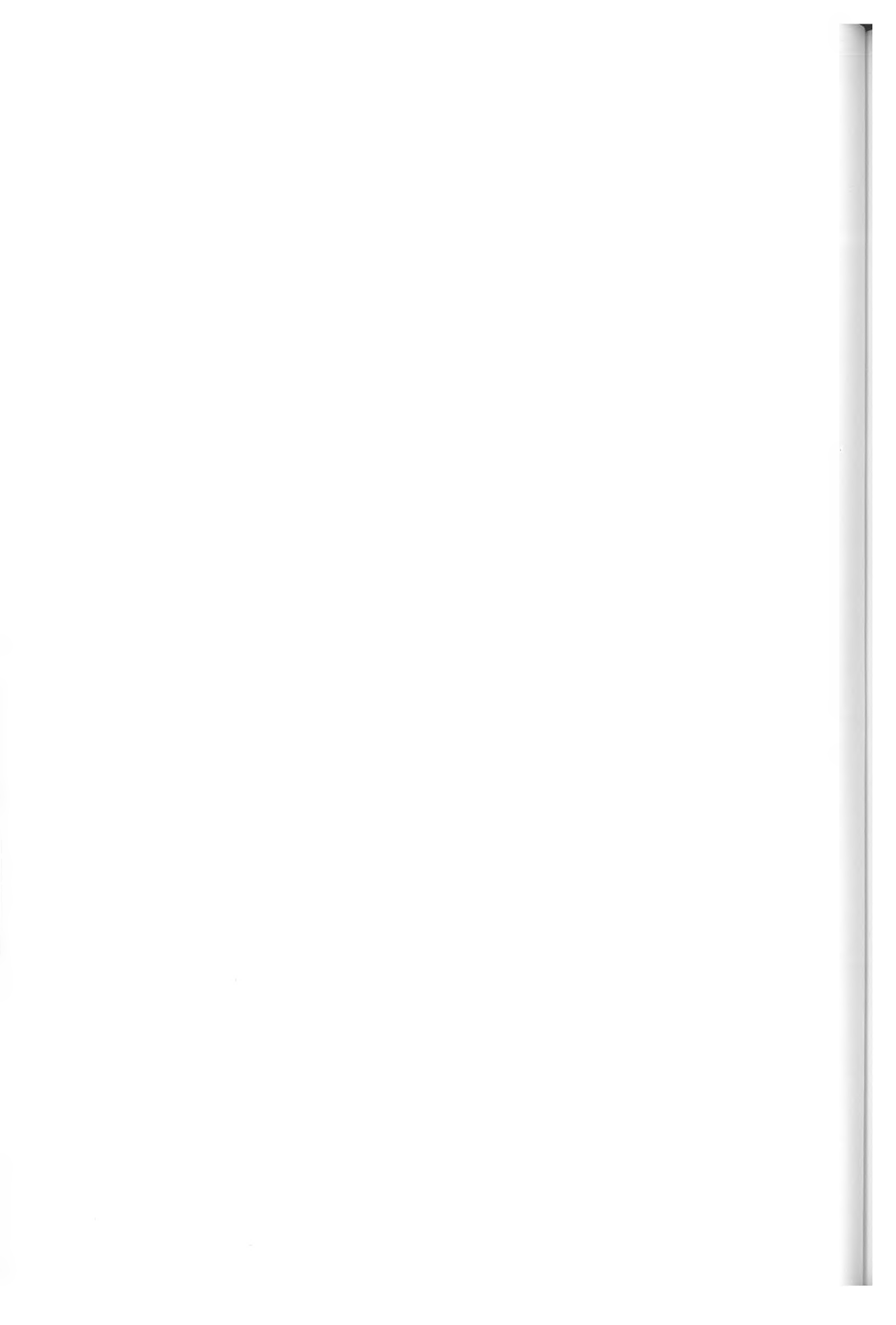
- BROOK, G. A.-FEENEY, T. P.* (1996): Morphology and denudation of quartzite and limestone pavements in Southern Africa and North America: are they small scale versions of labyrinth karst? - In: FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á. (szerk.): Karren Landforms p. 25-39, Universitat de les Illes Belears, Palma de Mallorca
- BROOK, G. A.-FORD, D. C.* (1978): The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development - Nature 275, p. 493-496.
- CVIJIĆ J.* (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography, - Geogr. Rev. XIV, p. 26-49.
- DAY, M. J.* (1978): Morphology and distribution of residual limestone hills (mogotes) in the karst of northern Puerto Rico - Bull. Geol. Soc. Am. 89. p. 426-432.
- FORSYTHE, R.-MPODOZIS, C.* (1983): Geologia del basamento pre-jurásico superior en el archipelago Madre de Dios, Magallanes, Chile-Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Bol., p. 39-63.
- GRUND, A.* (1914): Der geographische Zyklus im karst - Z. Ges. Erdkunde, 52. p. 612-640.
- HOBLEA, F.-JAILLET, S.-MARIE, R.* (2001): Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océanique les lésions calcaires de Patagonie - Karstologia, 38, p. 13-18.
- MAIRE, R.-L'équipe Ultima Esperanza-PERNETTE, J. F.-FAGE, L. H.* (1999): Les „glaciers de marbre” de Patagonie, Chili - Un karst subpolaire océanique de la zone australe - Karstologi 33, p. 25-44.

VERESS M.-ZENTAI Z.-TÓTH G.-CZÖPEK I.-SZUNYOGH G. (2002): A szél hatása a márvány karrosodására Diego de Almagro (Chile) szigetén – Földr. Ért. (megj. alatt)

WILLIAMS, P. W. (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland - Inst. Brit. Geogr. Trans., 40. p. 155-171.

WILLIAMS, P. W. (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – Zeit. Geomorph. 15. p. 40-61.

ZAMORA, E.-SANTANA, A. (1979): Características climáticas de la costa occidental de la Patagonia entre las latitudes 46°40' y 56°30' s – Anales Inst. Patagonia, 10. p. 109-154.



FELSZÍNBORÍTÁS-VÁLTOZÁS VIZSGÁLATA TÉRINFORMATIKAI MÓDSZEREKKEL AZ AGGTELEKI NEMZETI PARK TERÜLETÉN¹

MARI LÁSZLÓ

Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK, Természetföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C maril@ludens.elte.hu

Abstract: Human activities have completely changed the natural conditions of Hungary. The investigated area is situated on the Aggtelek Karst region. Changes to the land cover the last two and a half centuries were deduced from analysis of topographic maps of different years (18th-20th century) and from evaluating satellite images.

Bevezetés

Az emberi tevékenység a természetes növénytakarót az ország túlnyomó részén szinte teljesen átalakította, vagy kiirtotta. Nemzeti Parkjaink területén is nagyrészt átalakított növénytársulások találhatók. Egy terület változásáról, az emberi tevékenység hatásairól az utóbbi évtizedekben elterjedt felszínborítás vizsgálatok rengeteg új információt nyújtanak. Célom a felszínborítás változásának nyomon követése az Aggteleki Nemzeti Park területén a XVIII. század második felétől napjainkig.

Módszer

A vizsgálat sorozat három nagy egységre bontható:

1. A régi topográfiai térképek adatainak feldolgozása és ebből a XVIII. és XIX. század felszínborításának illetve tájhasználatának rekonstruálása.
2. A jelenlegi felszínborítás felmérése, nagyfelbontású űrfelvételek (Spot 4, Landsat TM5) alapján.
3. A különböző időpontú felszínborítási térképek elemzése, a változások kimutatása GIS (Földrajzi Információs Rendszerek) szoftverek segítségével.

A feladat megvalósításának első lépése a mintaterület, az Aggteleki Nemzeti Park és szűkebb környezetének, alaptérképeinek és űrfelvételeinek beszerzése volt. Az első és a második katonai felmérés térképlapjait, ame-

¹ a tanulmány a Magyar Zoltán Posztdoktori Ösztöndíj támogatásával készült

lyek a XVIII–XIX. századi felszínborításról nyújtanak információkat, a Hadtörténeti Múzeumtól sikerült kikölcsönözni.

Az első katonai felmérés térképei a legelső olyan, terepi felmérésen alapuló, alaprajzi térképek, amelyeken felszínborítás illetve bármiféle földhasznosítási ábrázolás van. Bár ezek sem az eredeti, természetes állapotot mutatják, de ahhoz az összes időkeresztmetszet közül a legközelebb állnak. A rajtuk fellelhető felszínborítási kategóriák is csak a legalapvetőbb földhasználatot, elsősorban mezőgazdasági használatot jelzik, de jó alapot biztosítanak a későbbi összetettebb felhasználási fokozatok nyomán követéséhez. Ezek a térképek még nem rendelkeznek vetülettel, így összevetésük későbbi, vetülettel rendelkező térképekkel körülményes és tényleges területmérés rajtuk szükségszerűen pontatlansághoz vezethet, de mégis jó kiindulási alapot adnak egy tendencia bemutatására.

A napóleoni háborúk új és pontosabb térképek készítésére ösztönöztek a hadvezetést. 1806-ban létrehozták a katonai háromszögelési intézetet, majd hozzákezdtek a Birodalom tíz önálló tartományi háromszögelési láncra támaszkodó újabb felméréséhez. A második katonai felmérés szintén 1:28800 méretarányban, de lényegesen magasabb műszaki színvonalon folyt hazánk területén 1819-1866 között. A koordináta-kezdőpont a bécsi Szent István templom (Stephansdom) tornya volt, vetületként Cassin-Soldner-féle hengervetületet alkalmaztak. 1849-ben az udvar elrendelte a kataszteri felmérést Magyarországon, mely a régebbi katonai háromszögelésre, a Dunántúlon pedig a kataszter polgári mérnökei által kialakított új, pontosabb háromszögelési hálózatra alapult. A domborzat ábrázolásához már trigonometriai magasságméréseket is végeztek, majd 1860-tól barometrikus magasságmérések is történtek. A lejtőszögek mérésére speciális műszert alkalmaztak, bár a hegyes vidékeken még mindig jelentős volt a „szemrevételezés” gyakorlata. A térképeken a Lehmann-féle lejtőcsíkozást alkalmazták, a meredekebb lejtőket vastagabb vonalazással jelölve (*KLINGHAMMER-GYŐRFFY* 1997).

A térképlapokat beszkeneltem, majd különböző képjavítási eljárásokkal a javítható hibákat kiküszöböltem és azonos színárnyalatúra korrigáltam az eltérő minőségű lapokat. Az érintkező térképlapok széleit a digitális állományokból képfeldolgozó szoftverekkel levágtam, a szkennelésből eredő torzulásokat korrigáltam. A következő munkafázisban az első katonai felmérés térképlapjait (6 térképlap fedi le a területet) illesztettem össze, majd a vetület nélküli térképet EOVS (Egységes Országos Vetület) vetületi rendszerbe forgattam kép a képhez transzformációval Erdas Imagine 8.3.1 szoftverrel, az 1:10 000 méretarányú (EOTR – Egységes Országos Térképészeti Rendszer), EOVS vetületű topográfiai térképlapok alapján. A vetületi

rendszerbe forgatáshoz másodfokú polinomiális transzformációt alkalmaztam, amelyhez térképlaponként minimum hat, – lehetőleg a térkép sarkainál, széleinél, és a közepén is jól elszórt – illesztési pontra volt szükségem. Több esetben jelentős problémát okozott a katonai felmérés térképlapjain és az EOVS vetületű topográfiai térképen jól azonosítható illesztőpontok megtalálása. Az RMS hiba értéke max. 1-2 körüli érték lehetett.

A különböző időpontokban készült térképlapok információit csak akkor tudjuk helyesen értelmezni, és egymással összevetni, ha azonos vetületi rendszerben vannak. Ezután a már vetületi rendszerrel rendelkező digitális állományból kivágtam a nemzeti parkot és közvetlen környezetét ábrázoló területet a további feldolgozáshoz.

A térképlapok összeillesztését, EOVS vetületi rendszerbe forgatását és kivágását a második (5 térképlap – 4 db 1853-ban, egy 1857-ben készült – fedi le a területet) katonai felmérés térképlapjaival is elvégeztem, a kép a képhez transzformáció módszerével. Az így kapott állományok már alkalmasak arra, hogy az adott időpontok felszínborítási térképeit megszerkeszsem.

A következő alapvető lépés az 1:10 000 méretarányú, EOVS vetületű topográfiai térképek alapján a digitális szintvonalállományok előállítása volt, ugyanis ez tette lehetővé a terület digitális domborzatmodelljének elkészítését. A domborzatmodellt Surfer for Windows 8.0 és az Erdas Imagine 8.3.1 szoftver segítségével készítettem el. Fő lépései a szintvonalak bedigitalizálása, kiegészítő magasságpontok és vonalak hozzáadása az adatbázishoz, majd interpolálással (jelen esetben a Kriging eljárás bizonyult a legmegfelelőbbnek) egy rácsháló (grid) létrehozása volt. A bedigitalizált vonalakat ArcInfo formátumban is elkészítettem, amelyet importáltam az Erdas Imagine szoftverbe, ahol a vektoros állományból a Terrain Surface Interpolation modul alkalmazásával állítottam elő a digitális domborzatmodellt, interpolációs eljárásként a „Non-linear Rubber Sheeting” (Nemlineáris gumilepedő) 5. fokú polinomiális megoldást alkalmazva.

A digitális domborzatmodell több szempontból is fontos. Egyrészt a kiértékelendő úrfelvételeket a domborzatmodellel lehet korrigálni, így a magassági torzításból eredő hibák a minimálisra szoríthatók, másrészt a digitális domborzatmodellt alkalmazva, többféle vizsgálatot lehet majd elvégezni, pl. színfokozatos, domborzatárnyékolásos, lejtőkategória, lejtőkitettség stb. térképet készíthetünk; vízgyűjtő lehatárolásokat, rálátás vizsgálatokat készíthetünk; lefolyási viszonyok modellezését hajthatjuk végre stb.

A XX. századi felszínborítást e ddig két keresztmetszetben vizsgáltam, az egyik a rendszerváltozás környéki időpont, a másik majdnem 10 évvel a rendszerváltás utáni időszak, amikor az új birtokszerkezetek kiala-

kultak a területen. Ezekhez a vizsgálatokhoz az alapot nagy felbontású űrfelvételek adták.

Az űrfelvételeket a Földmérési és Távérzékelési Intézet Távérzékelési Főosztálya bocsátotta rendelkezésemre, amit ezúton is köszönök, hiszen így nagyban hozzájárultak munkám eredményes elvégzéséhez.

Az egyik felvétel 1991. szeptember 5-ei LANDSAT TM5 multispektrális (hét különböző – három a látható, négy az infravörös – hullámhossz tartományban készíti a műhold felvételt azonos időpontban ugyanarról a területről) felvétel, térbeli felbontása a feldolgozás után 25 m, ami azt jelenti, hogy egy pixel a felszín egy 25*25 m-es négyzetéről ad információt.

A másik felvétel 1998. augusztus 2-ai SPOT Xi multispektrális (négy különböző hullámhossz tartományban készíti a műhold felvételt azonos időpontban ugyanarról a területről) űrfelvétel, 20 m-es térbeli felbontással és megkaptam ugyanerről a napról a SPOT M pankromatikus felvételt is, amelynek térbeli felbontása 10 m. A két SPOT felvétel feldolgozásával, a pankromatikus csatornának a multispektrális csatornákhöz való illesztésével, és a digitális domborzatmodellel a magassági torzítást korrigálva, a végleges multispektrális kép térbeli felbontása 10 m lett.

Az űrfelvételeket „*ráhúzva*” a digitális domborzatmodellre, térhatású képeket állítottam elő, amelyeken jól tanulmányozhatók a különböző felszínborítási típusok térbeli elhelyezkedése. Ezeknek a képeknek nagy előnye, hogy úgy lehet a területet vizsgálni, mintha repülnénk felette, szabadon megválaszthatjuk a rálátás irányát és a rálátás szögét.

Az űrfelvételek kiértékelésének két alapvető módja van. Az első a felvétel spektrális tulajdonságainak kiértékelésén alapul, amikor különböző módszerekkel átosztályozzuk a felvétel pixeleit és ez alapján különítjük el az azonos vagy hasonló tulajdonságokat mutató csoportokat. Az átosztályozás lehet automatikus, a kép hisztogramja alapján (irányítatlan osztályozás). Ebben az esetben a hasonló értékeket mutató pixelek kerülnek egy osztályba. Az osztályok számát mi szabhatjuk meg. A módszer hátránya, hogy sok esetben eltérő felszínborítási típusok pixeleinek azonosak a spektrális tulajdonságaik és így eltérő felszínborítási típusok azonos osztályba kerülnek. Gyakran az is hibaforrás, hogy egy felszínborítási típus nagyon eltérő spektrális tulajdonságú pixelekből áll, és az átosztályozás hatására e pixelek különböző osztályokba kerülnek. A végeredményként kapott osztályok azonosítása a különböző felszínborítási típusokkal a terület ismeretében lehetséges. Az irányított átosztályozás esetében, az általunk meghatározott felszínborítási osztályok mindegyikéből kijelölünk „*tanítóterületeket*” (reprezentatív mintát) az űrfelvételeken.

Az átosztályozást a tanítóterületek pixeleinek spektrális tulajdonságai alapján végezzük el különböző algoritmusok alapján.

1. táblázat
Table 1.

A CORINE felszínborítási osztályai (FÖMI)
CORINE Land Cover Nomenclature

| 1. szint | 2. szint | 3. szint |
|---|---|--|
| 1. mesterséges felszínek | 1.1. lakott területek | 1.1.1. összefüggő település szerkezet 1.1.2. nem-összefüggő település szerkezet |
| | 1.2. ipari, kereskedelmi területek, közlekedési hálózat | 1.2.1. ipari vagy kereskedelmi területek 1.2.2. út- és vasúthálózat és csatlakozó területek 1.2.3. kikötők 1.2.4. repülőterek |
| | 1.3. bányák, lerakóhelyek, építési munkahelyek | 1.3.1. nyersanyag kitermelés 1.3.2. lerakóhelyek, meddőhányók 1.3.3. építési munkahelyek |
| | 1.4. mesterséges, nem-mezőgazdasági zöld-területek | 1.4.1. városi zöldterületek 1.4.2. sport-, szabadidő-és üdülő területek |
| 2. mezőgazdasági területek | 2.1. szántóföldek | 2.1.1. nem-öntözött szántóföldek 2.1.2. állandóan öntözött területek 2.1.3. rizs földek |
| | 2.2. állandó növényi kultúrák | 2.2.1. szőlők 2.2.2. gyümölcsösök, bogyósok 2.2.3. olajfa-ültetvények |
| | 2.3. legelők | 2.3.1. rét / legelő |
| | 2.4. vegyes mezőgazdasági területek | 2.4.1. egyényári kultúrák állandó kultúrákkal vegyesen 2.4.2. komplex művelési szerkezet 2.4.3. elsődlegesen mezőgazdasági területek jelentős természetes növényzettel 2.4.4. mezőgazdasági-erdészeti területek |
| 3. erdők és természetközeli területek | 3.1. erdők | 3.1.1. lomblevelű erdők 3.1.2. tűlevelű erdők 3.1.3. vegyes erdők |
| | 3.2. cserjés és/vagy lágyszárú növényzet | 3.2.1. természetes gyepek, természetközeli rétek 3.2.2. hangafüves, harasztos területek 3.2.3. keménylombú mediterrán növényzet 3.2.4. átmeneti erdős-cserjés területek |
| | 3.3. növényzet nélküli, vagy kevés növényzettel fedett nyílt területek | 3.3.1. homokos tengerpartok, dűnék, homok 3.3.2. csupasz sziklák 3.3.3. ritkás növényzet 3.3.4. leégett területek 3.3.5. gleccserek, örök hó |
| 4. vizenyős területek | 4.1. szárazföldi vizenyős területek | 4.1.1. szárazföldi mocsarak |
| | 4.2. tengermelléki vizenyős területek | 4.1.2. tőzeglápok 4.2.1. tengermelléki mocsarak 4.2.2. sóleparlók 4.2.3. ár-apály által érintett területek |
| 5. vizek | 5.1. kontinentális vizek | 5.1.1. folyóvizek, vízi utak 5.1.2. állóvizek |
| | 5.2. tengeri vízfelületek | 5.2.1. tengerparti lagúnák 5.2.2. folyótorkolatok 5.2.3. tenger és óceán |

A másik alapvető módszer a számítógéppel segített fotóinterpretáció. Itt a felszínborítási osztályok poligonjait képernyőn történő digitalizálással különítjük el az úrfelvételek alapján. Ehhez a FÖMI-ben kifejlesztett, ArcView 3.2 alatt futó InterView makrócsomagot használtam (BÜTTNER

1999, *MARI-MATTÁNYI-MAUCHA* 2001). Az interpretációt topográfiai térképek valamint terepi ellenőrzések segítették (*MARI-MATTÁNYI* in print.). Azokat a felszínborítási kategóriákat alkalmaztam, amelyeket az Európai Unió által 1985-ben indított, CORINE Land Cover (COoRdination of INformation on the Environment) program során dolgoztak ki. A CORINE felszínborítási adatbázisában öt fő csoportban 44 felszínborítási osztály szerepel (*I. táblázat, HEYMANN* 1993).

A CORINE felszínborítási kategóriák megállapításakor az úrfelvételek interpretációs eljárásait vették alapul. A legfontosabb szempont tehát az volt, hogy a kategóriák úrfelvételek alapján elkülöníthetők legyenek, illetve ha ez közvetlenül nem lehetséges az interpretáció során, akkor terepi ellenőrzés vagy hagyományos adatforrások felhasználása után egyértelműen elvégezhető legyen az adott terület valamelyik felszínborítási kategóriába való egyértelmű besorolása. Fontos szempont volt a felszínborítás osztályozásánál, hogy az így nyert adatstruktúra minél szélesebb körben, (főleg környezethasznosítási, környezetvédelmi téren) legyen alkalmazható.

Az általam használt forrástérképek esetében a földhasznosítás ábrázolása nem ilyen szempontok alapján történt. A katonai felmérések térképeinek készítői igyekeztek minél több (főleg domborzati) adatot, információt feltüntetni az egyes térképlapokon. A legtöbb esetben a földhasznosítási módokat is elkülönítették és ábrázolták.

Az első katonai felmérés idejétől a jelen felé haladva egyre részletesebb adatokat közölnek a térképek és az ábrázolási mód is sokat fejlődött: egyrészt pontosabb lett, másrészt az egyes kategóriákon belül a térképek elkülönítik a különböző felszínborítási osztályokat pl. rét: száraz rét illetve vízenyős rét.

A fő probléma az, hogy alkalmazhatóak-e a mai környezeti információs rendszerek (pl. a CORINE) felszínborítási osztályozásai abban az esetben, amikor egy múltbeli felszínborítási állapotot kívánok rekonstruálni korabeli térképek alapján?

Az előforduló különböző (eltérő korból származó és információtartalmú) térképek eltérő struktúrájú felszínborítási információtartalmát és a z általam alkalmazott felszínborítási osztályozást „*közös nevezőre*” kell hozni. Erre azért van szükség, hogy egységes és összehasonlítható kategóriarendszert kapjunk, mert csak így lehet feldolgozni a felszínborítás változásait és levonni ebből a megfelelő következtetéseket.

A katonai felmérések térképeinél bizonyos felszínborítási típusok kategorizálásakor a térképen nehezen vagy egyáltalán nem lehetett elkülöníteni egymáshoz közel álló CORINE felszínborítási kategóriákat (pl. rét/legelő – 231 illetve természetes gyeppek, természetközeli rétek – 321). Ilyen ese-

tekben azt a kategóriát alkalmaztam, amely a rendelkezésemre álló egyéb források alapján valószínűsíthető volt, vagy a terület természetföldrajzi adottságait, jellemzőit vettem alapul és ez alapján soroltam be a kérdéses területet a megfelelő felszínborítási osztályba.

A térképi tartalom értelmezése alatt a felszínborítási típus minél pontosabb lehatárolását és minél pontosabb azonosítását értem. E kettő nem következik egymásból. A lehatárolás a felszínborítás esetében a különböző színekkel és felületi jelekkel jelölt területfoltok elkülönítését jelenti, amiből nem következik az, hogy e színeket és felületi jeleket meg is tudom feleltetni egy adott típusnak. A lehatárolásnak nem feltétele a térkép jelkulcsának ismerete, ami elengedhetetlen viszont az azonosításhoz. A II. világháború előtt készült térképek esetében nem beszélhetünk egységes jelkulcsról. E jelkulcsok eltérnek egymástól egyrészt az ábrázolt felszínborítási kategóriák tekintetében, (A tendencia az, hogy időben előre haladva a térképeken egyre több felszínborítási típus jelenik meg, tehát finomodik ezeknek egymástól való elkülönítése, ami a térképek információtartalmának növekedésével jár.) másrészt előfordul, hogy ugyanazt a kategóriát különböző időben készült térképek más és más módon jelölik.

A felszínborítási típusok megállapításakor, ha a térképi tartalom nem egyértelmű, egyéb források is sikeresen alkalmazhatók. Fontos információkat tartalmazhatnak a térképekkel közel egykorú írott források, amelyek lehetnek tudományos igényű országleírások vagy akár régi peres ügyek jegyzőkönyvei, birtokösszeírások, stb.

Eredmények

Elkészítettem a különböző időpontok felszínborítási térképeit. Az első katonai felmérés alapján a XVIII. század végének (1770–1780) felszínborítástájhasznosítása látható az *1. ábrán*.

A vizsgált területen az alábbi tíz kategóriát azonosítottam:

112 – beépített terület (falu): a házakat külön-külön tüntették fel,

142 – történelmi emlék: Szádvár romjai

211 – szántóföld: ezeket a területeket nem színezték ki,

221 – szőlő: színezéssel és felületi jelekkel (stilizált szőlőtő) jelölték,

231 – mező, legelő: színezéssel jelölték, nem lehetett a természetes gyepektől (321) elkülöníteni,

242 – kert: a házak körüli színes foltokkal ábrázolták,

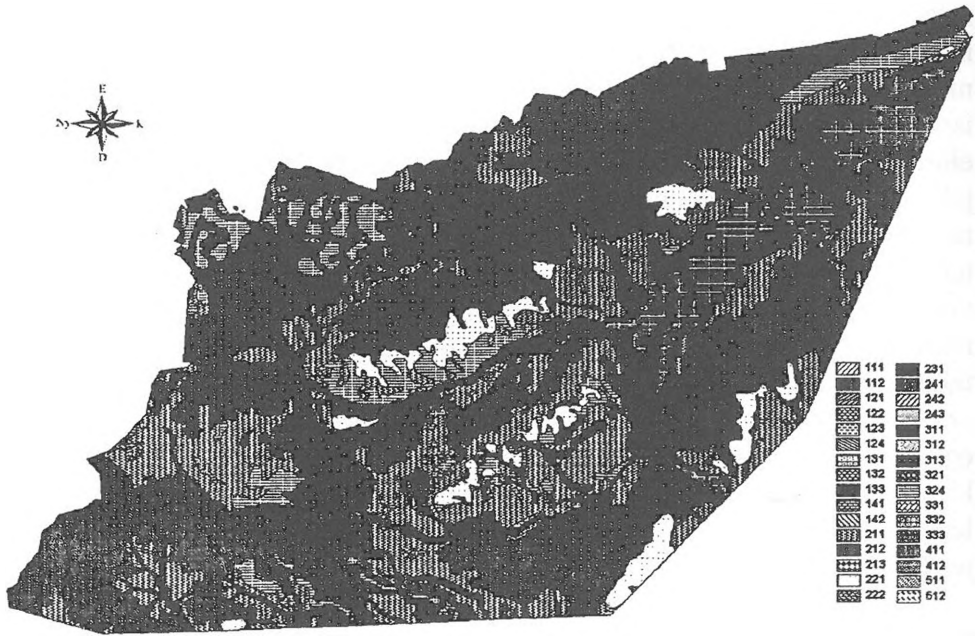
311 – erdő: színezéssel és felületi jelekkel jelölték,

324 – bokros, cserjés terület: a pontos azonosítás nem volt lehetséges, az elkülönítés színárnyalatok alapján történt. A nem erdőborította területeket

nem jelölték felületi jelekkel a domborzatábrázolás elsőbbsége miatt. Az értelmezés szubjektív megfontolásai miatt a rekonstrukció nem lehet teljesen pontos, csak közelíteni tudom az akkori állapotokat.

411 – színezéssel és felületi jelekkel jelölték,

512 – színezéssel jelölték.



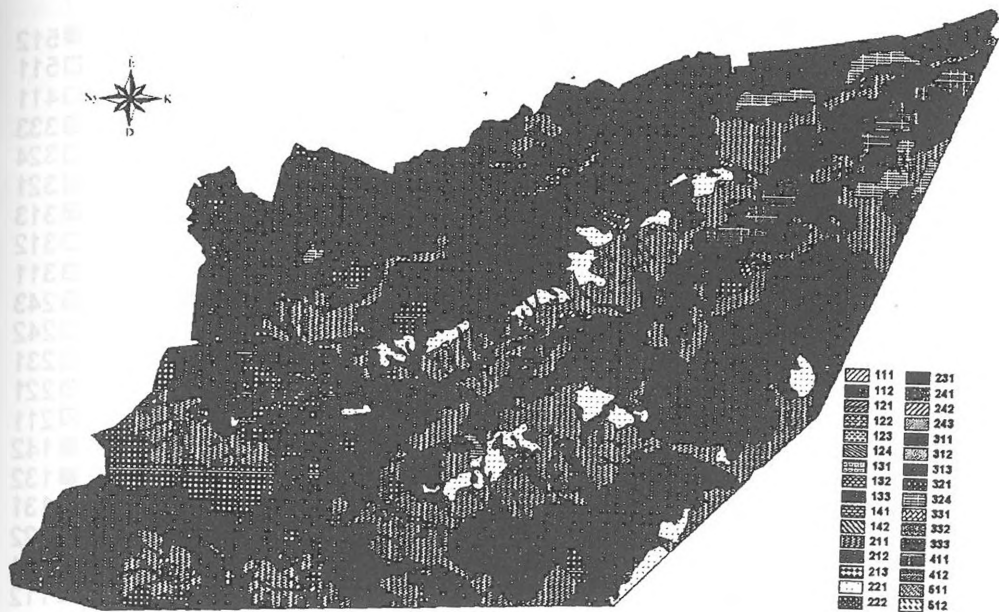
1. ábra. A XVIII. század végének rekonstruált felszínborítása

Fig. 1. Land cover map of the end of the 18th century

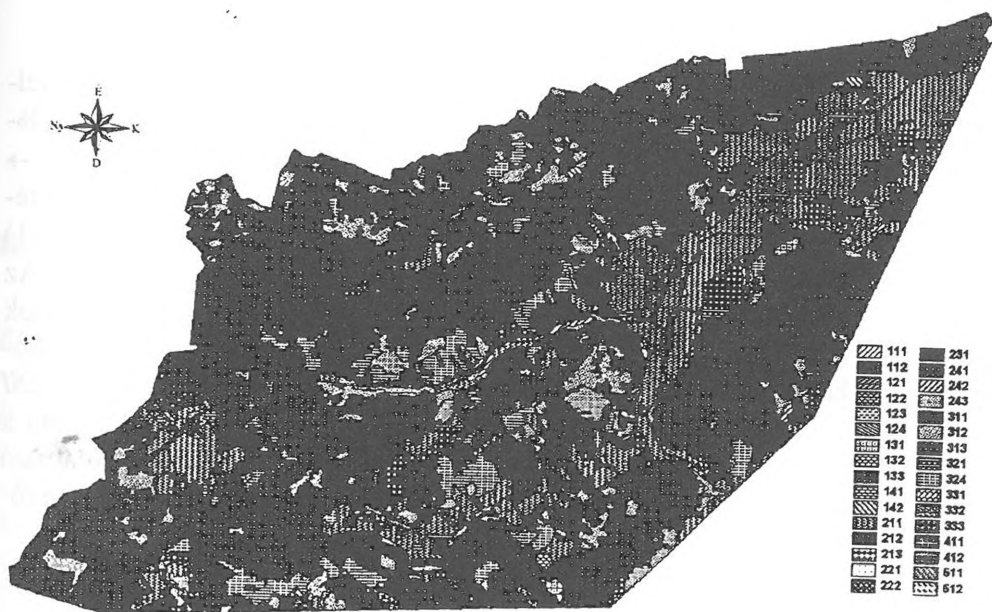
A második katonai felmérés alapján a XIX. század közepének (1853–1857) felszínborítását-tájhasznosítását rekonstruáltam (2. ábra). A fenti tíz kategórián kívül egy újabb felszínborítási kategóriát, a természetes gyepeket (321) tudtam azonosítani.

A XX. század végének (1998) felszínborítási térképe (3. ábra) a fentiekén kívül, még hét (121, 122, 131, 243, 312, 313, 511) felszínborítási kategóriát tartalmaz, illetve már nem található meg a 411 kategória a folyószabályozások és lecsapolások miatt.

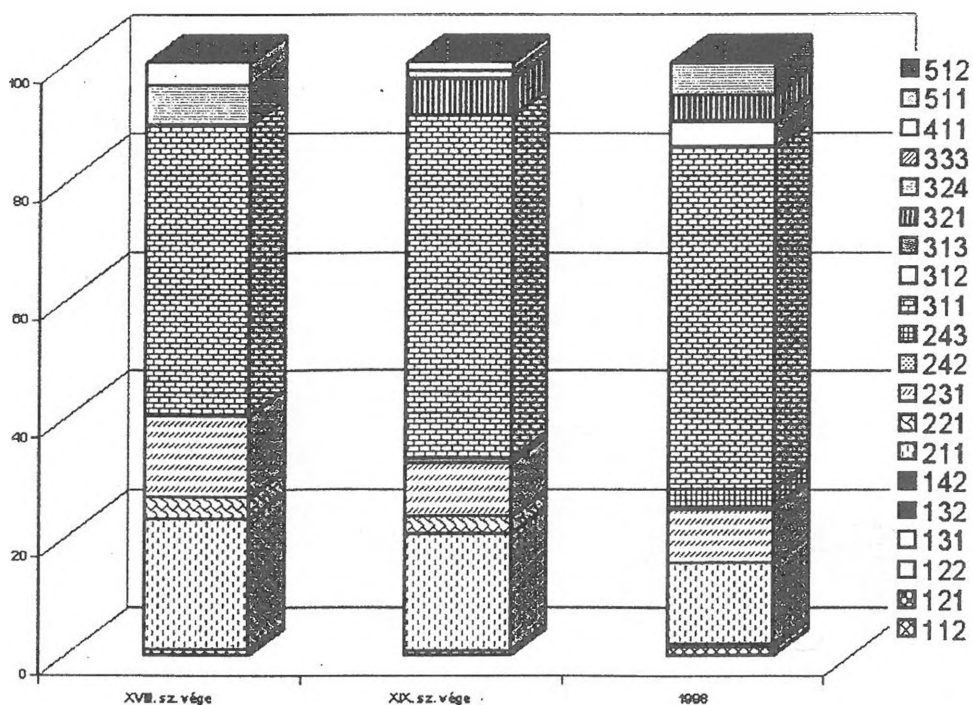
A felszínborítási térképekről GIS szoftverek segítségével kiszámítottam a vizsgált időpontokban az egyes felszínborítási kategóriák százalékos eloszlását az ösztérülethez képest. A három időpont közti felszínborítás-változást a II. táblázat és a 4. ábra szemlélteti.



2. ábra. A XIX. század közepének rekonstruált felszínborítása
 Fig. 2. Land cover map of the middle of the 19th century



3. ábra. A XX. század végének felszínborítási térképe
 Fig. 3. Land cover map of the end of the 20th century



4. ábra. A felszínborítás változása a XVIII. és XX. század között
 Fig. 4. Land Cover changes from the 18th to the 20th century

A legszembevetőbb változás a XVIII. századtól napjainkig négy felszínborítási kategóriánál figyelhető meg. A szántók (211) aránya 21,86 %-ról 13,76 %-ra csökkent. A szőlők (221) szinte teljesen eltűntek (3,59 % → 0,02 %) amely a filoxéra járvány mellett a korábbi felvevő piacok elvesztésének is köszönhető (SZUHAY 1998). A mocsarak, vizenyős területek (411) szintén eltűntek (3,95 % → 0 %), a folyószabályozások következtében. Az erdőterületek 49,26 %-ról 62,06 %-ra nőttek, amely többek között annak köszönhető, hogy a XIX. századtól megindult a területen az erdőgazdálkodás, és a korábbi mértéktelen fairsztást szabályok közé szorították (JÁRÁSI 1998). A XX. században jelentősen csökkent az igény a faszén iránt, ami a fakitermelést korábban meghatározta. A gyepek arányában nem mutatható ki lényeges változás, ha az 1998-as felszínborítási térkép 231 és 321 kategóriáit összevonjuk (13,76 % → 13,14 %).

II. táblázat
Table II.

A felszínborítás változása a XVIII. és XX. század között
Land Cover changes from the 18th to the 20th century

| CLC kód | 1770–1780 [%] | 1853–1857 [%] | 1998 [%] |
|---------|---------------|---------------|----------|
| 112 | 1 | 0,76 | 1,28 |
| 121 | 0 | 0 | 0,12 |
| 122 | 0 | 0 | 0,01 |
| 131 | 0 | 0 | 0,16 |
| 132 | 0 | 0 | 0,05 |
| 142 | 0 | 0 | 0,11 |
| 211 | 21,86 | 19,6 | 13,76 |
| 221 | 3,59 | 3,04 | 0,02 |
| 231 | 13,76 | 8,9 | 8,94 |
| 242 | 0,09 | 0,61 | 0,38 |
| 243 | 0 | 0 | 3,1 |
| 311 | 49,26 | 58,24 | 57,86 |
| 312 | 0 | 0 | 4,2 |
| 313 | 0 | 0 | 0,21 |
| 321 | 0 | 6,1 | 4,27 |
| 324 | 6,48 | 1,4 | 5,25 |
| 333 | 0 | 0 | 0 |
| 411 | 3,95 | 1,32 | 0 |
| 511 | 0 | 0 | 0,26 |
| 512 | 0,01 | 0,03 | 0,02 |

IRODALOM

BÜTTNER GY. (szerk) (1999): Az 1:50.000 léptékű országos CORINE Felszínborítási (Land Cover) Projekt előkészületei – FÖMI kézirat 42 p.

HEYMANN, Y. (1993): CORINE Land Cover Technical Guide – EUR 12585, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg-136 p.

KLINGHAMMER I. – GYŐRFFY J. (1997): A katonai térképezés - In: Karátson D. (szerk.) Pannon Enciklopédia, Magyarország földje. Kertek 2000 Kiadó, Budapest, p. 26-29.

MARI L.–MATTÁNYI ZS.–MAUCHA G. (2001): Ürfelvételek alapján szerkesztett, különböző méretarányú felszínborítási térképek összehasonlítása a CORINE Land Cover program alapján, – A földrajz eredményei az új évezred küszöbén, A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei, Szeged, CD-ROM ISBN 963482544-3 p. 1–17.

MARI L.–MATTÁNYI ZS. (in print): A CORINE Land Cover program – Földr. Közl.

SZUHAY P. (1998): Az Aggteleki-karszt falvainak szociográfiája. - In: Baross G. (szerk.) Az Aggteleki Nemzeti Park Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 378-394.

JÁRÁSI L. (1998): Az Aggteleki-karszt falvainak szociográfiája - In: Baross G. (szerk.) Az Aggteleki Nemzeti Park Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 395-410.

TÁJTÖRTÉNETI KUTATÁSOK A BARADLA-BARLANG VÍZ- GYŰJTŐJÉN

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: The paper is concerned with research on landscape history of the water catchment of the Baradla cave. I made the digital cultural history map of the catchment area applying GIS and remote sensing. Comparing the maps, the evolution of the landscape, continuous aridification, spreading of bushes and forests and the increasing human impact can be easily seen. As a conclusion, it is daimed, that the water catchment area of Baradla cave has changed fundamentally in the past 200 years, which has an effect on the natural condition of the cave and infulences its future.

1. Bevezető

A Baradla vízgyűjtőjének tájtörténeti térképezése során információt nyerhettünk arról, hogy néhány évtizede, illetve néhány száz évvel ezelőtt:

- milyen jellegű vegetáció borította a területet,
- hogyan használták, művelték a földterületeket,
- milyen extenzív gazdálkodási módszereket alkalmaztak,
- hogyan változott a települések kiterjedése és szerkezete,
- milyen volt a terület vízrajza és vízgazdálkodása.

Térinformatikai eljárások alkalmazása lehetővé teszi, hogy az archív térképeket topográfiailag összeillesszük az aktuális térképekkel, így közvetlenül összevethetők az egykori és a mai állapotok. Ezzel a módszerrel elkészített tájtörténeti térképek a lapján történeti, helytörténeti, levéltári és irodalmi források (DÉNES 1998, JÁRÁSSY 1998, NAGY 2001) felhasználásával rekonstruálható a korabeli táj és a tájhasználat. A térképsorok kiértékelésével nyomon követhető a Baradla-barlang felszíni vízgyűjtő területén bekövetkezett változások.

2. Anyag és módszer

2.1. A meglévő kutatási anyagok összegyűjtése

- Topográfiai térképek (1:10.000 EOV szelvények),
- az I., II., III. katonai felmérés térképei,

- 1997-es és 2000-es légifelvételek.
- Vektoros adatállományok:
- DTA-50,
 - DDM 10 felületmodell,
 - Corine Land Cover (CLC 100) adatbázis.

2.2. Az adatok bevitele az információs rendszerbe

- Szkennelés, digitalizálás.
- Tájékozás (orientáció): a képek térbeli kiértékeléséhez szükséges tájékozási paraméterek meghatározása. Pixel koordinátáról áttérés a térbelire.
- Meglévő adatok bevitele.

2.3. Adatfeldolgozás

- Digitális domborzatmodell előállítás.
- Légifelvételek előfeldolgozása.
- Digitális ortofotó előállítás.
- Térképek digitalizálása.

Első katonai felmérés (XVIII. század vége)

Az Első katonai felmérés az első olyan térképészeti alkotás, amely országnyi területre kiterjedően részletes és egységes információ tartalommal bír. A térképezés felvételi méretaránya 1:28 800 (1 hüvelyk = 1 mérföld). A térkép vetület nélküli, egységes geodéziai hálózat és koordináta rendszer nélkül készült. A vetület hiánya miatt nagyobb területen már nem lehetett pontosan illeszteni a szelvényeket, sok igazítást kellett végezni, ami torzulásokat eredményezett.

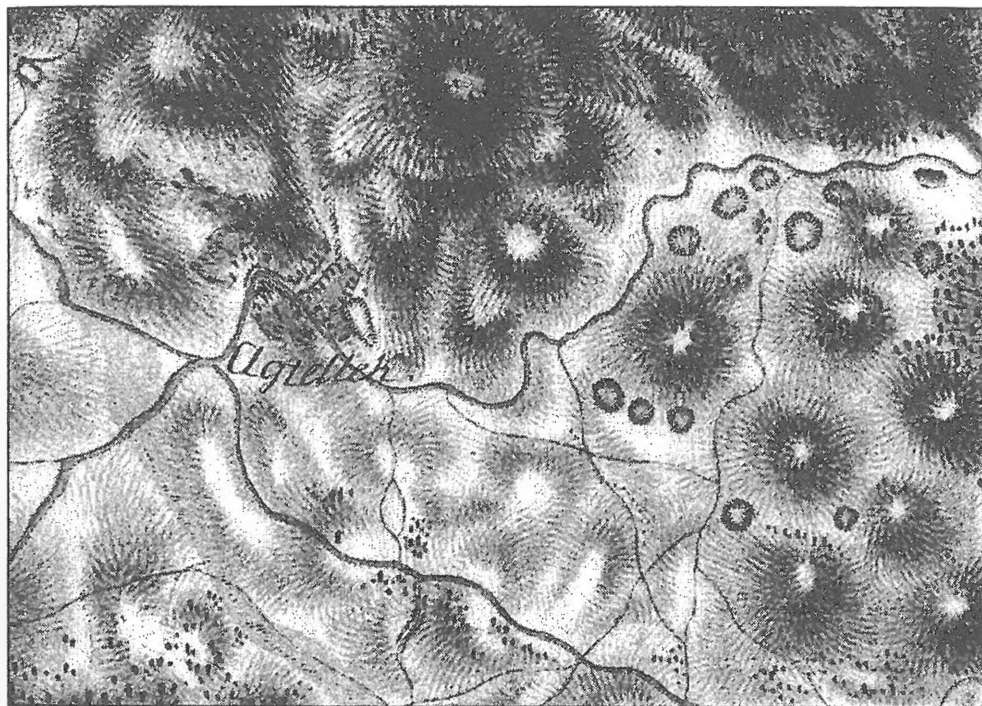
Második katonai felmérés (XIX. század közepe)

Az I. katonai felmérés viszonylag gyorsan elavult pontatlansága, vetületnélkülisége, az eltelt idő és elsősorban a geodéziai eszközök és módszerek fejlődése miatt. Jelentős problémát okozott az, hogy a közös geodéziai alapponthiánya miatt nagyobb területekké a szelvények nem voltak összeilleszthetők. I. Ferenc császár 1806-ban rendelte el a II. katonai felmérést, amely a Magyar Királyság területén több megszakítással 1810 és 1866 között folyt.

A felmérés un. Cassini-féle vetületben (négyzetes hengervetület) történt, amelynek geodéziai alapját többszintű háromszögelési hálózat képezte. A terepi felvétel 1:28 800 méretarányban történt, 1833-tól kezdődően trigonometriai magasságmérés is segítette a felméréseket.

Harmadik katonai felmérés (XIX. század vége)

A Harmadik katonai felmérést 1869-ben rendelték el, hazánkban 1872-1884 között folyt. Az egész felmérés 1887-re, viszonylag rövid idő alatt (17 év) alatt be is fejeződött. A helyszíni felmérést 1: 25 000 léptékben készítették el, ez képezte az alapot a többi, kisebb méretarányú térképekhez. A felmérés poliéder vetületű, minden térképszelvény külön-külön síkban fekszik. A szelvényeken lévő sarok és háromszögelési pontokat földrajzi koordinátákkal adták meg, a délkörök számozása Ferrótól történt.



1. ábra: Aggtelek környéke az I. katonai felmérés térképén
Fig 1. The surroundings of Aggtelek in the map of the I. military survey



2. ábra: Aggtelek környéke a II. katonai felmérés térképén
Fig 2. The surroundings of Aggtelek in the map of the II. military survey



3. ábra: Aggtelek környéke a III. katonai felmérés térképén
Fig 3. The surroundings of Aggtelek in the map of the III. military survey

Jelkulcs



erdő



cserjés, fás legelő



kaszáló, nedves gyepek



legelő, száraz gyepek



szántó



szőlő, gyümölcsös



mocsár, nádas



tó



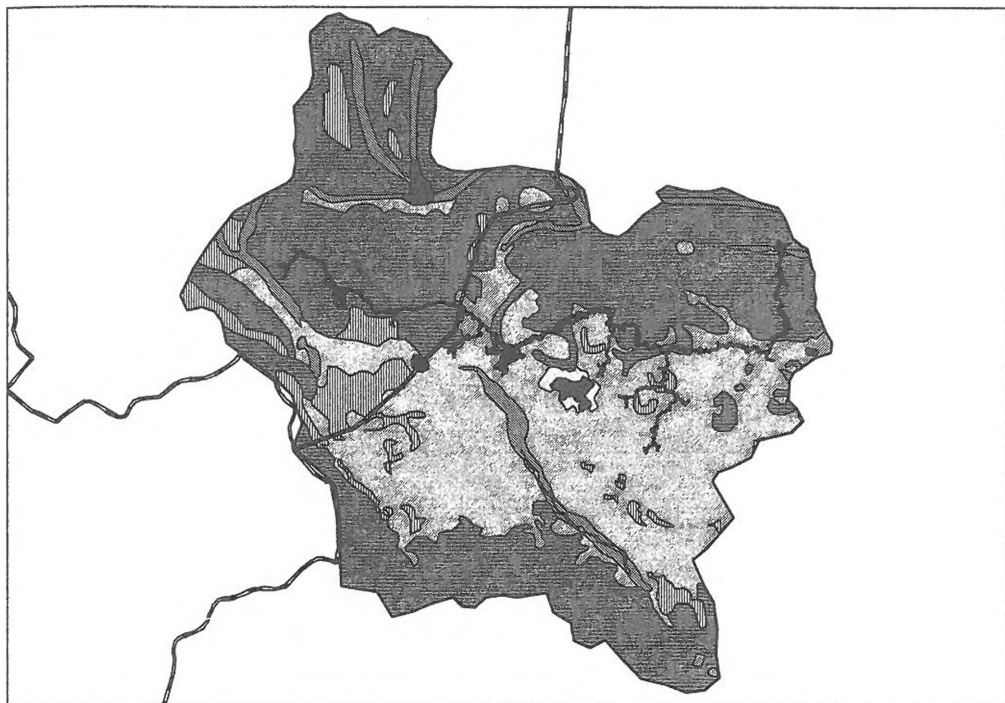
vízmosás



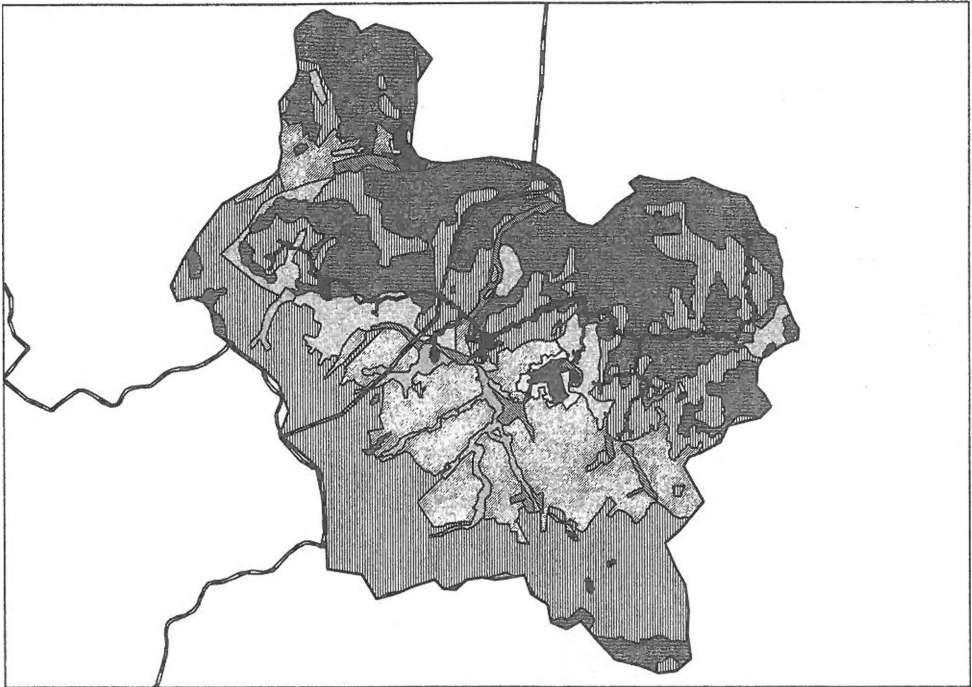
lakott terület, település



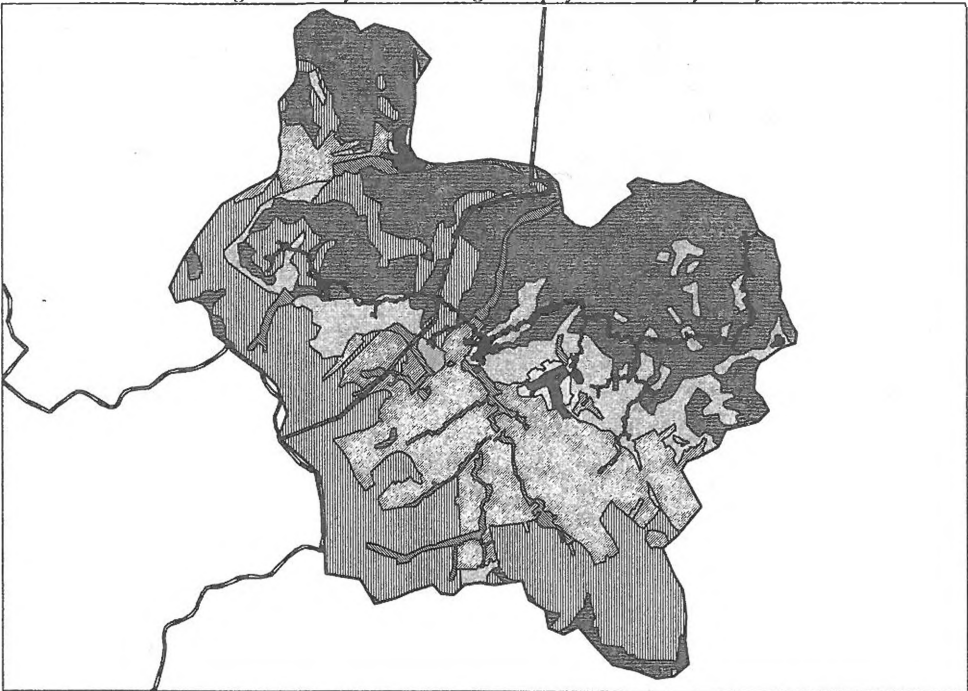
kert, szérű



4. ábra: A vizsgált terület az I. katonai felmérés digitalizált változatán
Fig 4. The study area in the digital map of the I. military survey



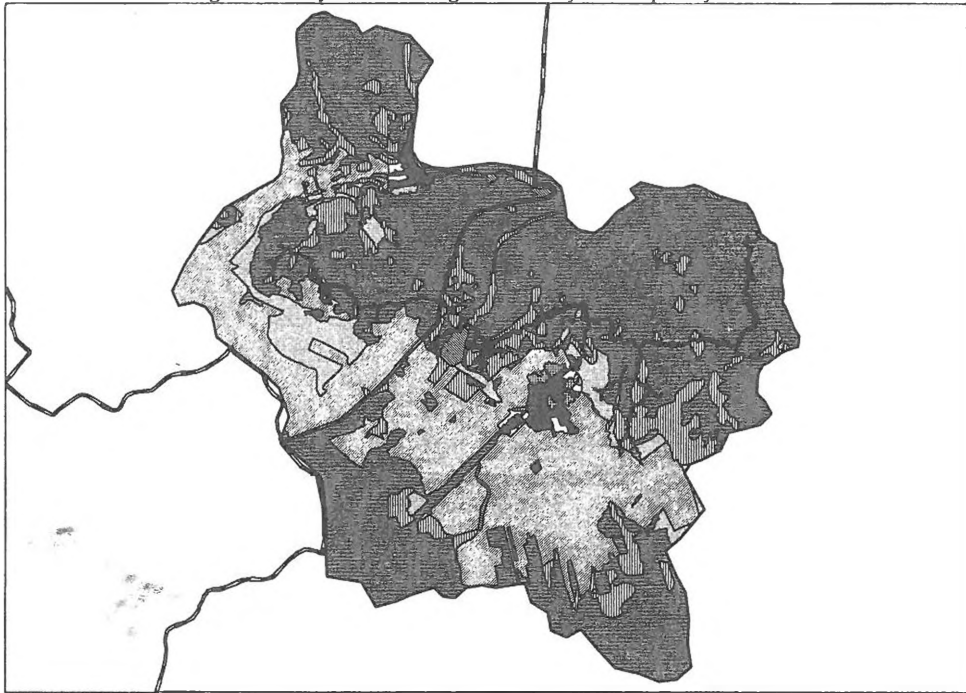
5. ábra: A vizsgált terület a II. katonai felmérés digitalizált változatán
Fig 5. The study area in the digital map of the II. military survey



6. ábra: A vizsgált terület a III. katonai felmérés digitalizált változatán
Figure 6. The study area in the digital map of the III. military survey



7. ábra: A vizsgált terület az 1997-es légifelvétel digitalizált változatán
Fig 7. The study area in the digital version of the aerophoto from 1997



8. ábra: A vizsgált terület a 2000-es légifelvétel digitalizált változatán
Fig 8. The study area in the digital version of the aerophoto from 2000

3. Eredmények

A történeti földhasználatot ábrázoló térképeket az 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8. ábrákon szemléltetjük. A földhasználat változásának százalékos adatait az I. táblázatban foglaltuk össze.

A XVIII. század végéről származó első katonai felmérés az erdő és szántó területek dominanciáját mutatja, száraz gyepeket szinte lehetetlen elkülöníteni. A térkép a tagolt dombvidéki felszínen olyan területeket is szántónak jelöl, amelyek meredekségük miatt még kézi erővel sem művelhetők szántóként, valószínűleg ezek a területek száraz gyepek voltak. A térkép jelöli a Vörös-tavat, de nem jelöli az Aggteleki-tavat, ami két módon magyarázható: a tó létezett, de térképezési, vagy másolási hiba miatt nem jelölik, másik magyarázat, hogy a tó a térképezés idején még nem létezett. Mivel az irodalmi források is erre az időszakra teszik a dolina eltömődését és a tó kialakulását, ez utóbbi magyarázat látszik valószínűnek.

I. táblázat
Table I.

A földhasználat alakulása a Baradla vízgyűjtőjén 1784-2000 között
Changing of land-use in the catchment area of Baradla between 1784-2000

| kategória | 1784 | 1853 | 1874 | 1997 | 2000 |
|---------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|
| szántó | 35,9% | 17,4% | 19,8% | 22 % | 27,1% |
| erdő | 51,4% | 30,9% | 35,1% | 55 % | 54,5% |
| cserjés, fás legelő | 6,6% | 39,8% | 28,1% | 10,6 % | 10,5% |
| legelő, száraz gyepek | - | 5,8% | 11,8% | 8,1% | 4,8% |
| kaszáló, nedves gyepek | 4,6% | 2,2% | 3,5% | 1,25 % | 0,7% |
| mocsár | 0,1 % | 2,3% | 0,3 % | 0,2 % | 0,09% |
| lakott terület, település | 0,75% | 0,9% | 0,8% | 1,9 % | 1,6% |
| kert, szérű | 0,55% | 0,5% | 1% | 0,9% | 0,4% |
| gyümölcsös | | | | | 0,3% |
| tó | 0,1% | 0,2% | 0,1% | 0,05 % | 0,01% |
| összesen: | 100% | 100% | 100% | 100% | 100% |

A fentiek miatt inkább csak tájékoztató jelleggel kívánjuk figyelembe venni az I. katonai felmérést. A II. és III. katonai felmérések lényegesen pontosabbak. Az egyes térképeket, illetve a légifelvételeket kielemezve megállapítható, hogy

- az I. felmérésen még összefüggőnek jelölt erdőterületeket a XIX. sz.-ban száraz gyepek, cserjések tagolják fel, amelyek később záródásnak indultak. Ez a folyamat még jelenleg is tart.

- a XIX. században az erdőborítás csökkent a korábbi állapothoz képest, majd a XX. sz. végére a felhagyott gyepek és szántók erdősődésével az erdők aránya növekszik.

- a XVIII. századi térképen jelentős területeket szántónak jelölnek. Ennek kiterjedése a következő századokban jelentősen csökkent, helyét száraz gyepek, cserjések foglalják el.

- a II. katonai felmérés több kis tavat is jelöl a terület D-i részén, ezeket a többi térkép már nem ábrázolja.

4. Összefoglalás

A digitalizált és kiértékelt térképlapok egyértelműen mutatják az erdőterületek és a szántók térhódítását, illetve a vízgyűjtő terület folyamatos szárazodását. A modern földművelés több helyen megszüntette a korábbi vízvezető árkokat, így az olvadék és csapadékvizek új utakon folynak le a barlangba. Ezek főleg a földutak és a szántók barázdái.

Összességében megállapítható, hogy a Baradla-barlang vízgyűjtője jelentős mértékben megváltozott az utóbbi kétszáz év alatt, ami kihat a barlang természetes állapotára és meghatározza jövőjét.

IRODALOM

DÉNES GY. (1998): Történeti áttekintés a XIX. század második feléig. - In: Az Aggteleki Nemzeti Park, szerk: Baross Gábor, Budapest.

JÁRÁSSY L. (1998): Az erdőgazdálkodás múltja. - In: Az Aggteleki Nemzeti Park, szerk: Baross Gábor, Budapest.

NAGY D. (2001): Tájégtörténeti kutatások a Gömör-Tornai karszton I. - Kézirat, ANPI



ERDŐ OPTIMALIZÁCIÓS VIZSGÁLATOK AZ AGGTELEKI KARSZTON

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA¹ –BOTOS CSABA² – BÓDIS KATALIN³

¹SZTE, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged, Egyetem u.2.
keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

²Természet és Környezetvédelmi Egyesület, E-misszió, Nyíregyháza, Hősök
tere 9. botoscsaba@hotmail.com

³SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, Egyetem
u. 2. bodis@geography.hu

Abstract: The decaying state of Hungarian forests requires new studies, which support sustainable forestry. Especially the research on sylviculture on karst terrain is needed, because the change of forest type might cause dysfunction in operation of the karst system. The requirements of sylviculture are covered by the characteristics of niche, climate, topography and soil. Detailed study was carried out in the Aggtelek National Park (with the exception of Szalonna Karst) in order to project forest optimisation for the area. ArcInfo software was applied during the research making possible the converging the site characteristics and the potential wood type on well defined geographical locations. The resulted map shows forest patches in different ecological status. On wood patches in very bad, bad or average ecological condition the forest type should be changed, replacing it by mixed beech, hornbeam-beech or hornbeam-oak stands. The resulted map verifies that the wood type should be changed on those places where the sedimentation of aerosols or soil degradation alters the geo-ecological conditions.

Bevezetés

Az erdőgazdálkodás lehetőségeit a termőhely határozza meg (BABOS *et al.* 1966). A termőhely tulajdonságait a domborzati adottságok, az éghajlati tényezők, a vízgazdálkodási jellemzők, az alapkőzet és a talaj tulajdonságok alakítják ki, ezért ezek figyelembevételével készíthetünk erdőhasznosítási javaslatot.

A fenntartható erdőgazdálkodás számára ma már kívánatosak az olyan kutatások, amelyek az optimális fajkiválasztással a karsztok jelenlegi ökológiai állapotának megfelelő felújításokat, illetve telepítéseket javasolnak. Az erdők állapotának romlása, a nem megfelelő gazdasági szempontú kezelés az egyéb kedvezőtlen antropogén hatások (üdülés, bányászat, légszennyezések száraz és nedves ülepedése, vadkárok) következtében fokozott elvárások vannak az ilyen kutatások irányában. Az Aggteleki Karszt területét (kivéve a Szalonnai-karsztot) választottuk mintaterületnek, ahol részletes elemzést végeztünk az erdőhasznosítási javaslat kidolgozása céljából.

Módszerek

Az optimalizáció javaslat kidolgozásához ArcView szoftvert használtunk. Fő célunk volt létrehozni egy olyan számítógéppel támogatott rendszert, amely alkalmas különböző forrású és jellegű információkra építve arra, hogy:

- földrajzilag pontosan definiált helyekhez hozzárendelhetővé tegye:
 - a tervezéshez felhasznált termőhelyi tényezőket,
 - és az általuk meghatározott potenciális erdőtársulásokat,
- a termőhelyi tényezők alapján meghatározza az oda megfelelő potenciális erdőtársulásokat
- az eredményeket térképen is megjelenítse,
- számításokat és méréseket lehessen végezni vele.

A fenti célok érdekében a különféle adatokat számítógép által kezelhető formába, adatbázisba kellett rendezni.

Az erdőrészletek és a hozzájuk tartozó tulajdonságok földrajzilag pontos elhelyezéséhez digitális erdőtag és erdőrészletterképet hoztunk létre. A földrajzi azonosításhoz a térképeken a térinformatikai alkalmazások körében is elterjedt Egységes Országos Vetületi Rendszer koordinátáit alkalmaztuk.

Az erdőrészletek a gyakorlatban alkalmazott legkisebb önálló tervezési egységek, amelyek poligonokként jeleníthetők meg és leíró jellegű, alfanumerikus adatok rendelkeznek minden egyes önálló egységhez.

A vizsgált terület erdőrészleteinek az erdőklímára, genetikai és fizikai talajtípusra, termőréteg vastagságra vonatkozó tulajdonságait típusonként megfelelő kódokkal láttuk el, és dBASE formátumúvá alakítottuk. (Az ilyen típusú adatbázistáblákat már egyszerűen importálni lehet a felhasznált geoinformatikai rendszerekbe.)

A tengerszint feletti magasság, a lejtőszög, és a kitettség megállapításához elkészítettük a terület digitális domborzatmodelljét. A modellt 1:10000 méretarányú topográfiai térképről az Arc/View szoftver segítségével állítottuk elő. A kapott magassági értékeket a tervezésnek megfelelő kritériumok szerint osztályoztuk és szintén a kódokba építettük.

A kód egy számsor lett, melynek eltérő helyiértékei kapták a különböző tulajdonságok típusainak értékeit. Az egy területre vonatkozó számok egyszerű összeadásának eredményeként pedig (így kombinálódnak a tényezők) a vizsgált területekre vonatkozó termőhelytípusokat és az oda megfelelő társulásokat kaphatjuk meg.

Eredmények

Az erdők többszöri kitermelése és a nem őshonos, eredeti társulások telepítése a karsztok ökológiai folyamatait változtatták meg (BÁRÁNY-KEVEI 1998a, BECK-BORGER 1999, BÁRÁNY-KEVEI-BOTOS 2001). Különösen a tájidegen fenyőerdők járultak hozzá a talaj savanyodásához, ami megbontotta a karsztökológiai rendszer egyensúlyát (BÁRÁNY-KEVEI 1998.b).

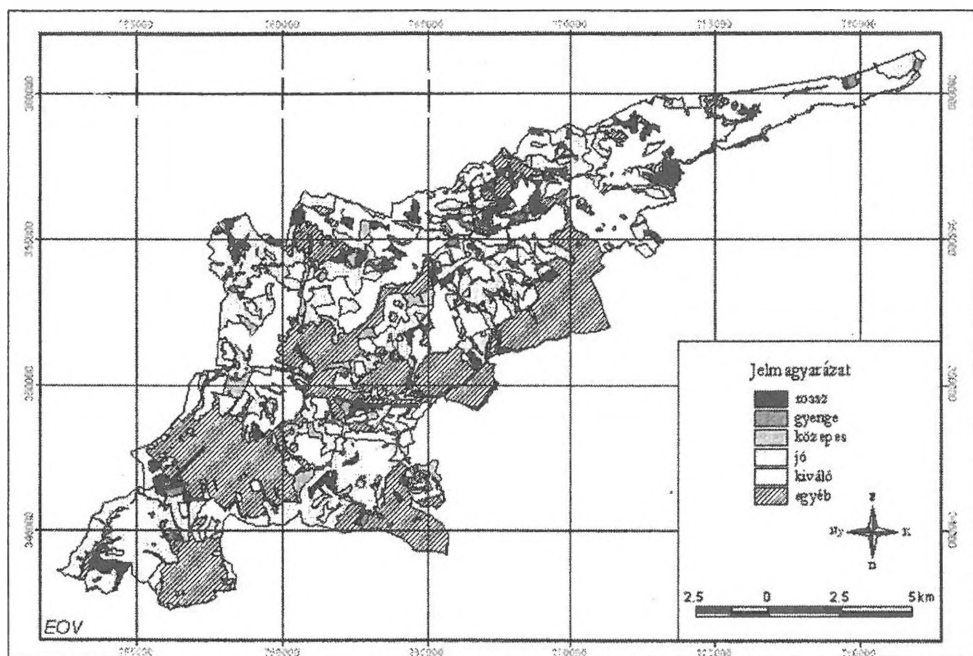
Részletes erdőgazdasági adatok, és ZÓLYOMI (1989) „Természetes növénytakaró térképe”-nek felhasználásával elkészítettük az Aggteleki Nemzeti Park erdő természetességi (1. ábra), tengerszintfeletti magassági (2. ábra), erdőklíma (3. ábra), lejtőszög (4. ábra) és lejtő kietettségi térképeket (5. ábra). Hasonlóképpen elkészítettük a fontosabb talajismereti: termőréteg vastagság (6. ábra), genetikai típus (7. ábra), a mechanikai összetétel szerinti talajtípus (8. ábra) térképeit. (Az erdők természetességi állapotát az őshonos erdőtípusok ökológiai igénye és az adottságok alapján állapítottuk meg).

Ezeknek a térképeknek a birtokában geoinformatikai módszerek segítségével, a termőhelyi tényezőkhöz hozzárendeltük a potenciális erdőtársulásokat (az az erdő, amely a vizsgált termőhelyen jelenleg a legnagyobb valószínűséggel kialakulhat).

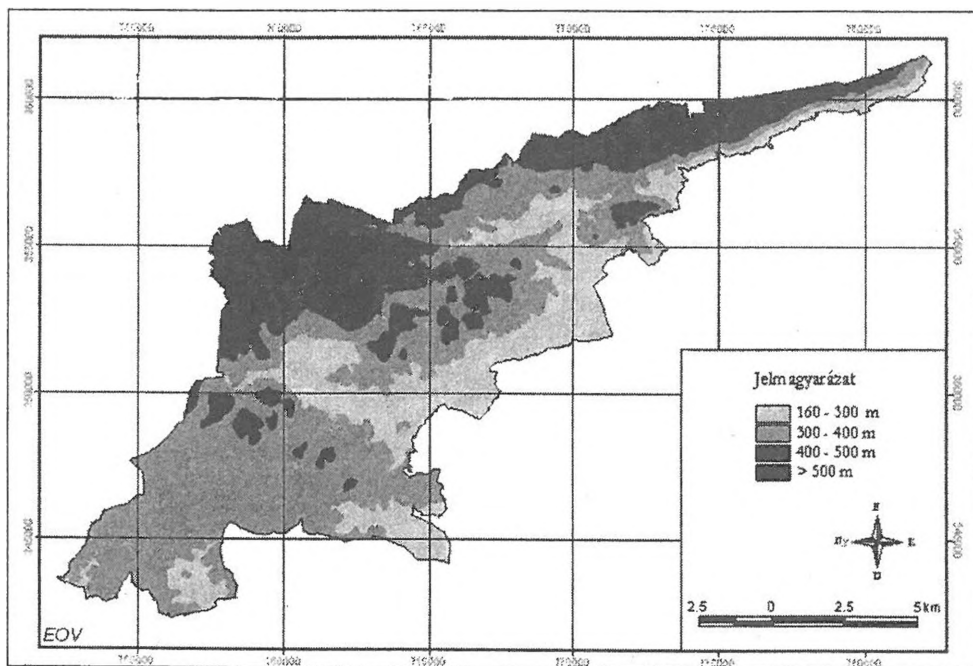
A tervjavaslatot térkép formában, a térinformatikában átlapolásnak (OVERLAY), nevezett módszerrel kaptuk meg. A minősítést az adott területen a számítógép az általunk meghatározott részletességgel, felbontással megadta (9. ábra).

Az eredménytérképről megállapítható, hogy a terület nagy részén nincs szükség a jelenlegi állományok megváltoztatására. A nagyon gyenge, gyenge és átlagos természeti állapotban lévő erdők terület feltjain kívánatos megváltoztatni az erdő típusát. A javasolt változtatást a tájökölógiai értéknek megfelelően elegyes bükkerdők, gyertyános bükkösök és gyertyános tölgyesek telepítésével kell megoldani. A térkép megrajzolja azokat a foltokat, ahol az erdőtípust meg kell változtatni. Természetesen a térképi információk mellett a terepi kontroll segíti a helyes erdőtípus megválasztását.

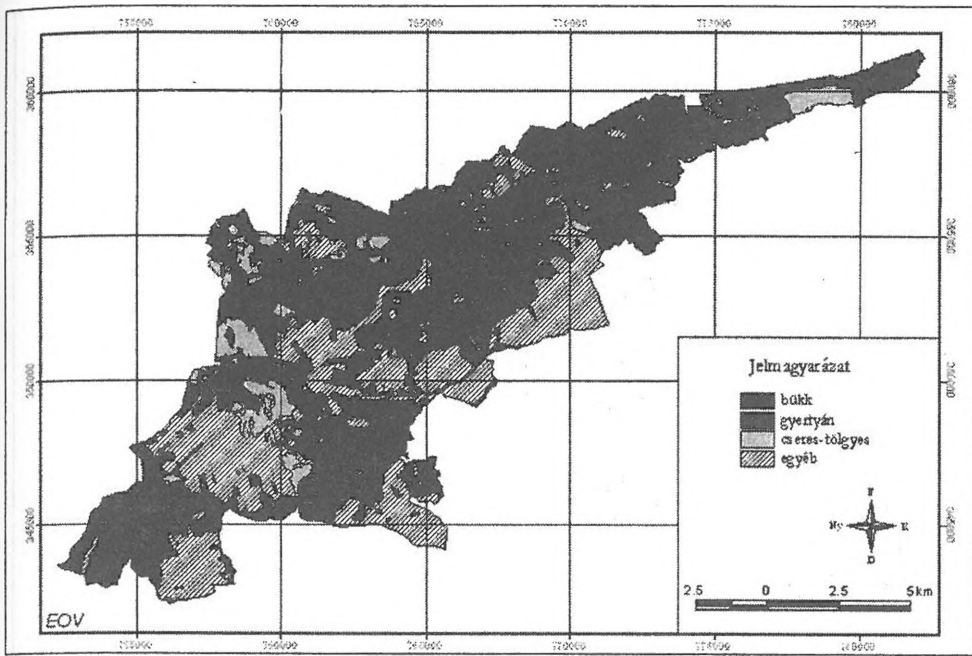
Az eredménytérkép azt is megerősíti, hogy azokon a területeken van leginkább szükség az erdőtípus megváltoztatására, ahol a légköri ülepedések, de esetenként a degradálódott talajviszonyok is hozzájárultak a geoökölógiai viszonyok átalakulásához (ezt a feltevést jövőben légköri aeroszol vizsgálatokkal kívánjuk alátámasztani).



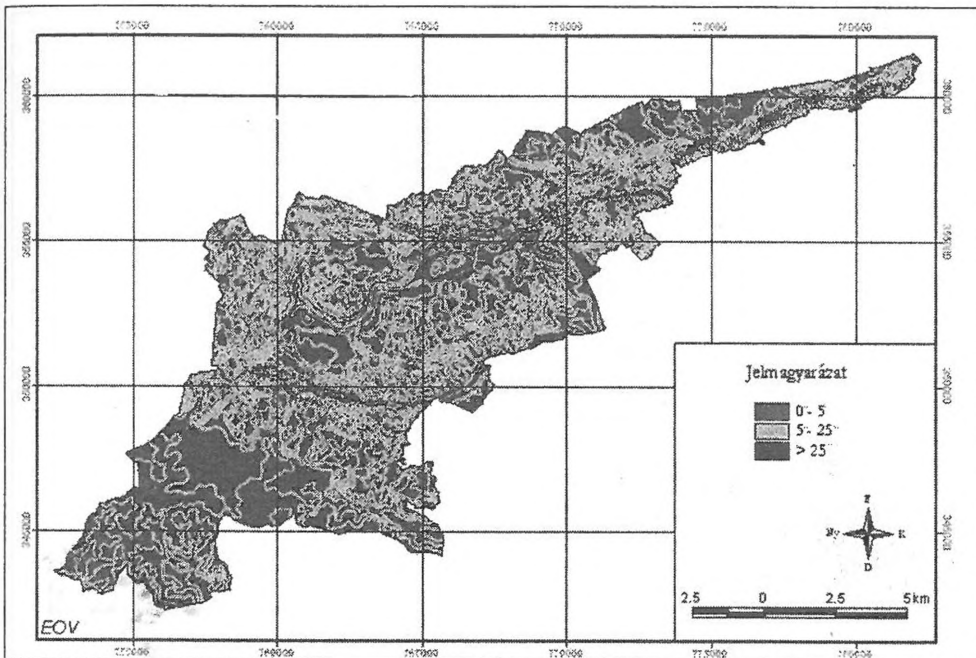
1. ábra Az erdők természetességi állapota
Fig. 1. Native Conditions of Forests



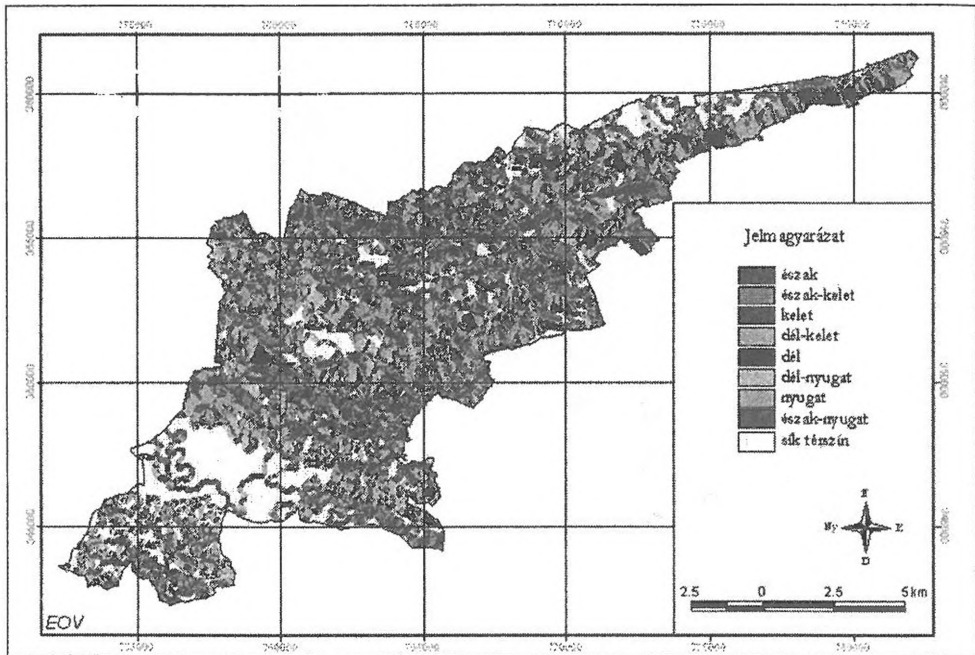
2. ábra Tengerszint feletti magasság
Fig. 2. Elevation Above Sea Level



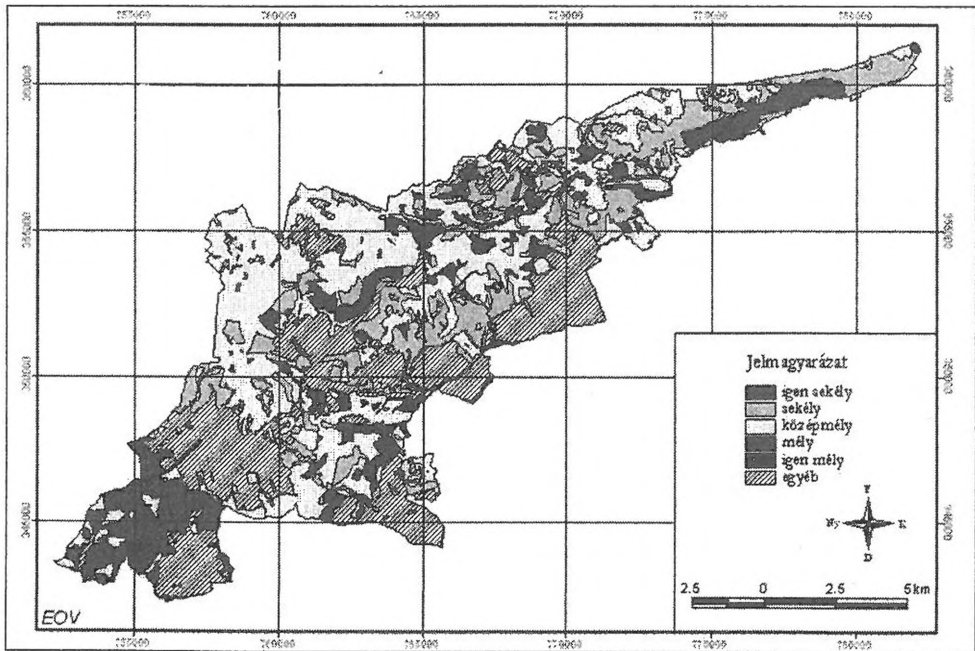
3. ábra Erdőklima
Fig. 3. Forest Climate Types



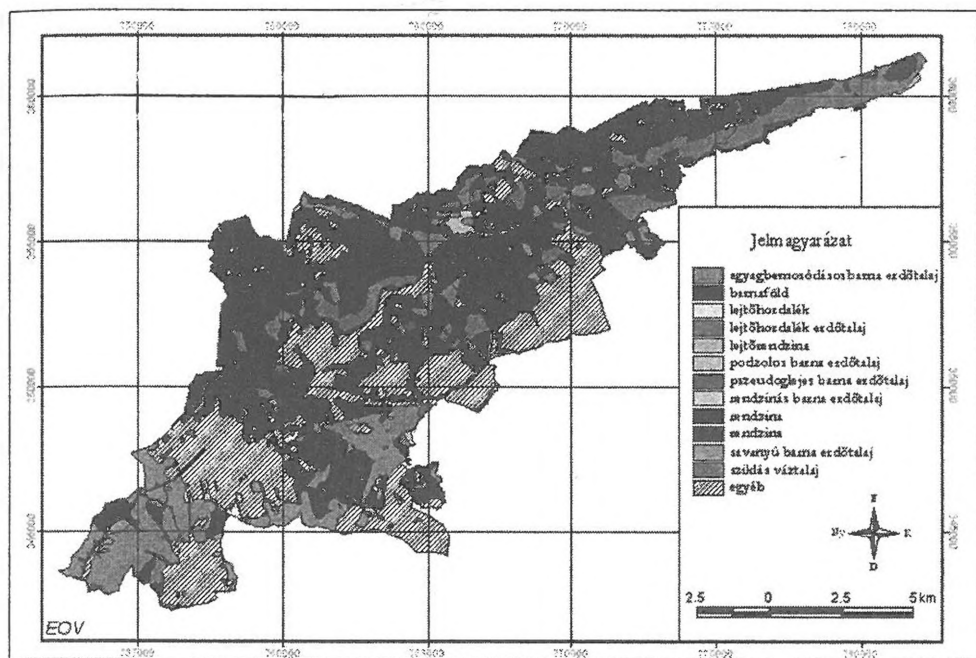
4. ábra Lejtőkategória térkép
Fig. 4. Slope Categories



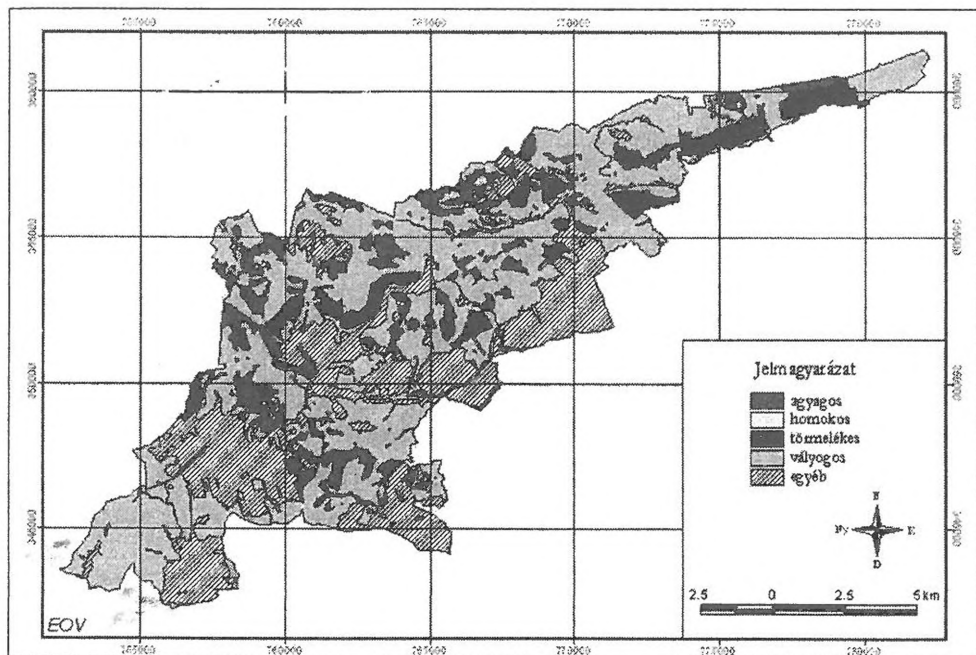
5. ábra A lejtők kitettsége
Fig. 5. Slope Exposure



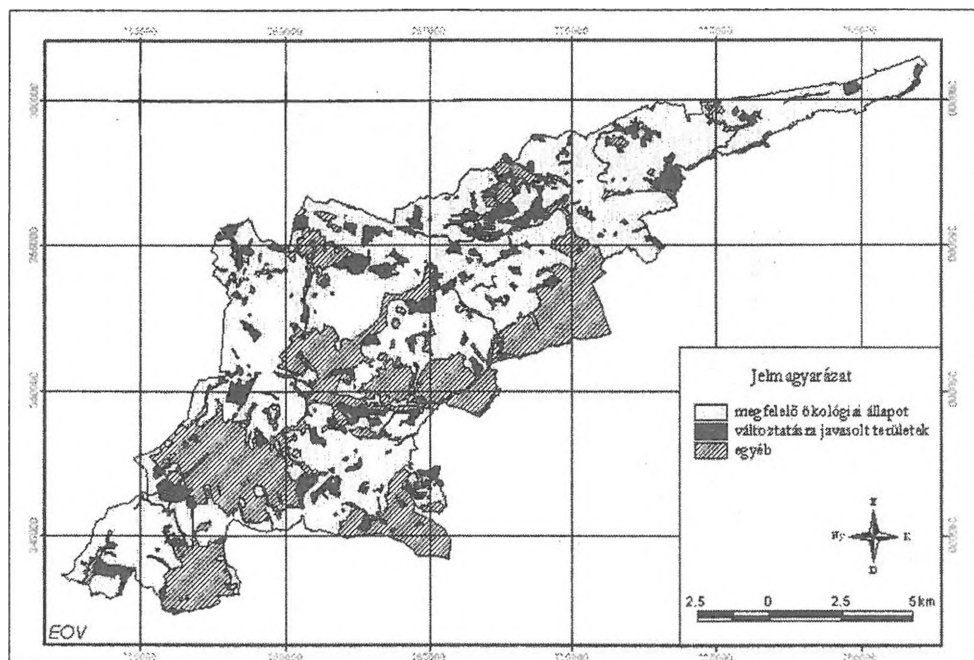
6. ábra A termőréteg vastagsága
Fig. 6. Soil Depth



7. ábra Genetikai talajtípus
Fig. 7. Soil Types



8. ábra Fizikai talajtípus
Fig. 8. Soil Texture



9. ábra A változásra javasolt és a megfelelő állományú erdőfoltok
 Fig. 9. Forest patches in satisfactory condition and patches suggested to be changed

Következtetések

1. A magyarországi karsztok hosszú idő óta állnak emberi tevékenység hatása alatt. Ezen hatások közül az erdőgazdálkodás mind a múltban, mind a jövőben jelentős hatást fejt ki a karsztok ökológiai rendszerének működésére.
2. A számítógéppel támogatott vizsgálat segítségével kimutattuk, hogy mely területeken kell megváltoztatni az erdő típusát ahhoz, hogy természetközeli állapotokat visszaállíthassuk.
3. Az ökológiai igények alapján meghatároztuk azokat az erdőtípusokat, amelyek telepítése az adott tájfolton kívánatos.
4. A módszer bármely karszt típus esetén jól alkalmazható, s a tájtervezés számára gyakorlati szempontból fontos optimalizációs térképek készíthetők segítségével.

IRODALOM

BABOS I.-HORVÁTHNÉ PROSZT S.- JÁRÓ Z.-KIRÁLY L.-SZODTFRIDT I. TÓTH B. (1966): Erdészeti termőhelyfeltárás és térképezés. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1998a): The geo-ecology of three Hungarian karsts. Cave and Karst Science. Transaction of the British Cave Research Association. Vol. 25. Num. 3. December. p. 113-117.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1998b): Geoecological system of karsts. Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. p. 13-25.

BÁRÁNY-KEVEI, I.-BOTOS, CS. (2001): Landscape-ecological problems in Aggtelek National Park with special regard to sustainable sylviculture. - Ecológia (Bratislava), Vol.20. Supplement 4, p.151-156.

BECK, R.-BORGER, H. (1999): Soils and Relief of the Aggtelek (NE Hungary): a Record of the Ecological Impact of Paleoweathering Effects and Human Activity. Acta Geogr. Szegediensis. (Ed.: Bárány-Kevei I. and Gunn, J.) Spec. Issue. p. 13-30.

ZÓLYOMI B. (1989): Természetes növénytakaró. - In.: Magyarország Nemzeti Atlasza. Budapest.



NEHÉZFÉM-TERHELÉS VIZSGÁLATOK A BÉKE-BARLANG VÍZGYŰJTŐJÉN

KASZALA RITA

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722
Szeged, Egyetem u.2. rita@geo.u-szeged.hu

Abstract: The heavy metal content of soils and plants was examined in the catchment basin of Béke-cave in Aggtelek Karst (North-East Hungary). The pH value, the organic matter and the clay mineral content of the soils influence the metal bound capacity. The paper introduces some result of experiment which search the relationship between the acid soluble heavy metal content of the soil and the pH value together with the amount of the heavy metal content of the soils which can get into the greenery.

1. Bevezetés

Kutatásaim során az Aggteleki Karszt Béke-barlangjának vízgyűjtőjén előforduló talajok és a növényzet nehézfém tartalmának meghatározását végeztem el. A vizsgálat a területen folyó, korábban megkezdett kutatásokhoz kapcsolódik, melynek egyik célja a karsztos talajok környezet állapotának általános felmérése (kémiai tulajdonságok, növények által hozzáférhető nehézfém-ionok mennyisége).

A nehézfémek talajbeli viselkedésének vizsgálatakor ismerni kell a talajok pufferkapacitását meghatározó tulajdonságokat. A kémhatás, az agyag- és szervesanyag-tartalom, valamint az agyagásványok minősége, mint a pufferkapacitást leginkább meghatározó tényezők, jelentős szereppel bírnak a nehézfémek mobilitása szempontjából is. A megfelelő kémhatású, magas agyag- és szervesanyag-tartalmú talaj ugyanis nagyobb mennyiségű ionadszorpcióra képes, ezáltal csökkenti azok mobilitását. A talajoldatba kerülő nehézfémek egyrészt a növények számára felvehető formát jelentenek, másrészt a mészkövön kialakult, gyakran igen csekély talajrétegen át könnyen elérhetik a fontos ivóvízbázisként működő karsztvizet.

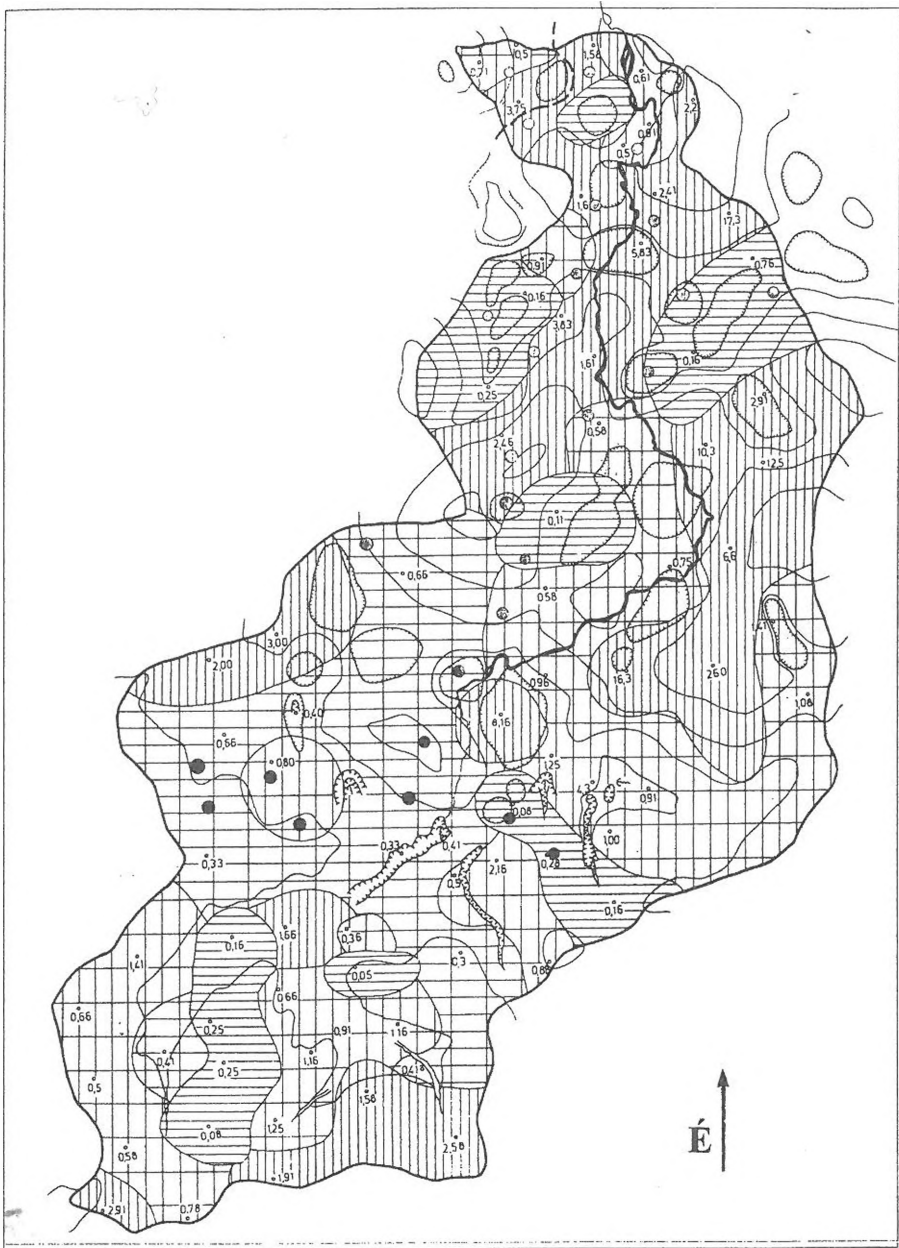
2. Anyagok és módszerek

2002 nyarán került sor a Béke-barlang közel 10km² nagyságú vízgyűjtő területének - melynek lehatárolását ZÁMBÓ végezte - mintegy 1/3-áról talaj- és növénymintát begyűjteni (1.térkép). A talajok mintázása két mélységből történt (0-10cm, és 20-30cm). Megfigyelhető volt, hogy a terület

északi részéről (nyílt karszt terület) származó minták vöröses-barna színű, magas agyagtartalommal rendelkező talajok voltak, szemben a délebbi területről (fedett karszt) begyűjtött mintákkal, amelyek sárgás-barna vályogban gazdag talajok. A 39 mintahelyről begyűjtött mintából 43-at dolgoztam fel. Az agyagtartalmú talajok kőzetdarabokkal igen átkeverték voltak. A növényzet tekintetében elmondható, hogy a nyílt karsztos területen főként büккеgyes gyertyános-tölgyes erdők gyér aljnövényzettel, illetve néhány helyen a melegkedvelő somos-tölgyes borította a felszínt. A fátlan részeken boróka és kökény alkot áthatolhatatlan bozótost. A déli terület nagy részén lejtős sztyeppréteket találtunk helyenként boróka betelepülésekkel, és domináns a melegkedvelő somos tölgyes.

A talajvizsgálatok során meghatároztuk a talajok $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ és a $\text{pH}(\text{KCl})$, a szervesanyag-tartalmát, valamint a sav oldható nehézfém-tartalmát. A talajok kémhatását 1:2,5-ös szuszpenzióban (desztillált víz, illetve 1 mol/dm^3 KCl oldat alkalmazásával) mértük meg. (*TALAJ- ÉS AGROKÉMIAI VIZSGÁLATI MÓDSZERKÖNYV 2.*, 1988). A talajok szervesanyag-tartalmát izzítás után mért tömegveszteség alapján számoltuk. A nehézfémek mennyiségét $\text{HNO}_3\text{-H}_2\text{O}_2\text{-HClO}_4$ saveleggyel való feltárás után induktív csatolású plazma emissziós spektrométerrel (ICP-OES) mértük meg.

A növények nehézfém-tartalmának meghatározásakor a kiszárított és kávédarálóban összetört növényi anyagból 1g-ot 10ml HNO_3 hozzáadásával 120°C -on 2-4 órán át tártuk fel. Lehűlés után 3-4ml 70 %-os perklórsavat adtunk hozzá és ismét 1 óra hosszat folytattuk a feltárást. Ezt követően induktív csatolású plazma emissziós spektrométerrel (ICP-OES) mértük meg a keletkező oldatok Zn, Ni, Co, Cr nehézfém-tartalmát (*ROWELL 1994*), illetve a Cu koncentrációkat grafitkályhás atomabszorpciós (GFAAS) technika segítségével határoztuk meg a Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszékén.



1. térkép: Béke-barlang vízgyűjtő területe
 Map 1. The catchment area of the Baradla-cave

A talajok kémhatása és szervesanyag-tartalma
The pH and organic matter content of soils

| mintaszám | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | dpH | szervesa.t [%] | mintaszám | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | dpH | szervesa.t [%] |
|-----------|-----------------------|----------|------|----------------|------------|-----------------------|----------|------|----------------|
| 1/0-10cm | 5,50 | 5,22 | 0,28 | 15,30 | 1/20-30cm | 6,94 | 6,68 | 0,26 | 13,90 |
| 2/0-10 cm | 5,88 | 5,57 | 0,31 | 16,60 | 2/20-30cm | 6,83 | 6,48 | 0,35 | 18,10 |
| 3/0-10cm | 6,57 | 5,92 | 0,65 | 12,00 | 3/20-30cm | 6,68 | 6,03 | 0,65 | 10,20 |
| 4/0-10cm | 6,90 | 6,34 | 0,56 | 12,30 | 4/20-30cm | 7,10 | 6,62 | 0,48 | 9,60 |
| 5/0-10cm | 6,88 | 4,48 | 2,40 | 10,40 | 5/20-30cm | 6,91 | 4,65 | 2,26 | 9,20 |
| 6/0-10cm | 5,87 | 4,71 | 1,16 | 11,80 | 6/20-30cm | 6,00 | 4,79 | 1,21 | 7,40 |
| 15/0-10cm | 5,33 | 4,14 | 1,19 | 12,90 | 15/20-30cm | 5,60 | 3,73 | 1,87 | 9,98 |
| 19/0-10cm | 5,76 | 4,39 | 1,37 | 14,70 | 19/20-30cm | 5,33 | 3,71 | 1,62 | 9,40 |
| 21/0-10cm | 5,56 | 4,59 | 0,97 | 12,50 | 21/20-30cm | 5,80 | 3,86 | 1,94 | 8,20 |
| 22/0-10cm | 4,50 | 3,40 | 1,10 | 11,20 | 22/20-30cm | 4,73 | 3,40 | 1,33 | 6,70 |
| 23/0-10cm | 5,60 | 4,62 | 0,98 | 9,60 | 23/20-30cm | 5,45 | 3,78 | 1,67 | 6,00 |
| 24/0-10cm | 5,41 | 4,68 | 0,73 | 12,20 | 24/20-30cm | 6,01 | 5,58 | 0,43 | 9,40 |
| 25/0-10cm | 5,72 | 5,18 | 0,54 | 22,30 | 25/20-30cm | 6,60 | 6,35 | 0,25 | 18,80 |
| 32/0-10cm | 5,66 | 4,67 | 0,99 | 8,80 | 32/20-30cm | 5,58 | 4,04 | 1,54 | 4,90 |
| 33/0-10cm | 5,16 | 3,98 | 1,18 | 7,10 | 33/20-30cm | 5,46 | 4,03 | 1,43 | 4,10 |
| 34/0-10cm | 5,69 | 4,99 | 0,70 | 6,70 | 34/20-30cm | 5,95 | 4,87 | 1,08 | 9,80 |
| 35/0-10cm | 5,18 | 3,81 | 1,37 | 6,80 | 35/20-30cm | 5,02 | 3,78 | 1,24 | 1,20 |
| 36/0-10cm | 4,70 | 3,65 | 1,05 | 7,60 | 36/20-30cm | 4,96 | 3,68 | 1,28 | 3,70 |
| 37/0-10cm | 4,97 | 3,90 | 1,07 | 7,80 | 37/20-30cm | 4,95 | 3,69 | 1,26 | 4,50 |
| 38/0-10cm | 4,92 | 3,81 | 1,11 | 6,75 | 38/20-30cm | 5,30 | 3,75 | 1,55 | 3,80 |
| 39/0-10cm | 5,60 | 4,43 | 1,17 | 8,40 | 39/20-30cm | 5,83 | 4,35 | 1,48 | 6,85 |

3. Eredmények

3.1 Vizsgált talajok kémhatása és szervesanyag-tartalma

A mintaterületen a talajok semleges illetve gyengén savanyú kémhatással rendelkeznek (I.táblázat). Kisebb különbségek figyelhetők meg a mészkő illetve löszös alapkőzetten kialakult talajok kémhatásában, ugyanis a déli - löszös- területek talajai valamivel savanyúbbak. A kémhatáskülönbség valószínűleg az alapkőzetből a talajba jutó kalcium-karbonátnak köszönhető, amely a talajban savanyodás elleni pufferként működik. A Δ pH értékek (azaz a vizes és a KCl-os kémhatás különbsége, amely a talajok savanyodási

tendenciáiról nyújt számunkra információt: a magas 1 körüli értékkel rendelkező talajokban a savanyodási tendencia erősebb, mint a kisebb értékkel bíró talajokban) 0,5-1,0 körül vannak, illetve néhol a 2,0-t is meghaladják.

A szervesanyag-tartalomban is megfigyelhető különbségek vannak az északi és a déli területéről származó minták között. A déli területek talajai átlagosan 6-7% szervesanyagot tartalmaznak, szemben az északi rész 11-12%-os értékeivel.

A talajok pH értéke és szervesanyag-tartalma nagymértékben hozzájárul a talajban levő fémek mobilitásához, és fixációjához.

II. táblázat
Table II.

A vizsgált terület talajaiban mérhető nehézfém-koncentrációk
The concentrations of the heavy metals in the soils of the examined area

| mintahely száma | Cu [ppm] | | Zn [ppm] | | Co [ppm] | | Ni [ppm] | | Cr [ppm] | |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 0-10 cm | 20-30 cm | 0-10 cm | 20-30 cm | 0-10 cm | 20-30 cm | 0-10 cm | 20-30 cm | 0-10 cm | 20-30 cm |
| 1 | 25,74 | 28,42 | 172,33 | 158,11 | 17,97 | 16,13 | 45,41 | 44,23 | 59,82 | 44,23 |
| 2 | 25,71 | 25,78 | 166,71 | 152,16 | 13,87 | 10,95 | 45,91 | 43,15 | 56,63 | 68,21 |
| 3 | 25,62 | 25,46 | 142,75 | 153,54 | 13,15 | 16,44 | 36,49 | 38,64 | 30,36 | 40,55 |
| 4 | 19,26 | 18,91 | 146,97 | 146,25 | 14,47 | 15,09 | 37,50 | 38,95 | 39,61 | 27,52 |
| 5 | 19,44 | 19,77 | 154,90 | 186,83 | 18,18 | 19,03 | 33,34 | 37,56 | 54,77 | 60,88 |
| 6 | 19,31 | 16,51 | 126,56 | 124,26 | 9,85 | 10,73 | 28,02 | 28,31 | 16,73 | 13,12 |
| 15 | 16,50 | 16,77 | 142,75 | 152,68 | 9,52 | 31,25 | 31,82 | 36,11 | 20,22 | 61,71 |
| 19 | 11,68 | 13,31 | 163,46 | 183,72 | 14,87 | 14,51 | 29,89 | 37,06 | 40,67 | 46,28 |
| 21 | 11,91 | 13,73 | 115,74 | 138,85 | 16,37 | 14,32 | 33,16 | 40,60 | 26,99 | 60,05 |
| 22 | 8,20 | 10,90 | 114,95 | 132,27 | 11,21 | 18,08 | 21,40 | 29,28 | 37,10 | 22,55 |
| 23 | 8,22 | 11,00 | 120,59 | 111,69 | 16,50 | 13,46 | 25,02 | 22,77 | 23,31 | 37,39 |
| 24 | 18,12 | 12,30 | 158,90 | 147,46 | 11,42 | 12,57 | 35,74 | 38,27 | 50,46 | 32,97 |
| 25 | 17,92 | 23,66 | 174,57 | 181,94 | 7,64 | 8,73 | 38,53 | 42,16 | 61,47 | 64,57 |
| 32 | 12,50 | 9,71 | 79,52 | 63,34 | 8,88 | 8,72 | 14,64 | 14,41 | 18,76 | 17,44 |
| 34 | 15,35 | 15,31 | 109,03 | 105,82 | 17,22 | 17,31 | 32,88 | 32,76 | 15,95 | 27,39 |
| 35 | 9,62 | 7,23 | 38,73 | 36,90 | 8,64 | 8,80 | 11,45 | 7,77 | 24,66 | 23,63 |
| 36 | 7,18 | 7,20 | 50,37 | 37,21 | 1,12 | 0,89 | 2,02 | 1,88 | 22,34 | 18,54 |
| 39 | 17,32 | 15,05 | 40,75 | 30,76 | 1,59 | 1,05 | 20,52 | 18,58 | 1,12 | <0,36 |
| háttér konc. | 30 | | 100 | | 15 | | 25 | | 30 | |
| szenny. hat. | 100 | | 200 | | 30 | | 40 | | 75 | |

3.2 Nehézfém-vizsgálatok karsztos alapkőzeten kialakult talajokban

A mészkövek nehézfém-tartalma nem túl magas. *MERIAN* (1984) vizsgálatai szerint a mészkövek átlagos nehézfém-tartalma a következő: Cu: 4ppm, Co: 2ppm, Ni: 15ppm, Zn: 23ppm. *KABATA* et al. (1984) a következő értékeket közli: Cu: 2-10ppm, Co: 0,1-30, Ni: 7-20ppm.

A talajok Zn, Co, Cr, Cu, Ni tartalmát határoztuk meg (*II. táblázat*). Minden nehézfémnél feltüntettük a 10/2000. (VI.2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete által megadott, elemtartalomra vonatkozó szennyezettségi határértéket és a 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 vizekkel szembeni érzékenységének figyelembevételével meghatározott kockázatos anyag koncentráció (*MAGYAR KÖZLÖNY*, 2000 b).)

A fémtartalmak esetén is megtaláljuk a kettősséget a déli területek vályogos talajai és az északi területek agyagos talajainak fémtartalmai között amit a pH értékeknél már említettem. A kobalt és a réz esetében elmondható, hogy a talajbéli koncentrációjuk a háttérértékhez közelít. A cink és nikkel koncentrációk általában a háttérérték felett vannak, de néhol közelítenek a szennyezettségi határértékhez. Általában elmondható, hogy a déli területen valószínűleg a kevesebb szervesanyag- és agyagtartalom következtében a talajok vizsgált fémtartalmai is alacsonyabb koncentráció értéket mutatnak.

3.3 A növényzet nehézfém tartalma

FÜLEKY (1999) szerint a növényekben a következő koncentrációkban található meg a vizsgált elemek: Cu: 2-20ppm, Co: 0,02-0,5ppm, Cr: 0,02-1ppm, Zn: 25-150ppm. *KÁDÁR* (1995) a következő koncentrációkat mérte tölgy levélben: Cu: 9ppm, Co: 0,22ppm, Ni: 1,8ppm, Cr: 1,7ppm, Zn: 44ppm.

Mivel a növények nehézfém felvétele fajonként változó, ezért a területen olyan fajokat választottunk ki, amelyek az egész vizsgált területen, vagy a terület nagy részén nagy valószínűséggel megtalálhatók. Ezek alapján három faj hajtásainak begyűjtésére és elemzésére került sor. Ezek a következők: gyertyán (*Carpinus betulus*), kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*), húsos som (*Cornus mas*). Az elemzés eredményét a *III. táblázat* mutatja be.

III. táblázat
Table III.

A vizsgált növények nehézfém-tartalma
The heavy metal content of the plants

| mintahely száma | Cu [ppm] | Zn[ppm] | Co[ppm] | Ni[ppm] | Cr[ppm] |
|-----------------|----------|---------|---------|---------|---------|
| 1 som | 6,87 | 20,41 | 0,00 | 1,74 | 0,30 |
| 2 som | 9,38 | 20,50 | 0,40 | 0,70 | 0,60 |
| 19 som | 3,48 | 9,07 | 0,00 | 0,64 | 0,00 |
| 21 som | 3,41 | 40,23 | 0,31 | 1,85 | 0,31 |
| 22 som | 3,48 | 19,02 | 0,43 | 1,05 | 0,35 |
| 24 som | 3,79 | 12,52 | 0,46 | 1,06 | 0,34 |
| 25 som | 3,41 | 20,54 | 0,00 | 0,34 | 0,23 |
| 19 gyertyán | 5,72 | 12,55 | 2,13 | 4,60 | 0,00 |
| 22 gyertyán | 5,89 | 30,89 | 2,10 | 5,45 | 0,19 |
| 23 gyertyán | 6,64 | 75,87 | 2,07 | 7,74 | 0,27 |
| 24 gyertyán | 6,19 | 18,56 | 2,20 | 5,65 | 0,15 |
| 35 gyertyán | 7,68 | 8,97 | 0,00 | 4,37 | 1,35 |
| 36 gyertyán | 5,38 | 32,41 | 0,00 | 2,74 | 1,24 |
| 2 tölgy | 6,81 | 16,75 | 0,00 | 0,00 | 0,65 |
| 21tölgy | 4,64 | 22,86 | 0,00 | 0,00 | 1,01 |
| 35 tölgy | 5,69 | 33,75 | 0,00 | 1,85 | 1,30 |
| 39 tölgy | 5,52 | 24,26 | 0,00 | 0,46 | 1,04 |

A talaj és a növényzet nehézfém-tartalma közötti összefüggés vizsgálatára az adott helyen 20-30cm mélységből származó talajminták koncentrációinak és az ugyanitt gyűjtött növényzet fémtartalmának arányát vettem alapul (azaz 100%-nak a talajból összesen kioldható fémtartalmat vettem). Ezeket növények szerint lebontva a IV, V, VI. táblázatok mutatják be.

IV. táblázat
Table IV.

Húsos som/talaj fémtartalom arány %-ban
Metal content of Cornus mas/soil in %

| mintaszám | 1 | 2 | 19 | 21 | 22 | 24 | 25 |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Szervesa. t.[%] | 13,90 | 18,10 | 9,40 | 8,20 | 6,70 | 9,40 | 18,80 |
| pH | 6,94 | 6,83 | 5,33 | 5,80 | 4,73 | 6,01 | 6,60 |
| Cu [ppm] | 24,20 | 36,40 | 26,18 | 24,80 | 31,90 | 30,80 | 14,40 |
| Co[ppm] | 0,00 | 3,70 | 0,00 | 2,20 | 2,40 | 3,70 | 0,00 |
| Ni[ppm] | 3,90 | 1,60 | 1,70 | 4,60 | 3,60 | 2,80 | 0,81 |
| Cr[ppm] | 0,67 | 0,90 | 0,00 | 0,50 | 1,60 | 1,03 | 0,36 |
| Zn[ppm] | 12,90 | 13,50 | 4,90 | 18,90 | 14,40 | 8,50 | 11,20 |

Gyertyán/talaj fémtartalom arány %-ban
Metal content of *Carpinus betulus*/soil in %

| | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|--------|--------|
| mintaszám | 19 | 22 | 24 | 35 | 36 |
| szervesa. t. [%] | 9,40 | 6,70 | 9,40 | 1,20 | 3,70 |
| pH | 5,33 | 4,73 | 6,01 | 5,02 | 4,96 |
| Cu [ppm] | 39,40 | 54,00 | 50,30 | 106,20 | 74,70 |
| Co [ppm] | 14,70 | 11,60 | 17,50 | 0,00 | 0,00 |
| Ni [ppm] | 12,40 | 18,60 | 14,76 | 56,20 | 145,70 |
| Cr [ppm] | 0,00 | 0,80 | 0,45 | 5,70 | 6,70 |
| Zn [ppm] | 6,80 | 23,40 | 12,60 | 24,30 | 87,10 |

VI. táblázat
Table VI.

Kocsánytalan tölgy/talaj fémtartalom arány %-ban
Metal content of *Quercus petraea*/soil in %

| | | | | |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|
| mintaszám | 2 | 21 | 35 | 39 |
| szervesa. t [%] | 18,10 | 8,20 | 1,20 | 5,83 |
| pH | 6,83 | 5,80 | 5,02 | 6,80 |
| Cu [ppm] | 26,40 | 33,80 | 78,70 | 36,60 |
| Co [ppm] | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ni [ppm] | 0,00 | 0,00 | 23,80 | 2,50 |
| Cr [ppm] | 0,95 | 1,70 | 5,50 | 0,00 |
| Zn [ppm] | 11,01 | 16,50 | 91,50 | 78,90 |

A III, IV, V, VI. táblázatban a 0 értékkel szereplő adatok kimutatási határ alatti koncentrációt jelentenek (Co: 14,1ppb, Ni: 20ppb, Cr: 9,4ppb).

A gyertyán és a kocsánytalan tölgy eredményei azt mutatják, hogy a talaj krómtartalma akkor kerül felvehető formába, ha a talaj pH 5 körül van.

A kobalt a tölgy számára nem hozzáférhető, míg azonos helyről vett húsos som esetében 2,20 ppm kobaltkoncentrációt mértem. Ennek élettani okai lehetnek, melynek igazolásához további vizsgálatok szükségesek.

A tölgy és a gyertyán esetében megfigyelhető, hogy a magasabb nikkel tartalom együtt jár a réz és a cink magasabb koncentrációjával.

4. Összefoglalás

Kutatásaink során az Aggteleki Kaszton a Béke –barlang vízgyűjtőjének talajainak és növényzetének a nehézfém tartalmát határoztuk meg. A talajo-

kat 0-10, és 20-30cm mélységből mintáztuk meg. A talajvizsgálatok során meghatároztuk a pH(H₂O)-t, pH(KCl)-t és a szervesanyag-tartalmat, valamint az összes (savoldható) Cu, Zn, Co, Ni és Cr tartalmat. A talajmintavételezési helyeken, ahol mód volt rá növénymintákat (kocsánytalan tölgy, gyertyán, húsos som) is begyűjtöttünk. A vizsgálatok alapján az alábbi megállapításokat tehetjük:

1. A terület geológiájának inhomogenitásából adódóan két - mind fizikai, mind kémiai tulajdonságban - eltérő talaj különíthető el. A pH, szervesanyag-tartalom különbözősége miatt a fémmegkötő képessége is változó a területen gyűjtött talajmintáknak.

2. Ez a kettősség a talajminták nehézfém-tartalmában is megmutatkozik. Mivel a talajok fémtartalma különböző a növények felvételi lehetőségei is mások.

3. A vizsgált növényekkel kapcsolatban megállapítható, hogy a gyertyán a vizsgált fémekből a másik két növényhez képest többet vesz fel, illetve bizonyos fémeket akkumulálhat. A déli területekről származó növényminták elemtartalma jóval meghaladja a fedett karsztos területek növénymintáiban mért elemtartalmat. Ennek oka lehet, hogy a talaj pH-ja itt alacsonyabb értéket mutat, ugyanúgy, mint a szervesanyag-tartalom is csekély. Terepi megfigyelések alapján elmondható, hogy a fedett karsztról származó talajok agyagfrakciója is kevesebb, így nem képes a talajban levő fémeket megkötni (ad- és adszorpció), hanem azok a talajoldatban maradnak, így a növények számára is hozzáférhetőek.

IRODALOM

A felszín alatti vizek minőségét érintő tevékenységekkel összefüggő egyes feladatokról szóló 33/2000 (II. 17.) Kormányrendelet. – 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. 3156-3467.

FÜLEKY GY. (1999): Tápanyag-gazdálkodás - Mezőgazda Kiadó p. 70-80

KABATA-PENDIAS A. – PENDIAS H. (1984): Trace elements in soil and plants. – CRC Press, Boca Raton, p. 315

KÁDÁR I. (1995): Környezet- és Természetvédelmi Kutatások. - MTA Agrokémiai és Talajtani Kutató Intézet, Budapest, p. 131-132

MERIAN E. (1984): Metalle in der Umwelt. - Verlag Chemie GmbH Weinheim, Florida, Basel.

ROWELL, D.L. (1994): Soil Science: Methods and Applications. – Longmann Group UK Limited, p. 350.

Talaj és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. – In: Buzás I. (szerk.) A talajok fizikai-kémiai és kémiai vizsgálati módszerei, Mezőgazdasági Kiadó Budapest, 1988. p. 243

KARSZTOS MINTATERÜLETEK TALAJAINAK KICSERÉLHETŐ KATIONTARTALMA ÉS NEHÉZFÉMTERHELÉSE

ZSENI ANIKÓ

Széchenyi István Egyetem, Környezetmérnöki Tanszék
9026 Győr, Egyetem tér 1. zseniani@sze.hu

Abstract: The dissertation evaluates the nutrient and heavy metal content of soils of three Hungarian karst areas (Aggtelek Karst, Bükk Plateau and Western Mecsek). The aim of the research was state-assessment, the qualification of present state for giving information to the practical experts for formation of the future treatment and landscape utilisation. As the measurements show, the differences in the quantity of plant available nutrients are affected not only by the differences of soil types, but by the differences in geographical position (difference in climate, parent rock etc.). The vegetation has also an effect on the nutrient content of soils: available nutrient content is higher in the soils of forests than in soils of meadows. The examinations of heavy metals have shown the smallest loading in the soils of Mecsek: the heavy metal content of soils does not exceed contamination limit values. In the soils of the north-eastern karstic areas of the country in the case of Cd and Cr there are excesses of limit values; these are not significant ones but these soils belong to protected areas so the phenomenon has to be indicated. In case of chromium only a very small percentage of it is in available form in the soils so these metals do not pose hazard to the karst water and the plant-animal-human food chain. However, Cd is present mainly in mobile, available form in soils so it poses real hazard to the karst water and the plant-animal-human food chain, too.

1. Bevezetés

Az utóbbi évtizedekben a karsztos területeken folyó kutatások a karsztot érő környezeti hatások kutatása és a karsztnak, mint ökológiai rendszernek a kutatása irányába fordultak. A karsztökológiai rendszerben a talajok igen fontos szerepet töltenek be szűrő-, puffer- és transzformátor képességükön keresztül. Amellett, hogy a talajon keresztül szivárgó víz befolyásolja a karsztkorrózió intenzitását, a megfelelő talaj tartósan vagy legalább időszakszerűen semlegesítheti azokat a kedvezőtlen környezeti hatásokat, amelyek a karsztok 3 dimenziós érzékeny rendszerében hamar érvényre juthatnak (ZÁMBÓ 1986, BÁRÁNY-KEVEI 1992, 1995, 1998).

A nemzetközi és hazai szakirodalomban szép számmal találkozunk olyan munkákkal, amelyek a karsztokon kialakult talajok vizsgálataival foglalkoznak. A vizsgálatok jelentős része azonban arra irányul, hogy milyen szerepet tölt be a talaj a karsztos formakincs kialakításában és fejlődésében. Csupán néhány kutató foglalkozik a karsztos talajok és a területhasználat kapcsolatának vizsgálatával, és ezek közül elenyésző az, amely a karsztos talajok tápanyagtartalmára vonatkozóan konkrét adatokkal is szolgál.

A karsztok rendszerében lejátszódó folyamatokon belül a talajok tápanyag-gazdálkodása, tápanyag-ellátottsága az egyik fontos indikátora a környezet hatására végbement változásoknak. Az antropogén tevékenységből, üledékből származó anyagok, de a talajerózió is a felszínhez közeli, tápanyagokban gazdagabb talajszint károsodását eredményezi. Az egyébként nagyon kiterjedt tápanyag-gazdálkodással foglalkozó szakirodalomban igen kevés a karsztok talajaira vonatkozó. A talajokat érő káros - napjainkban egyre inkább a figyelem középpontjába kerülő - környezeti hatások egyike a talajok nehézfémekkel való szennyeződése. A nehézfémekkel kapcsolatban egyre több publikáció jelenik meg, ám ezek közül igen kevés az, amelyik szennyezetlen vagy kismértékben szennyezett területeken zajló kutatásokról számol be. Egyre inkább szükséges, hogy ezekről a területekről is elegendő információkkal rendelkezünk, hiszen a szennyezés mértékét csak háttérkoncentrációk ismeretében lehet megállapítani. A karsztos területeken - különösen a nyílt karsztokon - a rendszer érzékenysége miatt is fontosak a nehézfémvizsgálatok.

A dolgozat a fentiek alapján három hazai karsztos mintaterület (az Aggteleki Karszt Aggtelek és Jósvalfő között elterülő része és a Bükk-fennsík kb. 8-8 km²-nyi területe, valamint a Nyugat-Mecsek Orfűtől délre eső karsztos területe) talajainak tápanyag- és nehézfém-tartalmát és -eloszlását értékeli. A kutatás célja az állapotfelvétel, a jelenlegi állapot minősítése, és ezáltal információk biztosítása a gyakorlati szakemberek számára a jövőbeni kezelés és tájhasznosítás szempontjainak kialakításához, a változások nyomon követéséhez. Egyidejűleg azt is vizsgáltuk, hogy hogyan befolyásolja a növényborítottság a vizsgált talajparaméterek alakulását. Az adatgyűjtést és feldolgozást az alábbi módszerekkel végeztük:

- a kijelölt mintaterületeken a különböző ökológiai adottságú területekről talajmintákat gyűjtöttünk, a mintagyűjtés helyén a felszínt borító növényzet fajlistáit felvételeztük,
- a begyűjtött talajmintákat laboratóriumban elemeztük pH(H₂O), pH(KCl), szénsavas mész tartalomra, szervesanyag-tartalomra, a növények számára felvehető Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺-tartalomra, a növények számára felvehető és az összes Zn, Cd, Pb, Co és Cr-tartalomra vonatkozóan,
- összehasonlítottuk a különböző mintaterületek talajainak kémhatásában, szénsavas mész és szervesanyag-tartalmában, a növények számára felvehető kalcium-, magnézium-, kálium- és nátriumtartalmában, S-értékében és nehézfém-tartalmában fennálló különbségeket,
- megvizsgáltuk az összefüggést a talajok tápanyagtartalma és a területet borító növényzet között,

- korrelációs analízist végeztünk (99 %-os szignifikancia szinten) a talajok felvehető kalcium-, magnézium- és káliumtartalma közötti összefüggések kiderítésére, valamint megvizsgáltuk, hogy hogyan hat a talajok kémhatása és szervesanyag-tartalma a felvehető kationok és a nehézfémek mennyiségére,
- összehasonlítottuk a királyvizes feltárással (összes nehézfém-tartalom) és a Lakanen-Erviö módszerrel kapott (növények számára felvehető) nehézfém-tartalmakat, és az eredmények alapján mobilitási sorrendet állítottunk fel a vizsgált nehézfémekre.

A közölt eredmények összefoglaló jellegűek, a részeredmények részletes ismertetése több korábbi cikkben fellelhető (ZSENI 1999, 2000 a, b, c, 2001 a, b, 2003).

2. Vizsgálati módszerek

A talajmintákat különböző ökológiai adottságú területekről (bükkerdők, tölgyerdők, fenyvesek, elegyes erdők, rétek) gyűjtöttük be (1., 2. 3. melléklet). A talajokat 40 cm-es mélységig, 10 cm-enként mintáztuk meg. A hol kisebb mélységben elértük az alapkőzetet, illetve a nagyon magas kőzettartalom akadályozta a mélyebb mintavételt, ott természetesen kevesebb mintát gyűjtöttünk. 58 mintavételi helyen összesen 266 db talajminta felvételére került sor. A mintagyűjtéseket 1998 nyár elején (aggteleki 1-16. mintavételi hely és Bükk-fennsíki 1-16. m. h.), valamint 2000 nyár elején (aggteleki 17-22. m. h., Bükk-fennsíki 17-26. m. h. és mecseki 1-10. m. h.) végeztük el.

Az aggteleki karsztos mintaterületen vörösagyagos talajokat és barna rendzinákat, a nem-karsztos területen (pliocén üledék) barna erdőtalajokat mintáztunk meg (1. melléklet). BECK-BORGER (2000) szerint a rendzina talajok csak kinézetükben rendzinák, valójában azonban az egész területre jellemző allochton üledékeken keletkezett terra fuscák az idők során csonkolódott maradványai). A vizsgált Bükk-fennsíki talajok többsége rendzina talaj (mészkeő alapkőzet) ill. köves-sziklás váztalaj, elvéve agyagbemosódásos barna erdőtalaj (2. melléklet). A mecseki mintaterületen barna rendzinák (mészkeő alapkőzet) és agyagbemosódásos barna erdőtalajok (a mészkeövet borító kilúgozott mésztelen lösz alapkőzet) vizsgálatára került sor (3. melléklet).

A kémhatás meghatározása elektrometriásan, digitális pH-mérővel történt, 1:2,5-ös arányú talaj-desztillált víz, illetve talaj-1 mol/dm³-es KCl szuszpenzióban (BUZÁS 1988). A szénsavas mész tartalmat Scheibler-féle kalciméterrel mértük (BUZÁS 1988). A talajok szervesanyag-tartalmát kálium-dikromátos oxidáció után spektrofotométerrel határoztuk meg (BECK et

al. 1994). A növények számára felvehető kálium, kalcium és magnézium vizsgálatát ammónium-acetátos módszerrel végeztük el (BUZÁS 1988). A leszorított K^+ és Na^+ -ionokat lángfotométerrel, a Ca^{2+} - és Mg^{2+} -ionokat atomabszorpciós spektrofotométerrel határoztuk meg.

A talajok nehézfém tartalmának vizsgálatokor kétféle feltárást végeztünk. A kétféle módszert az indokolta, hogy a nehézfémek a talajokban különböző formákban (különböző erősségű kötésekben) vannak jelen, és szükségesnek tartottuk mind a talajban jelenlévő összes, mind a mobil, növények számára felvehető nehézfém tartalom ismeretét. A királyvízzel végzett feltárás a talajban jelenlévő nehézfémek összes mennyiségének meghatározására szolgál (BECK *et al.* 1994, KÁDÁR 1998). A Lakanen-Erviö módszerrel a növények számára felvehető, azaz könnyen mobilizálható állapotban jelenlévő nehézfém tartalom tárható fel (BECK *et al.* 1994, KÁDÁR 1998, LAKANEN-ERVIÖ 1971). A nehézfémeket mindkét feltárással kapott módszer szerint Perkin Elmer 3110 típusú atomabszorpciós spektrofotométerrel mértük meg. A vizsgált nehézfémek a következők voltak: Zn, Cd, Pb, Co és Cr.

Az adatok feldolgozása során a számításokat a Microsoft® Excel 2000 programmal végeztük. Ugyancsak az Excel segítségét vettem igénybe a korrelációs analízisek egy részének elvégzésekor. A korrelációs vizsgálatokat megelőző normalitás vizsgálatokat ill. a korrelációs analízisek egy részét az SPSS® for Windows™ programrendszerrel végeztük el.

3. Eredmények

3.1. A talaj alapvizsgálatok értékelése

A talajok kémhatása vonatkozásában megállapítottuk, hogy a vizsgált mintaterületeken a gyengén savanyú és a savanyú talajok vannak többségben (1, 2, 3. melléklet). Az egyes mintavételi helyek talajainak kémhatása közti alapvető különbséget a talaj típusának különbözősége okozza: a kőzetdarabokkal átkevert köves-sziklás váztalajoknak ill. barna és fekete rendzináknak magasabb a pH-ja, mint a vörösayagos rendzináknak és az agyagbemosódásos barna erdőtalajoknak (STEFANOVITS 1963). A kémhatás a mélységgel nő; ez a növekedés a kőzettel átkeveredett rendzinákban azonban nagyobb fokú, mivel a karbonátos kőzet mállása, aprózódása pufferozza a kémhatást (STEFANOVITS 1992). A mély termőrétegű barna erdőtalajokban a ΔpH érték (a $pH(H_2O)$ és $pH(KCl)$ különbsége) magasabb, mint a sekély termőrétegű rendzinákban, 1 körüli értékei pedig azt jelzik, hogy a talajok egy része savanyodásra hajlamos (STEFANOVITS 1992). Szénsavas

mész jelenléte csak a kőzetdarabokkal átkevert talajokban volt regisztrálható.

A talajok szervesanyag-tartalma magas, helyenként igen magas, különösen a rendzina talajok felső talajszintjében, ahol nagy mennyiségben vannak jelen az elbomlatlan ill. félig elbomlott szerves maradványok (SZENDREI 1998, 1, 2, 3. melléklet). A szerves anyagok nagy mennyisége kedvezően hat az adszorpciós helyek számának növelésére: elősegíti a nehézfémek megkötődését, amely következtében a talaj az esetleges szennyező mennyiségben előforduló nehézfémeket időlegesen ki tudja vonni a táplálékláncból.

3.2. A tápanyagvizsgálatok értékelése

A kőzetdarabokkal átkevert sekély termőrétgű rendzina talajok magasabb felvehető kalcium-tartalommal rendelkeznek, mint a kőzettel nem átkevert vörösayagos rendzinák és barna erdőtalajok, ami a rendzina talajok kőzetdarabokból történő kalcium-utánpótlását, valamint az erdőtalajok felső talajszintjéből történő Ca^{2+} -kilúgzást jelzi (1, 2, 3. melléklet). Amennyiben a talajtípusokat nem, csupán az egyes növényzeti típusokat tekintjük, megállapítható, hogy az erdős vegetáció alatti talaj felvehető Ca^{2+} -tartalma magasabb, mint a rétek talajaié, ami összefüggésben állhat azzal, hogy az erdők gyökérrendszerének erősebb szívóhatása miatt a gyökérszónában nagyobb fokú lehet a sófelhalmozódás. A talajok kalciummal való ellátottsága jó. A kalcium S-értékből való részesedése a 3 vizsgált mintaterületen különböző, de egy-egy mintaterületen belül nincs jelentős különbség a különböző talajtípusok között. A Bükk-fennsíki talajokban a legmagasabb a Ca S%, átlagosan 96,6 %. Az aggteleki talajmintákban átlagosan 87,1 %, míg a mecseki-ekben a legalacsonyabb, átlagosan 79,1 %. Vizsgálataim alapján a talajok Ca S% értéke alapvetően nem a növényzeti típusra, és nem is elsősorban a talaj típusára, hanem a talajalkotó kőzetre jellemző.

A felvehető magnézium mennyisége a mecseki rendzina talajokban a legtöbb, ezt követik az aggteleki talajok, majd a Bükk-fennsíkiak és a mecseki agyagbemosódásos barna erdőtalajok (1, 2, 3. melléklet). A réteket mind az aggteleki, mind a bükki talajminták esetében alacsonyabb felvehető magnézium-tartalom jellemzi, mint az erdők talajait, ami a kalciumnál már említett gyökérszónában történő sófelhalmozódás okozhat. A magnézium S-értékből való részesedésében is tükröződik a 3 terület talajainak felvehető magnézium-tartalmában megmutatkozó különbség. A Bükk-fennsíki mintákban az Mg S% értéke átlag 2 %, az aggtelekiekben 10 %, a mecsekiekben

pedig 17 %. A rétek talajában a Mg S% értéke jellemzően alacsonyabb, mint az erdők talajában.

A felvehető kálium mennyisége átlagosan az aggteleki talajmintákban a legmagasabb (1, 2, 3. melléklet). A Bükk-fennsíki talajok alacsony K-tartalmának - hasonlóan a magnéziumnál megfigyelthez - a fennsíki erősebb kilúgozó hatás és az eltérő alapkőzet az alapvető oka, de az erdőket vizsgálva szerepet játszhat benne az is, hogy a tölgyesek avarjának magasabb a K-tartalma, mint a bükkösöké, és ez a különbség jelentkezik a termőhelyek K-ellátottságában is (FÜLEKY 1999). A felvehető kálium-tartalom tekintetében kisebbek az egyes növényzeti típusokon belüli és közötti eltérések a másik két ionhoz viszonyítva. A kálium mennyisége a mélységgel csökken. A K S% átlagértéke a mecseki talajmintákban átlagosan 2,7 %, az aggteleki mintákban 2,2 %, a bükkiekben pedig 1 %.

A Ca^{2+} -, Mg^{2+} - és a K^+ -ionok közötti összefüggések vizsgálatához korrelációs analízist alkalmaztunk. A normalitás vizsgálatok figyelembe vételével elvégzett korrelációs analízis korrelációs koefficienseit az I, II. és III. táblázat tartalmazza (n =mintaszám). Ahol a minták eloszlása nem, csak a minták természetes alapú logaritmusának (\ln) eloszlása volt normális, ott ez utóbbival végeztük el a további számolást. Amely adatsorozat \ln -je sem volt normális eloszlású, ott nem végeztem el a korrelációs analízist. A 99 %-osan szignifikáns korrelációs együtthatókat félkövér számokkal írtuk ki. Megállapítható, hogy az aggteleki tölgyerdős talajmintákban szoros a kapcsolat Ca^{2+} - K^+ mennyiségei között, a rétek talajában pedig a Ca^{2+} - Mg^{2+} mennyiségi kapcsolata szignifikáns. Ez utóbbi esetben a korrelációs együtthatók azonban negatívak, azaz a kisebb Ca-tartalmú mintáknak magasabb a Mg-tartalma. A Bükk-fennsíki talajokban a felvehető kalcium mennyisége minden esetben szignifikánsan korrelál a káliuméval, tehát azokban a talajokban, ahol az adszorbeált és vízdoldható Ca^{2+} -tartalom magasabb, ott a K^+ -tartalom is. Ez minden bizonnyal a magas Ca-tartalom okozta magasabb pH-val van összefüggésben, hiszen a semleges talajokból kisebb a kálium kilúgozási vesztesége, mint a savasabból. A Ca és K közti szignifikáns korreláció a rétek és fenyvesek talajában azt is igazolja számunkra statisztikailag, hogy a rendzina talajokban mind a felvehető kalcium, mind a felvehető kálium nagyobb mennyiségben van jelen, mint a barna erdőtalajokban ill. dolina alji talajokban. A K és a Mg közti szignifikáns korreláció pedig azt jelenti, hogy a rendzina talajokban a magasabb felvehető kálium-tartalommal általában magasabb felvehető magnézium-tartalom jár együtt. A mecseki talajmintákban csak az $\ln(\text{Ca})$ és $\ln(\text{K})$ között volt elvégezhető a korrelációs analízis, a korrelációs együttható szignifikáns.

I. táblázat
Table I.

Korrelációs együtthatók, Aggteleki Karszt
Correlation coefficients, Aggtelek Karst

| Aggteleki Karszt | | korrelációs együtthatók | | | |
|-------------------|--------|-------------------------|---------------|----------------|---------------|
| | | pH | ln(szervesa.) | ln(Ca) | K |
| tölgyes (n=50) | ln(Ca) | 0,7290 | 0,2290 | | 0,5370 |
| | K | 0,4146 | 0,1120 | 0,5370 | |
| | ln(Mg) | 0,1900 | -0,1780 | 0,124 | 0,3280 |
| | | korrelációs együtthatók | | | |
| | | pH | szervesa. | Ca | K |
| rét (n=18) | Ca | 0,8538 | 0,6371 | | 0,1813 |
| | K | 0,1392 | -0,0046 | 0,1813 | |
| | Mg | -0,8559 | -0,4000 | -0,8127 | -0,0756 |
| | | korrelációs együtthatók | | | |
| | | pH | ln(szervesa.) | | |
| összes (n=84) | ln(K) | 0,3120 | 0,1809 | | |

II. táblázat
Table II.

Korrelációs együtthatók, Bükk-fennsík
Correlation coefficients, Bükk Plateau

| Bükk-fennsík | | korrelációs együtthatók | | | |
|-------------------|---------------|-------------------------|---------------|---------------|---------------|
| | | pH | szervesa. | Ca | K |
| bükkös (n=45) | Ca | 0,6326 | 0,5548 | | 0,5263 |
| | K | 0,1055 | 0,6223 | 0,5263 | |
| | ln(Mg) (n=40) | -0,072 | 0,5630 | 0,1820 | 0,5210 |
| fenyves (n=24) | Ca | 0,8494 | -0,1523 | | 0,5756 |
| | K | 0,2823 | 0,5176 | 0,5756 | |
| | Mg | -0,3089 | 0,6975 | -0,0806 | 0,4046 |
| rét (n=20) | Ca | 0,8178 | -0,0962 | | 0,6194 |
| | K | 0,2872 | 0,3992 | 0,6194 | |
| összes (n=101) | Ca | 0,7170 | 0,2478 | | 0,5399 |
| | K | 0,1670 | 0,5043 | 0,5399 | |
| | ln(Mg) (n=73) | -0,2960 | 0,4790 | -0,078 | 0,3550 |

III. táblázat
Table III.

Korrelációs együtthatók, Mecsek
Correlation coefficients, Mecsek

| Mecsek (n=38) | korrelációs együtthatók | | | |
|---------------|-------------------------|---------------|---------------|---------------|
| | ln(pH) | ln(szervesa.) | ln(Ca) | ln(K) |
| ln(Ca) | 0,9620 | 0,4180 | | 0,8530 |
| ln(K) | 0,8280 | 0,6380 | 0,8530 | |

A talaj kémhatásának és szervesanyag-tartalmának hatását vizsgálva a kationok mennyiségére megállapítottuk, hogy az aggteleki mintaterület talajaiban (*I. táblázat*) a kémhatással a Ca^{2+} és a K^+ szignifikánsan korrelál, azaz a magasabb kémhatású talajokban a Ca^{2+} és K^+ mennyisége több. A magnézium esetében csak a rétek talajaiban mutatható ki szignifikáns, negatív korreláció a kémhatással. A szerves anyag mennyisége a Mg- és K-ionnal nem áll szignifikáns kapcsolatban, a Ca^{2+} pedig csak a rétek talajában mutat szignifikáns összefüggést a szervesanyag-tartalommal. A bükki mintaterület talajaiban (*II. táblázat*), melyek többnyire rendzinák, a felvehető kalcium mennyisége alapvetően a kémhatással mutat összefüggést. A szervesanyag-tartalom és a kalcium-tartalom között csak a bükkösök talajaiban szignifikáns a korreláció. A magnézium és a kálium esetében azonban a szervesanyag-tartalom az, ami szignifikáns korrelációt jelez, azaz méréseink szerint e két ion mennyiségére nem a kémhatás, hanem a szerves anyag mennyisége gyakorol hatást. A szervesanyag-tartalom tehát jóval erősebb befolyásoló tényezőként jelentkezik a bükki talajokban, mint az aggtelekiekben. A mecseki talajminták esetében a Ca^{2+} és a K^+ mennyiségét is igen erősen befolyásolja a talaj kémhatása és szervesanyag-tartalma, a korreláció minden esetben szignifikáns (*III. táblázat*). A Mg^{2+} eloszlása még $\ln(\text{Mg})$ formájában sem normális. A szignifikáns korreláció sejthető is, mivel a Vörös-hegy barna rendzina talajaiban pH, a szervesanyag-tartalom, a felvehető Ca^{2+} -, Mg^{2+} -, K^+ -tartalom is jelentősen magasabb, mint a Szuadó-völgy és a Körtevélyesi-árok agyagbemosódásos barna erdőtalajaiban.

3.3. A nehézfémvizsgálatok értékelése

Mindhárom mintaterületen megvizsgáltuk a talajok nehézfém-tartalmát a felső 5-10 cm-es és az alsó, többnyire 30-40 cm-es rétegben (*4, 5, 6. melléklet*: a határérték feletti mennyiségeket félkövről számokkal írtuk ki, Ö: az összes, F: a felvehető formában jelen lévő nehézfémek mennyisége). A mecseki talajok nehézfém-tartalma a legalacsonyabb, minden vizsgált nehézfém tekintetében, és szennyezettségi határérték túllépés nem fordul elő (*6. melléklet*). Az aggteleki talajok nehézfémterhelése nem jelentős a Zn, Pb és a Co tekintetében: a nehézfém-tartalmak a szennyezettségi határértékeket nem haladják meg. A Cd és Cr esetében fordulnak elő határérték-túllépések, amik nem jelentősek, de védett területek talajairól van szó, s ez mindenképpen indokoltá teszi a figyelem felhívását (*IV. táblázat, 4. melléklet*). A Bükk-fennsíki talajok nehézfémterhelése nem jelentős a Zn, Pb, Co és Cr-tartalom tekintetében: a szennyezettségi határértékeket nem haladják meg, csupán az ólom esetében, két mintavételi helyen. A Cd-tartalom viszont a

minták többségében határérték feletti (IV. táblázat, 5. melléklet). Az aggteleki és a bükki talajok viszonylatában jelentősebb mennyiségi eltérés a Cd, Co és a Cr esetében tapasztalható: a Cd a bükki, a Co és a Cr az aggteleki minták talajában van jelen nagyobb mennyiségben a másik mintaterülethez viszonyítva.

IV. táblázat

Table IV:

A Magyarországon érvényes határértékek a vizsgált nehézfémek összmenyiségére vonatkozóan (ppm) (10/2000.

KöM-EüM-FVM-KHVM e. r.).

The valid limit values of the total heavy metal content (ppm) in Hungary

| elem | A | B | C |
|------|-----|-----|-----|
| Zn | 100 | 200 | 500 |
| Cd | 0,5 | 1 | 2 |
| Pb | 25 | 100 | 150 |
| Co | 15 | 30 | 100 |
| Cr | 30 | 75 | 150 |

A: háttérkoncentráció (background concentration)

B: szennyezettségi határérték (contaminated limit value)

C: intézkedési szennyezettségi határérték (contaminated limit value which needed arrangements)

A határérték feletti mennyiségben jelen lévő nehézfémek közül a kadmium a legveszélyesebb, mivel ez a legmobilabb nehézfém a vizsgáltak közül. Már 6-6,5 pH alatt mobilá válik. Hazánk Cd-szennyezettsége magas, fő forrása alapvetően légköri eredetű: az ÉNy-i irányú légmozgásokkal a kelet-német, lengyel és cseh iparvidékekről származik (KÁDÁR 1995). További vizsgálatot igényel annak kiderítése, hogy az aggteleki és Bükk-fennsíki talajok magas Cd-tartalmában milyen szerepe van az antropogén, és milyen szerepe van a geogén eredetnek. A felvehető kadmium-tartalmak ismeretében elmondható, hogy még a semleges körüli kémhatás és az igen magas szervesanyag-tartalom sem képes minden esetben megfelelően fixálni a fémet: különösen a Bükk-fennsíki talajmintákban jelentkezik ez a probléma. Ez azért fontos, mivel még az igen magas szervesanyag-tartalmú és semleges talaj sem képes bizonyos határokon túl a nehézfémeket kötött állapotban tartani a talajokban. Azaz a Cd tényleges veszélyforrást jelent a karsztvízre és a növény-állat-ember táplálékláncre. A mély termőrétegű barna erdőtalajokban alacsonyabb a Cd-tartalom, mint a rendzinákban és köves-sziklás váztalajokban.

A króm csak az aggteleki talajokban fordul elő a szennyezettségi határérték feletti mennyiségben (4. melléklet). Mivel a Cr pH<4,5 esetén válik mobilabbá, így a talajok számára a kémhatás szempontjából megfelelő pufferkapacitású környezetet áll rendelkezésre. A növények számára felve-

hető Cr-tartalom rendkívül alacsony, és csak igen nagy fokú talajsavanyodás esetén kell tartani a mobilizációjától.

A talajmintákban megfigyelt Cd, Pb és Zn jellegzetes felszíni feldúsulása összhangban van azzal, hogy e fémek eloszlását a talajokban leginkább a szerves anyagokhoz való erős kötődésük határozza meg, így a felső, szerves anyagban gazdagabb talajrétegben találhatóak meg nagyobb mennyiségben.

A felvehető nehézfémek mennyiségének az összes nehézfém mennyiségéből való százalékos részesedése alapján (F/Ö %) meghatároztuk a nehézfémek mobilitási sorrendjét, amelyet alább mutatunk be (V. táblázat): az aggteleki talajminták esetében: Cd >> Co > Pb >> Zn >> Cr, a bükki talajminták esetében: Cd >> Pb >> Co > Zn >> Cr, a mecseki talajminták esetében: Cd >> Pb > Co >> Zn > Cr.

V. táblázat

Table V.

Az F/Ö %-ok átlaga a felső, az alsó és együttesen mindkét talajrétegben

Mean of F/Ö % ([available heavy metal content]/[total heavy metal content]) in the upper (fenti), below (lenti) and total (totál) soil layer

| mintaterületek | Zn | | | Cd | | | Pb | | | Co | | | Cr | | |
|------------------|-------|-------|------|------------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|
| | fenti | lenti | össz | fenti | lenti | össz | fenti | lenti | össz | fenti | lenti | össz | fenti | lenti | össz |
| Aggteleki Karszt | 10,0 | 5,3 | 7,7 | 50,5 | 54,0 | 52,2 | 29,2 | 25,4 | 27,2 | 30,3 | 32,1 | 31,2 | 0,5 | 0,2 | 0,3 |
| Bükk-fennsík | 14,1 | 5,2 | 9,6 | 73,2 | 53,0 | 63,1 | 47,6 | 35,9 | 41,8 | 20,1 | 11,3 | 15,7 | 1,0 | 0,7 | 0,8 |
| Mecsek | 8,5 | 6,1 | 7,3 | nincs adat | | | 34,3 | 26,8 | 30,6 | 22,2 | 18,5 | 20,4 | 4,1 | 1,8 | 3,0 |

A talajok nehézfémtartalmának kémhatással való kapcsolata a korrelációs vizsgálatok alapján a mecseki talajokban igen jellemző. A Co kivételével mindegyik vizsgált nehézfém össz-koncentrációja szignifikáns korrelációt mutat a kémhatással (VI. táblázat). A Cr esetében nemcsak az összes, hanem a felvehető formában jelen lévő nehézfém is szignifikánsan korrelál a pH-val. Az össz-nehézfém-tartalommal a korreláció pozitív, azonban a felvehető formában jelen lévő Cr és a kémhatás között negatív a korrelációs koefficiens értéke: a vizsgált savasabb kémhatású talajokban nagyobb mennyiségben van jelen a felvehető Cr, mint a semleges talajokban. Az aggteleki talajokban a kémhatással egyik nehézfém mennyisége sincs szignifikáns összefüggésben, a bükki mintákban a Cd és Cr összes mennyisége mutat szignifikáns összefüggést a kémhatással (VI. táblázat). Az eredmények természetesen nem jelentik azt, hogy általában a talajok magasabb kémhatásával magasabb nehézfém-tartalom jár együtt: csak az általunk vizsgált rendzina talajokra és a néhány mélyebb termőrétegű barna erdőtalajra vonatkoznak az összefüggések.

A szervesanyag- és nehézfém tartalom között is szignifikáns korreláció áll fent (VI. táblázat). Az aggteleki talajokban csak a felvehető Cd, a Bükk-fennsíki talajokban az összes és felvehető formában jelen lévő Zn és Pb, valamint a felvehető formában jelen lévő Cd és Co, a mecseki talajmintákban az összes és a felvehető formában jelen lévő Zn és Pb, valamint a felvehető Co mennyisége szignifikánsan korrelál a szervesanyag-tartalommal. A korrelációs együtthatók értéke alapján a felvehető formában jelen lévő nehézfém mennyiségére erősebben hat a szerves anyag mennyisége, mint az összes nehézfém tartalomra.

VI. táblázat

Table VI.

A nehézfémek és a kémhatás, valamint a szervesanyag-tartalom közötti korrelációs együtthatók
Correlation coefficients between heavy metal content and pH, heavy metal content and organic matter content.
összes: total, felvehető: available, szerv.a.: organic matter, n.a.: no data)

| | | korrelációs együtthatók | | | | | | | | |
|----|-----------|-------------------------|----------------------|-------------------|---------------|------------------|-------------------|----------------|----------------------|-------------------|
| | | Aggtelek | | | Bükk | | | Mecsek | | |
| | | pH n=44 | ln(szerv.a.) n=44 | felvehető n=44 | pH n=52 | szerv.a. n=49 | felvehető n=52 | ln(pH) n=20 | ln(szerv.a.) n=20 | Felvehető n=20 |
| Zn | összes | -0,0008 | 0,1403 | 0,2456 | 0,2511 | 0,4484 | 0,5761 | 0,5931 | 0,6345 | 0,9264 |
| | felvehető | 0,0391 | 0,3611 | | -0,2744 | 0,7647 | | 0,5543 | 0,7891 | |
| Cd | összes | 0,0060 | 0,3630 | 0,8139 | 0,3793 | 0,3257 | 0,9477 | | | |
| | felvehető | -0,0082 | 0,5018 | | 0,2479 | 0,5057 | | | | |
| Pb | összes | -0,2080 | 0,3558 | 0,7772 | -0,0169 | 0,6578 | 0,8238 | 0,6638 | 0,7524 | 0,8976 |
| | felvehető | 0,0117 | 0,3247 | | -0,2399 | 0,7883 | | 0,4009 | 0,8026 | |
| Co | összes | -0,2942 | -0,1862 | 0,2416 | 0,3351 | 0,1026 | 0,4410 | 0,2750 | 0,3196 | 0,5089 |
| | felvehető | 0,3337 | -0,2308 | | 0,0663 | 0,5729 | | 0,4622 | 0,5953 | |
| Cr | összes | -0,1990 | -0,1470 | n.a. | 0,3818 | 0,0479 | n.a. | 0,6764 | 0,4091 | -0,4773 |
| | felvehető | | | | | | | -0,7635 | -0,1445 | |

Az egyes nehézfém párok közötti korrelációs analízis eredménye alapján a Zn-Cd, Zn-Pb és Pb-Cd ionpárok mennyisége között van szignifikáns korreláció, mindhárom vizsgált területen.

4. Összefoglalás

A dolgozatban több éve zajló kutatásaink és méréseink - három magyar karsztos mintaterület talajainak felvehető kation- és nehézfémvizsgálati eredményeit - összegezzük. Az állapotfeltáró talajvizsgálatok kimutatták, hogy a felvehető kationok mennyisége nem csupán a talajtípus, hanem az

eltérő földrajzi helyzet szerint is különbözik (az eltérő klimatikus és alapkőzet adottságok által).

A nehézfémvizsgálatok a mecseki talajokban mutatták ki a legkisebb terhelést, és egyik vizsgált nehézfém mennyisége sem haladja meg a szennyezettségi határértéki9et. Az ország két északkeleti (védett) karsztos területének talajaiban a Cd és Cr esetében fordulnak elő határérték túllépések. A krómnak csupán csekély hányada van jelen felvehető formában a talajokban, így jelenleg nem jelent veszélyt a karsztvízre illetve a növény-állat-ember tápláléklánra. A Cd azonban nagyrészt mobil, felvehető állapotban fordul elő a talajokban, azaz tényleges veszélyforrást jelent mind a karsztvízre, mind a növény-állat-ember tápláléklánra.

A talajoknak igen nagy jelentősége van a karsztok fejlődésében, a karsztos ökoszisztémák változásaiban. A talaj mintegy indikátorszférája is a változásoknak, ezért sokirányú vizsgálata (tápanyag- és nehézfémkutatások) mind a jelen állapot megítélésben, mind a jövőbeni hasznosítás szempontjából is fontos.

1. Melléklet: A talajok alaptulajdonságai és felvehető kationtartalma (Aggteleki Karszt)
Appendix 1.: The basic features and the plant available cation-content of soils (Aggtelek Karst)

| AGGT. minta | növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | karb. tart.[%] | Szerves a.[%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|----------------|-------|-----------------|--------------------------|-------------|-------------------|------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 1/5-10 | tölgy | pliocén | 5,49 | 4,63 | 0,0 | 15,1 | 2238 | 475,5 | 181,3 |
| 1/10-20 | | üledéken | 6,59 | 6,12 | 0,1 | 23,0 | 2713 | 609,6 | 155,4 |
| 1/20-30 | | barna | 7,10 | 6,37 | 0,2 | 10,9 | 2930 | 621,1 | 172,1 |
| 1/30-40 | | erdőtálaj | 7,02 | 6,16 | 0,1 | 7,3 | 2774 | 557,3 | 144,1 |
| 4/5-10 | tölgy | vörös- | 5,00 | 3,62 | 0,0 | 12,7 | 3352 | 296,3 | 203,6 |
| 4/10-20 | | agyagos | 5,25 | 3,66 | 0,0 | 8,6 | 4239 | 254,6 | 192,0 |
| 4/20-30 | | talaj | 5,20 | 3,92 | 0,0 | 9,3 | 4577 | 237,1 | 209,0 |
| 4/30-40 | | | 5,55 | 4,26 | 0,0 | 5,0 | 4979 | 212,1 | 189,6 |
| 8/5-10 | tölgy | vörös- | 4,33 | 3,60 | 0,0 | 19,3 | 1806 | 148,6 | 141,4 |
| 8/10-20 | | agyagos | 4,71 | 3,76 | 0,0 | 20,9 | 2056 | 166,2 | 114,5 |
| 8/20-30 | | talaj | 4,93 | 4,06 | 0,0 | 17,2 | 2462 | 195,5 | 118,6 |
| 8/30-40 | | | 5,34 | 4,47 | 0,0 | 8,2 | 2938 | 226,3 | 129,5 |
| 9/5-10 | tölgy | rendzina- | 5,00 | 4,17 | 0,0 | 72,6 | 4362 | 120,5 | 194,6 |
| 9/10-20 | | szerű | 7,17 | 6,67 | 0,4 | 50,0 | 9247 | 170,5 | 196,9 |
| 9/20-30 | | (cs. terra | 7,16 | 6,76 | 1,0 | 75,2 | 9496 | 144,8 | 184,5 |
| 9/30-40 | | fusca) | 7,31 | 6,91 | 1,6 | 34,1 | 9790 | 122,4 | 173,0 |
| 11/5-10 | tölgy | rendzina- | 6,29 | 5,60 | 0,2 | 43,1 | 6600 | 212,7 | 168,1 |
| 11/10-20 | | szerű | 6,75 | 6,20 | 0,2 | 44,3 | 7270 | 110,7 | 158,0 |
| 11/20-30 | | (cs. terra | 7,31 | 6,94 | 1,0 | 21,5 | 9315 | 76,4 | 160,0 |
| 11/30-40 | | fusca) | 7,61 | 7,03 | 0,1 | 10,2 | 2238 | 141,9 | 72,8 |
| 12/5-10 | tölgy | vörös- | 4,85 | 3,88 | 0,0 | 29,7 | 3381 | 193,0 | 225,5 |
| 12/10-20 | | agyagos | 4,60 | 3,47 | 0,0 | 16,8 | 2965 | 147,3 | 197,2 |
| 12/20-30 | | talaj | 5,25 | 4,54 | 0,0 | 18,2 | 3415 | 123,1 | 184,9 |
| 12/30-40 | | | 6,30 | 5,62 | 0,0 | 10,0 | 5277 | 109,1 | 199,2 |
| 13/5-10 | tölgy | vörös- | 4,93 | 3,91 | 0,0 | 33,0 | 2957 | 171,4 | 184,3 |
| 13/10-20 | | agyagos | 4,75 | 3,66 | 0,0 | 27,3 | 2736 | 105,2 | 116,4 |
| 13/20-30 | | talaj | 4,94 | 3,56 | 0,0 | 17,1 | 2629 | 83,1 | 113,3 |
| 13/30-40 | | | 5,17 | 4,09 | 0,0 | 8,1 | 3417 | 68,3 | 147,4 |
| 14/5-10 | tölgy | barna | 4,86 | 4,17 | 0,0 | 18,0 | 2900 | 137,3 | 109,1 |
| 14/10-20 | | erdőtálaj | 5,26 | 4,37 | 0,0 | 18,7 | 2917 | 78,8 | 76,9 |
| 14/20-30 | | | 5,46 | 4,55 | 0,0 | 16,2 | 3088 | 88,9 | 79,9 |
| 14/30-40 | | | 5,55 | 4,81 | 0,0 | 14,9 | 3646 | 118,3 | 82,9 |
| 16/5-10 | tölgy | vörös- | 4,40 | 3,23 | 0,0 | 44,0 | 2056 | 202,0 | 159,5 |
| 16/10-20 | | agyagos | 4,66 | 3,30 | 0,0 | 17,8 | 2269 | 260,1 | 135,4 |
| 16/20-30 | | talaj | 5,29 | 3,95 | 0,0 | 15,8 | 3467 | 288,7 | 124,4 |
| 16/30-40 | | | 5,34 | 3,91 | 0,0 | 11,1 | 3639 | 278,9 | 129,6 |
| 19/5-10 | tölgy | vörös- | 6,86 | 6,37 | 0,0 | 21,2 | 5698 | 166,7 | 345,7 |
| 19/10-20 | | agyagos | 7,44 | 6,74 | 0,9 | 11,6 | 7798 | 117,4 | 205,1 |
| 19/20-30 | | talaj | 7,57 | 6,97 | 4,2 | 10,5 | 8455 | 101,3 | 193,1 |
| 18/5-10 | tölgy | vörös- | 6,25 | 5,39 | 0,0 | 16,8 | 3983 | 635,2 | 338,4 |
| 18/10-20 | | agyagos | 6,21 | 4,90 | 0,0 | 11,4 | 3432 | 795,9 | 227,2 |
| 18/20-30 | | talaj | 6,19 | 4,80 | 0,0 | 14,6 | 3506 | 888,7 | 216,6 |
| 18/30-40 | | | 6,37 | 4,88 | 0,0 | 9,5 | 3529 | 935,1 | 184,3 |

1. Melléklet folytatása
Appendix 1 continuation

| AGGT. minta | Növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | carb. tart. [%] | szerves a. [%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|----------------|-----------------|--|--------------------------|-------------|--------------------|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 17/5-10 | tölgy | vörös- agyagos talaj | 7,24 | 6,76 | 4,2 | 33,8 | 9649 | 268,9 | 465,9 |
| 17/10-20 | | | 7,40 | 6,84 | 6,0 | 14,7 | 8952 | 195,3 | 354,2 |
| 17/20-30 | | | 7,46 | 6,86 | 5,5 | 12,0 | 7468 | 168,5 | 280,4 |
| 17/30-40 | | | 7,50 | 7,01 | 3,2 | 12,3 | 6646 | 161,4 | 244,1 |
| 20/5-10 | tölgy | rendzina- sz.(terra fusca) | 6,52 | 5,89 | 0,0 | 26,6 | 5278 | 852,9 | 342,9 |
| 20/10-20 | | | 6,96 | 6,33 | 0,1 | 18,3 | 5128 | 938,0 | 226,3 |
| 20/20-30 | | | 7,30 | 6,64 | 3,0 | 16,4 | 5866 | 885,7 | 178,0 |
| 21/5-10 | elegyes bükk | cs. terra fusca v. vörös- talaj | 6,54 | 5,79 | 0,0 | 22,4 | 4737 | 853,5 | 302,9 |
| 21/10-20 | | | 6,49 | 5,54 | 0,0 | 19,3 | 4485 | 931,3 | 171,8 |
| 21/20-30 | | | 6,76 | 5,96 | 0,0 | 10,2 | 4110 | 997,5 | 158,3 |
| 21/30-40 | | | 6,76 | 5,51 | 0,0 | 12,2 | 3910 | 970,4 | 150,6 |
| 22/5-10 | elegyes bükk | vörös- talaj v. cs. terra fusca | 6,32 | 5,56 | 0,0 | 24,1 | 4577 | 249,8 | 235,2 |
| 22/10-20 | | | 5,44 | 4,22 | 0,0 | 12,9 | 2917 | 191,6 | 135,7 |
| 22/20-30 | | | 5,54 | 4,29 | 0,0 | 10,3 | 3048 | 169,4 | 120,2 |
| 22/30-40 | | | 5,97 | 5,02 | 0,0 | 12,5 | 3587 | 160,8 | 137,4 |
| 7/5-10 | fenyő | vörös- agyagos talaj | 5,21 | 4,40 | 0,0 | 15,8 | 3612 | 318,6 | 182,1 |
| 7/10-20 | | | 5,23 | 4,12 | 0,0 | 13,1 | 3603 | 295,6 | 143,4 |
| 7/20-30 | | | 5,00 | 3,88 | 0,0 | 12,3 | 3124 | 258,8 | 125,0 |
| 7/30-40 | | | 5,27 | 4,20 | 0,0 | 5,1 | 3300 | 241,6 | 145,7 |
| 3/5-10 | rét | rendzina- szerű | 7,31 | 6,82 | 0,6 | 12,6 | 5613 | 141,5 | 402,1 |
| 3/10-20 | | | 7,76 | 6,99 | 0,7 | 9,4 | 6029 | 111,3 | 271,8 |
| 5/5-10 | rét | vörös- agyagos talaj | 5,35 | 4,40 | 0,0 | 26,6 | 2306 | 242,8 | 142,2 |
| 5/10-20 | | | 5,43 | 4,44 | 0,0 | 13,4 | 2811 | 279,9 | 117,9 |
| 5/20-30 | | | 6,00 | 4,93 | 0,0 | 14,7 | 2897 | 315,4 | 100,2 |
| 5/30-40 | | | 6,13 | 5,00 | 0,0 | 5,9 | 2248 | 235,4 | 138,9 |
| 6/5-10 | rét | vörös- agyagos talaj | 5,71 | 4,63 | 0,0 | 28,0 | 3036 | 221,3 | 146,3 |
| 6/10-20 | | | 5,90 | 4,79 | 0,0 | 22,2 | 2710 | 181,0 | 123,5 |
| 6/20-30 | | | 6,20 | 4,95 | 0,0 | 26,0 | 2862 | 184,9 | 124,7 |
| 6/30-40 | | | 6,63 | 5,52 | 0,0 | 7,7 | 2935 | 186,7 | 106,9 |
| 10/5-10 | rét | rendzina- szerű (cs. terra fusca) | 7,03 | 6,54 | 0,8 | 77,8 | 7333 | 154,5 | 189,1 |
| 10/10-20 | | | 6,94 | 6,19 | 0,0 | 44,8 | 6429 | 105,0 | 158,7 |
| 10/20-30 | | | 7,13 | 6,35 | 0,0 | 50,5 | 6744 | 89,5 | 159,3 |
| 10/30-40 | | | 7,65 | 7,10 | 1,2 | 34,9 | 7912 | 70,7 | 202,5 |
| 15/5-10 | rét | vörös- agyagos talaj | 5,77 | 5,10 | 0,2 | 32,3 | 3714 | 248,3 | 562,0 |
| 15/10-20 | | | 6,03 | 5,34 | 0,0 | 19,2 | 3291 | 206,6 | 310,7 |
| 15/20-30 | | | 6,17 | 5,36 | 0,0 | 15,4 | 3139 | 196,8 | 249,6 |
| 15/30-40 | | | 6,34 | 5,50 | 0,0 | 17,5 | 2997 | 185,6 | 231,1 |
| 2/5-10 | tarló | pliocén üledéken bama erdőtálat | 7,66 | 7,29 | 3,0 | 16,3 | 4328 | 180,0 | 339,4 |
| 2/10-20 | | | 7,95 | 7,47 | 1,0 | 11,3 | 2864 | 113,9 | 196,5 |
| 2/20-30 | | | 7,75 | 7,23 | 0,2 | 13,5 | 1949 | 95,2 | 113,9 |
| 2/30-40 | | | 7,92 | 7,10 | 0,0 | 6,8 | 1859 | 115,9 | 90,2 |

2. Melléklet: A talajok alaptulajdonságai és felvehető kationtartalma. (Bükk-fennsík)
Appendix 2.: The basic features and the plant available cation-content of soils. (Bükk Plateau)

| BÜKK minta | növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | karb. tart. [%] | szerves a. [%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|---------------|------|-----------------|--------------------------|-------------|--------------------|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 2/5-10 | bükk | rendzina | 4,60 | 3,72 | 0,0 | 16,2 | 2010 | 49,4 | 115,2 |
| 2/10-20 | | | 5,04 | 3,88 | 0,0 | 14,9 | 1772 | 35,4 | 140,4 |
| 2/20-30 | | | 5,05 | 3,81 | 0,0 | 16,3 | 1622 | 31,2 | 80,8 |
| 2/30-40 | | | 5,55 | 4,20 | 0,0 | 6,7 | 2083 | 27,6 | 73,8 |
| 3/5-10 | bükk | rendzina | 5,33 | 4,92 | 0,2 | magas | 15820 | 244,6 | 186,2 |
| 3/10-20 | | | 6,65 | 6,10 | 0,5 | magas | 14700 | 128,0 | 122,8 |
| 3/20-30 | | | 6,96 | 6,50 | 0,6 | magas | 15580 | 107,4 | 143,2 |
| 3/30-40 | | | 7,06 | 6,57 | 0,7 | magas | 14080 | 99,2 | 111,0 |
| 9/5-10 | bükk | rendzina | 5,67 | 4,96 | 0,0 | 37,5 | 6016 | 89,0 | 92,4 |
| 9/10-20 | | | 6,13 | 5,45 | 0,0 | 29,9 | 9752 | 0,0 | 106,4 |
| 9/20-30 | | | 6,90 | 6,29 | 0,2 | 34,3 | 7556 | 21,6 | 76,8 |
| 9/30-40 | | | 7,30 | 6,61 | 0,6 | 18,0 | 9632 | 9,8 | 104,6 |
| 10/5-10 | bükk | rendzina | 5,40 | 3,63 | 0,0 | 34,9 | n.a. | 0,0 | 94,6 |
| 10/10-20 | | | 5,96 | 5,02 | 0,0 | 32,0 | 4254 | 0,0 | 71,2 |
| 10/20-30 | | | 6,90 | 6,28 | 0,3 | 20,3 | 7332 | 0,0 | 93,6 |
| 10/30-40 | | | 7,54 | 6,79 | 1,0 | 15,6 | 8974 | 0,0 | 86,6 |
| 15/5-10 | bükk | rendzina | 5,64 | 4,97 | 0,0 | 76,4 | 9394 | 133,6 | 115,0 |
| 15/10-20 | | | 6,78 | 6,18 | 0,3 | 66,5 | 11150 | 23,4 | 96,8 |
| 15/20-30 | | | 7,15 | 6,60 | 1,1 | 32,5 | 11832 | 23,2 | 104,6 |
| 20/5-10 | bükk | rendzina | 6,48 | 5,93 | 0,2 | magas | 11580 | 395,8 | 328,6 |
| 20/10-20 | | | 6,89 | 6,39 | 0,4 | 75,2 | 11810 | 164,1 | 172,6 |
| 20/20-30 | | | 6,90 | 6,45 | 0,4 | 56,2 | 11600 | 107,6 | 131,2 |
| 19/5-10 | bükk | rendzina | 5,29 | 4,20 | 0,0 | 36,6 | 4127 | 115,2 | 128,6 |
| 19/10-20 | | | 6,89 | 6,31 | 0,3 | 25,9 | 7195 | 53,6 | 53,5 |
| 19/20-30 | | | 7,27 | 6,69 | 0,7 | 20,7 | 9138 | 51,9 | 59,8 |
| 19/30-40 | | | 7,33 | 6,75 | 3,5 | 16,1 | 9119 | 45,6 | 90,5 |
| 18/5-10 | bükk | rendzina | 6,39 | 5,73 | 0,1 | 36,5 | 7267 | 113,9 | 123,2 |
| 18/10-20 | | | 7,25 | 6,66 | 0,6 | 28,6 | 8826 | 86,3 | 104,5 |
| 18/20-30 | | | 7,26 | 6,73 | 2,5 | 36,8 | 9650 | 72,6 | 96,6 |
| 17/5-10 | bükk | rendzina | 5,53 | 4,61 | 0 | 38,7 | 3794 | 102,9 | 67,2 |
| 17/10-20 | | | 5,24 | 4,16 | 0 | 31,6 | 2495 | 88,0 | 47,8 |
| 17/20-30 | | | 5,09 | 3,85 | 0,1 | 17,0 | 1593 | 60,4 | 25,9 |
| 17/30-40 | | | 5,44 | 4,06 | 0,0 | 18,1 | 1896 | 51,3 | 28,6 |
| 21/5-10 | bükk | rendzina | 6,53 | 6,01 | 0,2 | 81,5 | 10500 | 400,8 | 231,7 |
| 21/10-20 | | | 6,80 | 6,31 | 0,3 | 52,6 | 10550 | 140,2 | 134,9 |
| 21/20-30 | | | 7,17 | 6,59 | 0,6 | 42,3 | 10600 | 100,7 | 136,2 |
| 21/30-40 | | | 7,32 | 6,60 | 0,8 | 45,8 | 10160 | 81,0 | 126,1 |
| 22/5-10 | bükk | rendzina | 5,38 | 4,48 | 0,0 | 35,0 | 3789 | 103,3 | 105,1 |
| 22/10-20 | | | 6,20 | 5,23 | 0,1 | 18,1 | 4520 | 45,5 | 52,3 |
| 22/20-30 | | | 7,01 | 6,31 | 0,2 | 19,6 | 6037 | 35,1 | 65,6 |
| 22/30-40 | | | 7,17 | 6,25 | 0,2 | 16,7 | 5994 | 29,4 | 81,1 |
| 23/5-10 | bükk | rendzina | 6,47 | 5,74 | 0,2 | 25,9 | 6612 | 139,6 | 116,2 |
| 23/10-20 | | | 6,40 | 5,57 | 0,1 | 19,7 | 5761 | 100,6 | 96,8 |
| 23/20-30 | | | 7,17 | 6,51 | 0,5 | 23,1 | 8723 | 89,9 | 104,0 |
| 23/30-40 | | | 7,39 | 6,62 | 1,1 | 18,7 | 9569 | 83,8 | 116,4 |

2. Melléklet folytatása
Appendix 2 continuation

| BÜKK minta | növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | karb. tart. [%] | szerves a. [%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|---------------|------------------|--------------------|--------------------------|-------------|--------------------|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 5/5-10 | fenyő | köves- sziklás | 7,29 | 6,85 | 2,2 | 25,6 | 9836 | 64,4 | 170,0 |
| 5/10-20 | | | 7,52 | 7,07 | 5,4 | 28,4 | 10940 | 44,8 | 142,4 |
| 5/20-30 | | v. talaj | 7,59 | 7,11 | 10,7 | 21,7 | 11832 | 28,8 | 115,4 |
| 5/30-40 | | | 7,77 | 7,22 | 13,1 | 14,5 | 11872 | 16,2 | 126,2 |
| 7/5-10 | fenyő | agyagbem. barna | 5,16 | 4,43 | 0,0 | 39,6 | 6113 | 130,0 | 93,0 |
| 7/10-20 | | | 5,83 | 5,22 | 0,0 | 31,3 | 5328 | 90,0 | 71,8 |
| 7/20-30 | | erdő- talaj | 6,20 | 5,60 | 0,0 | 22,6 | 5044 | 56,6 | 92,4 |
| 7/30-40 | | | 6,44 | 5,93 | 0,0 | 11,8 | 4957 | 65,4 | 97,2 |
| 8/10-20 | fenyő | dolina | 5,40 | 4,50 | 0,0 | 17,5 | 2458 | 0,0 | 45,6 |
| 8/20-30 | | alji | 5,57 | 4,66 | 0,0 | 15,6 | 2346 | 0,0 | 49,0 |
| 8/30-40 | | erdő- talaj | 6,05 | 5,24 | 0,0 | 21,3 | 2064 | 0,0 | 30,4 |
| 8/40-50 | | | 6,05 | 5,07 | 0,0 | 8,0 | 1662 | 0,0 | 31,4 |
| 24/5-10 | fenyő | rendzina | 4,50 | 3,36 | 0,0 | 48,5 | 2629 | 108,8 | 124,5 |
| 24/10-20 | | | 5,60 | 4,36 | 0,1 | 28,1 | 4323 | 139,1 | 85,8 |
| 24/20-30 | | | 5,70 | 4,44 | 0,1 | 23,9 | 4692 | 157,6 | 90,6 |
| 24/30-40 | | | 6,67 | 5,81 | 0,1 | 19,2 | 6323 | 150,5 | 83,1 |
| 25/5-10 | fenyő | rendzina | 5,36 | 4,08 | 0,1 | 39,8 | 3784 | 131,5 | 124,7 |
| 25/10-20 | | | 6,50 | 5,78 | 0,3 | 25,7 | 5915 | 128,6 | 83,7 |
| 25/20-30 | | | 7,09 | 6,36 | 0,7 | 28,9 | 8517 | 115,8 | 92,1 |
| 25/30-40 | | | 7,33 | 6,65 | 2,6 | 21,0 | 9049 | 79,0 | 92,8 |
| 26/5-10 | fenyő | rendzina | 5,49 | 4,62 | 0,1 | 66,4 | 3937 | 197,4 | 150,0 |
| 26/10-20 | | | 6,42 | 5,71 | 0,2 | 46,4 | 4780 | 134,4 | 103,8 |
| 26/20-30 | | | 7,04 | 6,48 | 0,7 | 31,6 | 7022 | 72,1 | 111,0 |
| 26/30-40 | | | 7,37 | 6,75 | 10,7 | 15,4 | 8104 | 44,4 | 86,4 |
| 13/5-10 | csemete- kert | köves- sziklás | 6,08 | 5,43 | 0,0 | 55,4 | 8002 | 175,0 | 135,8 |
| 13/10-20 | | | 6,33 | 5,82 | 0,0 | 49,5 | 8102 | 73,6 | 100,0 |
| 13/20-30 | | v. talaj | 6,82 | 6,28 | 0,0 | 39,6 | 8248 | 23,4 | 73,6 |
| 13/30-40 | | | 7,00 | 6,46 | 0,1 | 24,1 | 9834 | 31,8 | 78,0 |
| 1/5-10 | bükkal. | rendzina | 4,71 | 3,89 | 0,0 | 39,1 | 3505 | 104,8 | 94,4 |
| 1/10-20 | fenyő | | 4,57 | 3,58 | 0,0 | 22,6 | 4643 | 91,8 | 95,2 |
| 1/20-30 | | | 4,60 | 3,61 | 0,0 | 16,0 | 3107 | 74,6 | 92,4 |
| 1/30-40 | | | 5,96 | 5,31 | 0,1 | 10,1 | 3035 | 72,4 | 95,0 |
| 12/5-10 | bükkal. | rendzina | 3,50 | 2,62 | 0,0 | 88,6 | 3275 | 97,2 | 121,2 |
| 12/10-20 | fenyő | | 4,45 | 3,20 | 0,0 | 56,6 | 3994 | 118,4 | 91,6 |
| 12/20-30 | | | 6,48 | 5,73 | 0,3 | 42,1 | 7160 | 84,0 | 85,8 |
| 12/30-40 | | | 7,13 | 6,57 | 2,6 | 31,3 | 11264 | 52,0 | 97,6 |
| 4/5-10 | rét | rendzina | 6,34 | 5,86 | 0,1 | 34,9 | 9198 | 260,0 | 164,4 |
| 4/10-20 | | | 6,30 | 5,81 | 0,0 | 37,1 | 7472 | 102,4 | 138,8 |
| 4/20-30 | | | 6,67 | 6,07 | 0,0 | 28,6 | 7256 | 35,2 | 128,8 |
| 4/30-40 | | | 7,42 | 6,84 | 1,2 | 15,0 | 10880 | 8,6 | 131,0 |
| 6/5-10 | rét | rendzina | 5,80 | 5,16 | 0,0 | 19,6 | 3928 | 66,8 | 127,8 |
| 6/10-20 | | | 6,10 | 5,46 | 0,0 | 19,5 | 4395 | 31,2 | 89,8 |
| 6/20-30 | | | 6,64 | 6,17 | 0,1 | 14,3 | 5003 | 22,6 | 72,6 |
| 6/30-40 | | | 7,32 | 6,71 | 0,4 | 12,2 | 6732 | 0,0 | 87,4 |
| 11/5-10 | rét | dolina | 4,83 | 3,65 | 0,0 | 55,4 | 1491 | 57,8 | 196,8 |
| 11/10-20 | | alji | 4,90 | 3,63 | 0,0 | 37,9 | 1419 | 0,0 | 72,4 |

2. Melléklet folytatása
Appendix 2 continuation

| BÜKK minta | növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | karb. tart.[%] | szerves a.[%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|---------------|------|-----------------|--------------------------|-------------|-------------------|------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 11/20-30 | | talaj | 5,04 | 3,60 | 0,0 | 46,4 | 998 | 0,0 | 37,6 |
| 11/30-40 | | talaj | 5,10 | 3,62 | 0,0 | 12,0 | 852 | 0,0 | 27,0 |
| 14/5-10 | rét | agyagb. | 5,45 | 4,16 | 0,0 | 29,5 | 876 | 0,0 | 42,8 |
| 14/10-20 | | barna | 5,55 | 4,30 | 0,0 | 22,4 | 1611 | 0,0 | 47,4 |
| 14/20-30 | | erdő- talaj | 5,55 | 3,82 | 0,0 | 20,6 | 1277 | 0,0 | 27,0 |
| 14/30-40 | | talaj | 5,07 | 3,48 | 0,0 | 13,6 | 813 | 0,0 | 50,0 |
| 16/5-10 | rét | agyagb. | 5,41 | 4,41 | 0,0 | 38,2 | 7030 | 121,6 | 112,4 |
| 16/10-20 | | barna | 5,86 | 4,73 | 0,0 | 31,7 | 3262 | 9,6 | 50,2 |
| 16/20-30 | | erdő- talaj | 6,00 | 4,78 | 0,0 | 17,0 | 3152 | 0,0 | 49,2 |
| 16/30-40 | | talaj | 5,88 | 4,46 | 0,0 | 7,9 | 4556 | 0,0 | 94,8 |

3. Melléklet: A talajok alaptulajdonságai és felvehető kationtartalma (Mecsek)
Appendix 1.: The basic features and the plant available cation-content of soils (Mecsek)

| MECSEK minta | növ. | talaj- típus | pH [H ₂ O] | pH [KCl] | karb. tart. [%] | szerves a. [%] | Ca ²⁺ [mg/kg] | Mg ²⁺ [mg/kg] | K ⁺ [mg/kg] |
|-----------------|--------------------------|------------------|--------------------------|-------------|--------------------|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| 1/5-10 | hársas- kőrises | rendzina | 7,09 | 6,60 | 0,8 | 55,4 | 8693 | 1029,0 | 303,9 |
| 1/10-20 | | | 6,92 | 6,53 | 0,4 | 48,2 | 7450 | 1080,0 | 203,0 |
| 1/20-30 | | | 7,26 | 6,80 | 12,4 | 24,8 | 7446 | 897,9 | 157,6 |
| 1/30-40 | | | 7,30 | 6,82 | 13,0 | 29,8 | 8252 | 822,8 | 153,4 |
| 2/5-10 | hársas- kőrises | rendzina | 7,11 | 6,62 | 0,3 | 58,0 | 6601 | 1104,0 | 255,9 |
| 2/10-20 | | | 7,13 | 6,60 | 0,2 | 34,6 | 6232 | 1324,0 | 196,3 |
| 2/20-30 | | | 7,17 | 6,70 | 0,7 | 33,2 | 6178 | 1342,0 | 173,7 |
| 2/30-40 | | | 7,15 | 6,67 | 8,0 | 25,4 | 6284 | 1169,0 | 170,8 |
| 3/5-10 | tölgy- hárs- kőrís | mély | 6,17 | 5,55 | 0,0 | 46,3 | 3099 | 223,7 | 255,1 |
| 3/10-20 | | termő- rétegű | 5,54 | 4,72 | 0,0 | 25,5 | 2480 | 156,4 | 129,7 |
| 3/20-30 | | rendzina | 5,60 | 4,50 | 0,0 | 14,2 | 2442 | 130,8 | 116,5 |
| 3/30-40 | | rendzina | 6,36 | 5,54 | 0,1 | 13,6 | 3164 | 121,2 | 136,6 |
| 4/5-10 | tölgy | agyagb. | 4,23 | 3,14 | 0,0 | 15,6 | 169 | 57,0 | 42,6 |
| 4/10-20 | | barna | 4,47 | 3,25 | 0,0 | 16,0 | 279 | 86,3 | 30,6 |
| 4/20-30 | | erdő- talaj | 4,84 | 3,41 | 0,0 | 16,1 | 606 | 140,0 | 31,2 |
| 4/30-40 | | talaj | 5,09 | 3,51 | 0,0 | 6,4 | 878 | 165,4 | 41,5 |
| 5/5-10 | tölgy | agyagb. | 4,73 | 3,50 | 0,0 | 19,9 | 733 | 78,7 | 88,4 |
| 5/10-20 | | barna | 4,70 | 3,47 | 0,0 | 26,9 | 746 | 73,8 | 56,4 |
| 5/20-30 | | erdőt. | 5,37 | 4,17 | 0,0 | 14,9 | 1671 | 89,0 | 62,5 |
| 6/5-10 | szurdok- erdő | agyagb. | 4,67 | 3,56 | 0,0 | 28,9 | 623 | 67,0 | 80,0 |
| 6/10-20 | | barna | 4,71 | 3,57 | 0,0 | 12,1 | 632 | 66,6 | 68,9 |
| 6/20-30 | | erdő- talaj | 4,68 | 3,53 | 0,0 | 14,3 | 607 | 63,2 | 64,5 |
| 6/30-40 | | talaj | 4,66 | 3,45 | 0,0 | 12,1 | 596 | 66,9 | 54,6 |
| 7/5-10 | tölgy | agyagb. | 4,20 | 3,11 | 0,0 | 19,5 | 250 | 56,3 | 74,5 |
| 7/10-20 | | barna | 4,34 | 3,40 | 0,0 | 13,8 | 324 | 58,3 | 44,2 |
| 7/20-30 | | erdő- talaj | 4,49 | 3,43 | 0,0 | 9,1 | 574 | 105,2 | 45,8 |
| 7/30-40 | | talaj | 5,00 | 3,67 | 0,0 | 9,9 | 1351 | 173,5 | 48,8 |
| 8/5-10 | tölgy | agyagb. | 4,69 | 3,69 | 0,0 | 13,5 | 881 | 100,4 | 100,6 |
| 8/10-20 | | barna | 4,56 | 3,45 | 0,0 | 10,7 | 536 | 99,1 | 32,1 |
| 8/20-30 | | erdő- talaj | 4,85 | 3,56 | 0,0 | 6,2 | 940 | 128,0 | 45,2 |
| 8/30-40 | | talaj | 5,05 | 3,67 | 0,0 | 7,4 | 1206 | 142,6 | 49,2 |
| 9/5-10 | szurdok- erdő | agyagb. | 4,86 | 3,65 | 0,0 | 19,8 | 1505 | 126,7 | 97,1 |
| 9/10-20 | | barna | 4,94 | 3,59 | 0,0 | 11,4 | 1446 | 103,4 | 69,1 |
| 9/20-30 | | erdő- talaj | 5,51 | 4,42 | 0,0 | 10,6 | 2373 | 119,1 | 77,2 |
| 9/30-40 | | talaj | 5,71 | 4,52 | 0,0 | 12,0 | 2499 | 116,0 | 83,1 |
| 10/5-10 | irtásrét | rendzina | 7,44 | 6,63 | 20,0 | 9,4 | 5881 | 1046,0 | 186,7 |
| 10/10-20 | | | 7,64 | 6,73 | 3,0 | 8,9 | 9307 | 1094,0 | 247,5 |
| 10/20-30 | | | 7,64 | 6,87 | 53,0 | 13,2 | 4834 | 569,9 | 90,9 |

4. Melléklet: A talajok összes (Ö) és felvehető (F) nehézfém-tartalma (Aggteleki Karszt)
 Appendix 4.: The total (Ö) and plant available (F) heavy metal content of soils (Aggtelek Karst)

| AGGTELEK Minta | Zn [ppm] | | Cd [ppm] | | Pb [ppm] | | Co [ppm] | | Cr [ppm] | |
|-------------------|--------------|------|-------------|------|----------|------|----------|-----|--------------|-----|
| | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F |
| 1/5-10 | 120,0 | 13,2 | 2,44 | 1,24 | 96,0 | 31,8 | 22,7 | 5,9 | 54,0 | 0,3 |
| 1/30-40 | 235,4 | 10,9 | 1,60 | 1,00 | 86,4 | 35,3 | 19,1 | 9,8 | 64,6 | 0,2 |
| 4/5-10 | 103,6 | 3,3 | 0,85 | 0,10 | 36,9 | 6,4 | 14,1 | 2,7 | 69,5 | 0,8 |
| 4/30-40 | 103,4 | 2,7 | 0,68 | 0,12 | 36,2 | 5,8 | 13,2 | 3,9 | 90,4 | 0,1 |
| 8/5-10 | 75,0 | 5,4 | 0,87 | 0,29 | 46,9 | 12,7 | 18,2 | 4,2 | 53,3 | 0,4 |
| 8/30-40 | 98,6 | 2,0 | 0,46 | 0,30 | 40,6 | 6,8 | 18,3 | 3,5 | 69,4 | 0,2 |
| 9/5-10 | 143,3 | 7,6 | 1,90 | 1,14 | 75,4 | 17,8 | 15,7 | 1,9 | 62,0 | 0,3 |
| 9/30-40 | 145,4 | 7,7 | 1,89 | 1,43 | 66,0 | 14,1 | 15,6 | 2,2 | 76,6 | 0,1 |
| 11/5-10 | 114,8 | 5,8 | 2,00 | 1,21 | 57,4 | 13,1 | 13,9 | 2,7 | 67,4 | 0,1 |
| 11/30-40 | 119,0 | 3,0 | 2,74 | 0,37 | 56,9 | 17,0 | 15,8 | 3,9 | 86,2 | 0,1 |
| 12/5-10 | 111,2 | 10,2 | 0,74 | 0,50 | 58,3 | 19,1 | 13,9 | 3,7 | 65,0 | 0,4 |
| 12/30-40 | 133,0 | 8,7 | 0,46 | 0,33 | 50,6 | 11,9 | 18,8 | 4,3 | 107,8 | 0,1 |
| 13/5-10 | 111,5 | 6,4 | 0,95 | 0,52 | 68,1 | 19,5 | 27,1 | 4,6 | 87,9 | 0,3 |
| 13/30-40 | 123,3 | 5,3 | 0,00 | 0,14 | 56,3 | 15,3 | 16,7 | 4,3 | 83,1 | 0,3 |
| 14/5-10 | 91,0 | 14,6 | 1,13 | 0,77 | 56,5 | 19,9 | 20,8 | 6,0 | 52,3 | 0,2 |
| 14/30-40 | 22,7 | 3,9 | 0,00 | 0,51 | 41,0 | 11,2 | 17,6 | 4,5 | 52,4 | 0,2 |
| 16/5-10 | 93,3 | 7,2 | 0,76 | 0,38 | 53,6 | 18,6 | 13,7 | 5,1 | 55,7 | 0,8 |
| 16/30-40 | 117,0 | 2,5 | 0,25 | 0,15 | 47,7 | 9,7 | 16,1 | 5,1 | 87,1 | 0,2 |
| 19/5-10 | 86,3 | 8,9 | 0,17 | 0,39 | 48,1 | 17,3 | 14,7 | 8,0 | 0,0 | 0,1 |
| 19/20-30 | 74,1 | 5,0 | 0,23 | 0,15 | 37,9 | 11,3 | 14,6 | 2,9 | 26,2 | 0,0 |
| 18/5-10 | 54,5 | 7,3 | 0,06 | 0,22 | 39,4 | 12,1 | 14,0 | 4,6 | 10,3 | 0,1 |
| 18/30-40 | 105,2 | 3,4 | 0,00 | 0,01 | 35,0 | 9,2 | 14,8 | 4,1 | 0,0 | 0,0 |
| 17/5-10 | 103,2 | 28,0 | 0,21 | 0,49 | 50,9 | 24,8 | 12,4 | 7,3 | 33,2 | 0,1 |
| 17/30-40 | 94,2 | 6,1 | 0,00 | 0,16 | 42,7 | 14,8 | 15,7 | 9,6 | 23,3 | 0,1 |
| 20/5-10 | 122,9 | 13,6 | 0,76 | 0,74 | 63,4 | 21,1 | 13,7 | 5,3 | 18,9 | 0,1 |
| 20/20-30 | 113,3 | 8,3 | 0,73 | 0,64 | 49,9 | 14,3 | 11,9 | 5,1 | 32,5 | 0,0 |
| 21/5-10 | 116,7 | 11,5 | 0,63 | 0,48 | 60,0 | 19,4 | 13,2 | 5,0 | 0,0 | 0,0 |
| 21/30-40 | 117,0 | 4,8 | 0,31 | 0,22 | 45,6 | 13,6 | 14,5 | 6,4 | 0,0 | 0,0 |
| 22/5-10 | 97,3 | 9,8 | 0,22 | 0,39 | 42,8 | 16,5 | 13,0 | 5,0 | 0,0 | 0,0 |
| 22/30-40 | 88,9 | 4,4 | 0,20 | 0,17 | 32,0 | 8,9 | 12,4 | 4,0 | 0,0 | 0,1 |
| 7/5-10 | 82,8 | 6,1 | 0,90 | 0,16 | 42,4 | 9,0 | 14,3 | 3,1 | 67,9 | 0,1 |
| 7/30-40 | 116,8 | 6,8 | 0,25 | 0,05 | 39,0 | 5,4 | 20,2 | 4,3 | 77,8 | 0,1 |
| 3/5-10 | 95,6 | 6,5 | 1,20 | 0,36 | 43,9 | 11,5 | 17,6 | 6,4 | 72,2 | 0,1 |
| 3/10-20 | 103,4 | 3,8 | 0,49 | 0,28 | 40,5 | 9,6 | 18,9 | 7,5 | 100,3 | 0,1 |
| 5/5-10 | 100,4 | 10,7 | 0,68 | 0,22 | 68,0 | 11,8 | 24,3 | 6,3 | 56,3 | 0,1 |
| 5/30-40 | 23,4 | 2,0 | 0,26 | 0,11 | 62,7 | 8,7 | 28,4 | 6,6 | 84,5 | 0,1 |
| 6/5-10 | 80,2 | 5,3 | 0,90 | 0,34 | 47,0 | 8,2 | 19,7 | 4,0 | 55,0 | 0,1 |
| 6/30-40 | 42,7 | 3,4 | 0,45 | 0,24 | 44,5 | 9,2 | 19,2 | 6,2 | 64,3 | 0,0 |
| 10/5-10 | 105,4 | 5,4 | 1,60 | 0,84 | 56,3 | 15,0 | 14,9 | 4,6 | 62,5 | 0,1 |
| 10/30-40 | 101,4 | 1,8 | 0,94 | 0,65 | 47,0 | 10,7 | 14,0 | 4,4 | 77,2 | 0,1 |
| 15/5-10 | 102,9 | 10,4 | 0,98 | 0,67 | 56,9 | 13,3 | 18,1 | 5,2 | 53,6 | 0,1 |
| 15/30-40 | 99,0 | 4,8 | 0,00 | 0,42 | 52,9 | 17,5 | 18,2 | 8,6 | 65,6 | 0,1 |
| 2/5-10 | 64,9 | 14,6 | 0,48 | 0,19 | 29,9 | 10,8 | 14,5 | 4,7 | 40,6 | 0,2 |
| 2/30-40 | 35,8 | 1,9 | 0,39 | 0,00 | 26,7 | 6,9 | 14,1 | 5,6 | 41,8 | 0,1 |

5. Melléklet: A talajok összes (Ö) és felvehető (F) nehézfém tartalma (Bükk-fennsík)
 Appendix 5.: The total (Ö) and plant available (F) heavy metal content of soils (Bükk Plateau)

| BÜKK minta | Zn [ppm] | | Cd [ppm] | | Pb [ppm] | | Co [ppm] | | Cr [ppm] | |
|---------------|----------|------|-------------|------|--------------|------|----------|-----|-------------|-----|
| | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F |
| 2/5-10 | 86,2 | 9,7 | 1,35 | 1,00 | 45,2 | 14,7 | 7,9 | 1,2 | 19,5 | 0,0 |
| 2/30-40 | 84,9 | 3,6 | 0,84 | 0,39 | 28,8 | 7,8 | 8,1 | 0,6 | 22,6 | 0,1 |
| 3/5-10 | 174,6 | 95,5 | 2,33 | 2,06 | 134,4 | 88,5 | 5,6 | 2,1 | 33,9 | 0,1 |
| 3/30-40 | 107,0 | 12,4 | 1,47 | 1,18 | 64,6 | 28,8 | 9,2 | 1,3 | 39,5 | 0,1 |
| 9/5-10 | 93,0 | 6,6 | 1,53 | 1,27 | 48,4 | 26,7 | 11,2 | 1,8 | 29,9 | 0,5 |
| 9/30-40 | 115,5 | 8,1 | 2,00 | 1,24 | 51,8 | 26,1 | 11,7 | 1,2 | 41,2 | 0,4 |
| 10/5-10 | 113,5 | 3,9 | 2,71 | 1,83 | 39,3 | 19,6 | 10,3 | 1,5 | 30,1 | 0,5 |
| 10/30-40 | 110,4 | 2,1 | 2,82 | 1,41 | 35,0 | 15,3 | 10,2 | 1,0 | 41,5 | 0,4 |
| 15/5-10 | 106,9 | 15,8 | 2,59 | 1,96 | 71,2 | 31,9 | 13,6 | 2,4 | 37,2 | 0,3 |
| 15/20-30 | 108,2 | 5,3 | 2,52 | 1,45 | 59,2 | 18,6 | 13,5 | 1,6 | 42,6 | 0,0 |
| 20/5-10 | 186,9 | 74,9 | 3,75 | 3,16 | 113,3 | 62,6 | 7,5 | 2,5 | 30,6 | 0,2 |
| 20/20-30 | 159,5 | 28,7 | 4,09 | 3,05 | 65,3 | 36,5 | 9,4 | 3,4 | 39,1 | 0,2 |
| 19/5-10 | 110,8 | 7,9 | 1,91 | 0,97 | 53,2 | 23,7 | 13,3 | 2,0 | 71,7 | 0,4 |
| 19/30-40 | 111,8 | 5,1 | 2,87 | 1,48 | 33,6 | 11,2 | 13,2 | 1,7 | 89,6 | 0,1 |
| 18/5-10 | 127,7 | 14,5 | 3,75 | 2,27 | 60,6 | 28,4 | 12,8 | 3,4 | 83,2 | 0,2 |
| 18/20-30 | 105,5 | 5,7 | 3,32 | 1,82 | 43,9 | 16,0 | 13,1 | 3,0 | 91,2 | 0,1 |
| 17/5-10 | 102,8 | 14,0 | 1,59 | 1,13 | 52,8 | 23,8 | 12,7 | 2,6 | 53,5 | 0,4 |
| 17/30-40 | 76,6 | 3,2 | 0,83 | 0,32 | 25,4 | 8,2 | 12,8 | 0,9 | 48,6 | 0,4 |
| 21/5-10 | 172,3 | 47,2 | 3,50 | 2,99 | 83,3 | 47,0 | 13,3 | 4,2 | 36,5 | 0,1 |
| 21/30-40 | 156,6 | 19,0 | 3,74 | 3,01 | 56,8 | 25,9 | 15,9 | 5,2 | 51,2 | 0,1 |
| 22/5-10 | 95,3 | 10,8 | 0,69 | 0,62 | 50,5 | 23,9 | 13,7 | 1,9 | 50,6 | 0,2 |
| 22/30-40 | 93,7 | 2,8 | 0,65 | 0,26 | 32,3 | 10,5 | 15,4 | 3,4 | 59,1 | 0,1 |
| 23/5-10 | 114,3 | 9,5 | 1,00 | 0,75 | 51,0 | 23,0 | 15,3 | 3,6 | 38,2 | 0,1 |
| 23/30-40 | 106,6 | 8,3 | 0,87 | 0,35 | 40,8 | 14,9 | 14,8 | 1,5 | 42,2 | 0,2 |
| 5/5-10 | 102,4 | 9,0 | 1,80 | 1,19 | 48,9 | 16,7 | 11,0 | 2,7 | 46,1 | 0,1 |
| 5/30-40 | 80,2 | 3,2 | 1,56 | 0,79 | 29,3 | 8,2 | 8,4 | 0,7 | 26,1 | 0,0 |
| 7/5-10 | 79,9 | 6,6 | 1,10 | 0,62 | 27,6 | 11,2 | 7,2 | 0,8 | 28,3 | 0,1 |
| 7/30-40 | 73,8 | 3,0 | 0,81 | 0,36 | 34,7 | 9,9 | 7,6 | 0,8 | 28,0 | 0,0 |
| 8/10-20 | 63,2 | 2,4 | 0,67 | 0,30 | 23,5 | 10,9 | 6,1 | 1,1 | 23,6 | 0,0 |
| 8/30-40 | 58,2 | 2,3 | 0,62 | 0,24 | 19,9 | 9,2 | 5,3 | 0,3 | 20,4 | 0,1 |
| 24/5-10 | 120,1 | 24,3 | 0,56 | 0,48 | 57,2 | 37,3 | 8,1 | 2,1 | 30,3 | 0,6 |
| 24/30-40 | 102,0 | 3,4 | 0,52 | 0,37 | 35,6 | 13,3 | 13,2 | 1,4 | 24,3 | 0,3 |
| 25/5-10 | 97,2 | 10,8 | 0,62 | 0,52 | 49,9 | 21,7 | 12,0 | 1,5 | 29,4 | 0,2 |
| 25/30-40 | 87,2 | 2,9 | 1,02 | 0,53 | 32,1 | 9,1 | 12,4 | 0,4 | 39,4 | 0,1 |
| 26/5-10 | 90,9 | 8,3 | 0,94 | 0,75 | 46,5 | 19,9 | 12,8 | 1,8 | 25,0 | 0,1 |
| 26/30-40 | 74,3 | 3,0 | 0,89 | 0,29 | 27,1 | 7,7 | 9,7 | 0,0 | 0,8 | 0,0 |
| 13/5-10 | 119,9 | 12,9 | 1,77 | 1,50 | 82,4 | 30,7 | 14,1 | 2,2 | 33,1 | 0,4 |
| 13/30-40 | 110,4 | 2,8 | 1,83 | 1,13 | 60,6 | 18,9 | 14,7 | 2,0 | 35,7 | 0,4 |
| 1/5-10 | 111,2 | 5,7 | 1,09 | 0,55 | 47,8 | 14,5 | 11,3 | 1,1 | 23,4 | 0,1 |
| 1/30-40 | 96,4 | 2,4 | 1,35 | 0,58 | 33,8 | 7,5 | 10,7 | 0,5 | 24,2 | 0,1 |
| 12/5-10 | 84,2 | 27,0 | 0,57 | 0,54 | 47,3 | 36,4 | 7,5 | 3,1 | 22,8 | 0,8 |
| 12/30-40 | 103,1 | 6,1 | 1,14 | 0,69 | 47,7 | 21,7 | 11,9 | 0,7 | 42,0 | 0,5 |

5. melléklet folytatása
Appendix 5 continuation

| BÜKK minta | Zn [ppm] | | Cd [ppm] | | Pb [ppm] | | Co [ppm] | | Cr [ppm] | |
|---------------|----------|------|----------|------|----------|------|----------|-----|----------|-----|
| | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F |
| 4/5-10 | 108,5 | 11,8 | 1,57 | 1,11 | 53,2 | 22,9 | 10,5 | 2,7 | 34,8 | 0,0 |
| 4/30-40 | 107,3 | 2,7 | 1,89 | 0,77 | 40,4 | 10,2 | 12,5 | 0,8 | 46,4 | 0,1 |
| 6/5-10 | 79,7 | 3,1 | 0,77 | 0,59 | 37,4 | 14,0 | 7,9 | 1,5 | 28,2 | 0,1 |
| 6/30-40 | 85,6 | 2,0 | 0,70 | 0,44 | 35,5 | 9,9 | 8,7 | 0,7 | 38,0 | 0,0 |
| 11/5-10 | 63,1 | 9,6 | 0,68 | 0,52 | 34,3 | 18,9 | 7,4 | 1,4 | 16,5 | 0,4 |
| 11/30-40 | 49,9 | 2,6 | 0,15 | 0,14 | 20,0 | 10,7 | 7,6 | 0,2 | 15,4 | 0,4 |
| 14/5-10 | 62,3 | 3,4 | 0,31 | 0,20 | 36,7 | 16,8 | 8,0 | 0,8 | 15,9 | 0,5 |
| 14/30-40 | 51,7 | 1,5 | 0,15 | 0,03 | 31,6 | 10,5 | 7,7 | 0,5 | 16,0 | 0,5 |
| 16/5-10 | 110,3 | 11,9 | 2,44 | 1,52 | 49,9 | 25,5 | 16,4 | 1,8 | 29,4 | 1,0 |
| 16/30-40 | 80,8 | 3,4 | 0,89 | 0,27 | 46,5 | 13,2 | 17,9 | 1,9 | 17,8 | 0,5 |

6. Melléklet: A talajok összes (Ö) és felvehető (F) nehézfém-tartalma (Mecsek)
Appendix 6.: The total (Ö) and plant available (F) heavy metal content of soils (Mecsek)

| MECSEK minta | Zn [ppm] | | Pb [ppm] | | Co [ppm] | | Cr [ppm] | |
|-----------------|----------|------|----------|------|----------|-----|----------|-----|
| | Ö | F | Ö | F | Ö | F | Ö | F |
| 1/5-10 | 106,6 | 18,2 | 53,6 | 17,5 | 10,9 | 2,7 | 18,7 | 0,0 |
| 1/30-40 | 78,7 | 6,2 | 36,1 | 9,2 | 10,4 | 2,1 | 14,6 | 0,0 |
| 2/5-10 | 163,1 | 28,4 | 59,6 | 23,1 | 9,9 | 3,1 | 17,0 | 0,1 |
| 2/30-40 | 156,0 | 21,7 | 47,2 | 14,8 | 10,5 | 3,9 | 16,9 | 0,0 |
| 3/5-10 | 100,8 | 7,9 | 30,5 | 9,7 | 10,6 | 2,2 | 22,8 | 0,1 |
| 3/30-40 | 95,2 | 4,1 | 24,1 | 5,8 | 11,0 | 1,9 | 12,6 | 0,1 |
| 4/5-10 | 54,6 | 2,7 | 17,4 | 6,7 | 8,3 | 2,2 | 3,4 | 0,5 |
| 4/30-40 | 56,6 | 3,0 | 16,9 | 5,4 | 7,7 | 1,0 | 3,2 | 0,1 |
| 5/5-10 | 49,2 | 3,2 | 20,5 | 7,0 | 7,4 | 1,3 | 4,2 | 0,2 |
| 5/20-30 | 55,4 | 2,9 | 20,5 | 6,2 | 9,0 | 1,6 | 6,0 | 0,2 |
| 6/5-10 | 58,8 | 3,4 | 17,2 | 6,2 | 8,3 | 1,2 | 3,5 | 0,3 |
| 6/30-40 | 52,8 | 2,5 | 15,2 | 5,3 | 7,7 | 1,3 | 4,4 | 0,2 |
| 7/5-10 | 53,8 | 4,4 | 19,6 | 8,7 | 7,1 | 1,7 | 6,6 | 0,6 |
| 7/30-40 | 55,0 | 2,5 | 15,8 | 4,4 | 8,2 | 1,5 | 9,7 | 0,2 |
| 8/5-10 | 62,6 | 3,6 | 21,9 | 7,4 | 9,1 | 1,9 | 13,1 | 0,3 |
| 8/30-40 | 60,0 | 2,7 | 19,4 | 4,7 | 10,0 | 1,4 | 6,6 | 0,1 |
| 9/5-10 | 67,4 | 4,5 | 24,9 | 7,9 | 10,3 | 1,9 | 10,9 | 0,1 |
| 9/30-40 | 60,9 | 2,1 | 22,4 | 4,3 | 12,2 | 1,4 | 11,2 | 0,1 |
| 10/5-10 | 75,4 | 3,5 | 23,1 | 4,9 | 8,8 | 2,1 | 27,1 | 0,1 |
| 10/20-30 | 43,2 | 2,8 | 17,9 | 3,4 | 4,9 | 1,0 | 5,3 | 0,1 |

IRODALOM

10/2000. (VI. 2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelet a felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről. - Magyar Közlöny 2000/53. szám

BÁRÁNY KEVEI, I. (1992): Karst soils as indicators of karst development in Hungarian karst. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement, 85, p. 101-110.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1995): Factors of the environmental system of karst. - Acta Geographica Szegediensis. Tom. XXXIV. Spec. Issue p. 155-161.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1998 b): Geoecological system of karsts. - Acta Carsologica XXVII/1, Ljubljana, p. 13-25.

BECK – BURGER – PFEFFER – TEICHMANN (1994): Laborskript – Ein Handbuch für der Laboratorien der Physischen Geographie der Universität Tübingen. – Tübingen

BECK, R. K. - BORGER, H. (2000): Soils and relief of the Aggtelek karst (NE Hungary): A record of the ecological impact of paleoweathering effects and human activity. – In: Essays in the ecology and conservation of karst (szerk.: Bárány-Kevei, I. – Gunn, J.), Special Issue of Acta Geographica Szegediensis, Acta Geographica Tomus XXXVI, Szeged, p. 13-30.

BUZÁS I. (1988): Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerek könyv 2. A talajok fizikai-kémiai és kémiai vizsgálati módszerei. - Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, p. 243

FÜLEKY GY. (1999): Tápanyag-gazdálkodás. - Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 714

KÁDÁR I. (1995): A talaj-növény-állat-ember tápláléklánc szennyeződése kémiai elemekkel Magyarországon. – Környezet- és Természetvédelmi Kutatások sorozat, KTM-MTA TAKI, Budapest, p. 388

KÁDÁR I. (1998): A szennyezett talajok vizsgálatáról. Kármentesítési kézikönyv 2. - Környezetvédelmi Minisztérium, p. 151

LAKANEN, E. - ERVIÖ, R. (1971): A comparison of eight extractants for the determination of plant available micronutrients in soil. - Acta Agr. Fenn. 123, p. 223-232.

STEFANOVITS P. (1963): Magyarország talajai. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

STEFANOVITS P. (1992): Talajtan. - Mezőgazda Kiadó, Budapest.

ZÁMBÓ L. (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. - Kandidátusi értekezés, MTA, Budapest, p. 170

ZSENI A. (1999): Research on the soils of karst areas in Hungary (example from Bükk Mountain). - Acta Carsologica , 28/2, 12, Ljubljana, p. 203-210.

- ZSENI A. (2000 a): Soils on karst areas of the Bükk Mountain, Hungary. – In: Essays in the ecology and conservation of karst, (szerk.: Bárány-Kevei, I.-Gunn, J.) Special Issue of Acta Geographica Szegediensis for the International Geographical Union Commission, Szeged, p. 40-46
- ZSENI A. (2000 b): Comparative analysis of some soil characteristics on Bükk and Aggtelek Karst (Hungary) with special regards to organic material. – ACTA Geographica Szegediensis Tom. XXXVII. p. 141-148.
- ZSENI A. (2000 c): A talaj kémhatása és a növényzet kapcsolata néhány hazai karszterületen. – Földrajz az egész világ: Geográfus Doktoranduszok V. Országos Konferenciája, Miskolc, konferenciakötet, p. 67-74.
- ZSENI A. (2001 a): Talaj és növényzet környezet hatás szempontú vizsgálata a Bükk karsztjának mintaterületén. – A földrajz eredményei az új évezred küszöbén: A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei. Szeged, CD kiadvány: MFK2001.html
- ZSENI A. (2001 b): Karszttalajok tápanyagvizsgálata hazai példákon. - Karsztfelődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 195-207.
- ZSENI A. (2003): Karsztos mintaterületek talajainak tápanyag-gazdálkodása és nehézfémterhelése. - Doktori disszertáció, Kézirat, Szeged, p.118.



ELŐZETES BESZÁMOLÓ A BARADLA-BARLANGBAN VÉGZETT PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATOKRÓL¹

BOSÁK, PAVEL² - MÓGA JÁNOS³ - KADLEC, JAROSLAV² - PRUNER, PETR² - CHADIMA, MARTIN²

²Institute of Geology, Academy of Science of the Czech Republic,
Rozvojová 135, CZ-165 02 Praha 2, Czech Republic,

³Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK Főiskolai Földrajz Tanszék, 1117
Budapest, Pázmány P. sétány 1/c. jmoga@freemail.hu

Abstract: Within the frame of research supported by OTKA during 2001-2 in the interest of getting well acquainted with the Quaternary development history of the Gömör-Torna karst we studied the surface and sub surface deposits of the karst region. The sample collection was accomplished in order to recognise the paleomagnetic and magnetostratigraphic relations. The main aim of the research in process is the indication of magnetostratigraphic boundaries in the chosen sections of the cave and data collection for further correlation.

Bevezetés

Az OTKA által támogatott kutatás keretében 2001-2002-ben a Gömör-Tornai-karszt negyedidőszaki fejlődéstörténetének megismerése érdekében a karsztvidék felszíni és felszín alatti üledékeinek vizsgálatát végeztük. A mintavételezés a Baradla-barlangot kitöltő üledékek paleomágneses és magnetosztatográfiai viszonyainak megismerése céljából történt. A folyamatban lévő kutatás fő célja a magnetosztatográfiai határok kijelölése a barlang kiválasztott szelvényeiben és adatgyűjtés a további korellációhoz.

Barlangbejárásaink során vizsgáltuk az üledékek laboratóriumi vizsgálatra való alkalmasságát, a szelvények vastagságát, a kőzettani sajátosságait és az üledékek morfológiai helyzetét. Nyolc olyan helyet jelöltünk ki a barlangban, amelyik számításba jöhet a jelenlegi és a későbbi vizsgálatok számára. A mintavételezést Pavel Bosák a Cseh Tudományos Akadémia Geológiai Intézetének igazgatója irányította, részt vett a mintavételezésben az intézet két geológusa Jaroslav Kadlec és Martin Chadima is. A korábban kijelölt helyek közül végül is öt szelvényből összesen 96 mintát vettünk (88 mintát laza üledékből, 8 mintát pedig az üledékrétegek közé zárt cseppkőkéregből, I. táblázat). Az öt mintavételi hely közül egy a fő ágbán található

¹ a tanulmány a T035004 sz. OTKA pályázat támogatásával készült

(Nádor utcája az Aggteleki szakaszban) kettő a felső szinten (Münnich-táró, Meseország) további kettő pedig az oldalágakban (Rákosi-ág, Arany-utca).

1. táblázat
Table I.

A mintavételezés helyszínei, a minták típusa és száma
The location of sample collection, types of samples, number of samples

| hely | jelzés | minták száma | az alkalmazott eljárás típusa |
|--------------|--------|---------------------------------|-------------------------------|
| Arany-utca | BCA | 21 agyagminta 1 cseppkőkéreg | AC TD |
| Meseország | BCB | 13 agyagminta 1 cseppkőkéreg | AC TD |
| Nádor utcája | BCC | 14 agyagminta 3 cseppkőkéreg | AC TD |
| Rákosi-ág | BCD | 4 agyagminta 2 cseppkőkéreg | AC TD |
| Münnich-táró | BCE | 36 agyagminta 1 cseppkőkéreg | AC TD |

magyarázat: AC – demagnetizálás váltakozó mezőben, TD – termális demagnetizálás

Előzmények

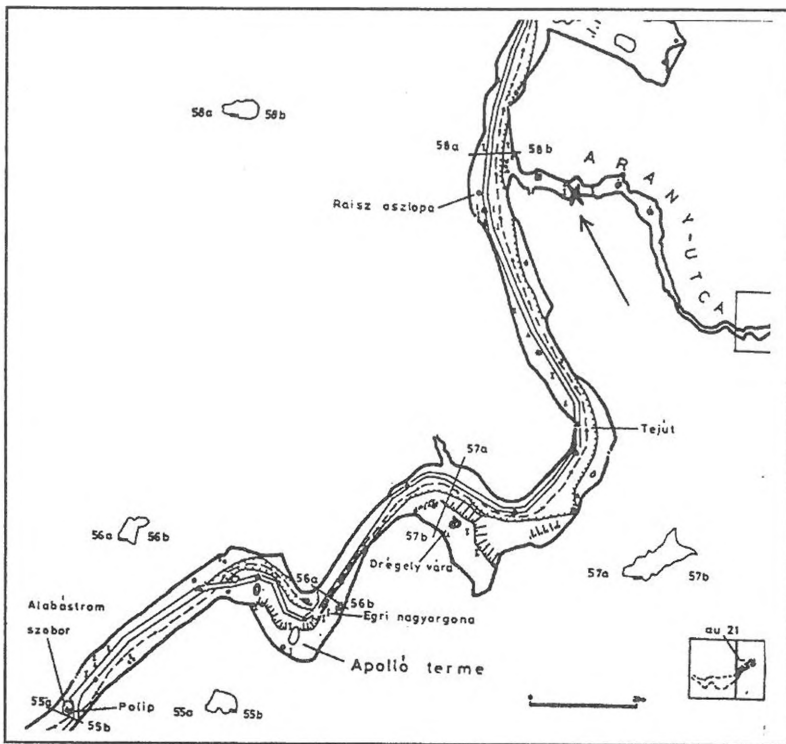
A Baradlában végzett paleomágneses mintavételezés és laborvizsgálat egy Közép-Európára kiterjedő átfogó üledékföldtani vizsgálat-sorozatba illeszkedik bele, amelynek elsődleges célja a barlangok korának megismerése Közép-Európa mészkőterületein. E nemzetközi program vezetője Pavel Bosák. Az OTKA támogatásával kapcsolódhattam a régióban folyó kutatásokhoz a Baradla kitöltéseinek vizsgálatával. A Baradlában végzett üledékföldtani vizsgálatok megkezdésekor már néhány koradat ismertté vált a Ny-i-Kárpátok barlangjaiból, amelyek fontos adatokat szolgáltatottak és pontosították e barlangokról alkotott ismereteinket. E barlangok az alábbiak:

Bélai-cseppkőbarlang: rétegsor felső szélé: Matuyama (inverz) (1,77-2,15 Ma). Alul normál rétegzettségű kitöltés egy vékony inverz réteg betelepülésével. Kora: Gauss (2,58-3,58 Ma), vagy Gilbert (4, 18-6,15 Ma). Legalább alsópleisztocén korúak az üledékek, az üregképződés még korábbi időre tehető.

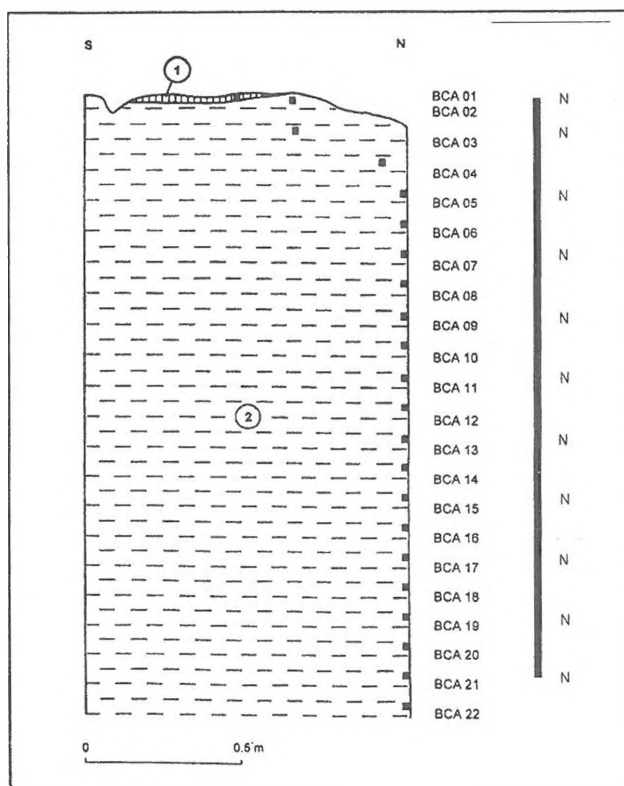
Ochtinai Aragonit-barlang: a barlang kitöltése tartalmazza a Brunhes/Matuyama határt (0,73 Ma).

Domica-barlang, Száraz-ág: normál mágnesezettségű réteg (Brunhes) egy vékony fordított zónával (idősebb a Blake eseménynél), a szelvényt fölül lezáró cseppköpad kora: 124 és 131 ka. (PRUNER et al., HERCMAN et al. 1998).

A Domica-barlangban végzett mérések után valós igény merült fel, hogy a barlangrendszer magyarországi részén is alkalmazzuk e módszert és vizsgáljuk meg a kitöltések paleomágneses korát. A mintavételezésre 2001-2002-ben került sor. A kiválasztott szelvényekben a mintákat 10 cm-ként vettük kisméretű, erre a célra készített műanyag dobozokba úgy, hogy a minta mágneses északhoz viszonyított helyzetét rögzítettük. A mintavételezések helyén felvett adatok alapján megrajzoltuk a fenti öt szelvény rétegsorát.



1. ábra, A BCA szelvény helye az Arany utcában
 Fig. 1: The position of the BCA profile in the Arany utca



2. ábra, A BCA szelvény az Arany utcában 1. cseppkőkéreg (flowstone) világosabb és sötétebb barna rétegek váltakozásával, 2. agyagos köztelisztt (silt) és siltés agyag, felső része egyszemű, alsó részén vízszintesen laminált

Fig. 2: BCA profile in the Arany street. 1. flowstone, alternation of lighter and darker brown laminae, 2. clayey silt to silty clay, massive in the upper part horizontally laminated in the lower part

A mintavételi helyek (szelvények) leírása

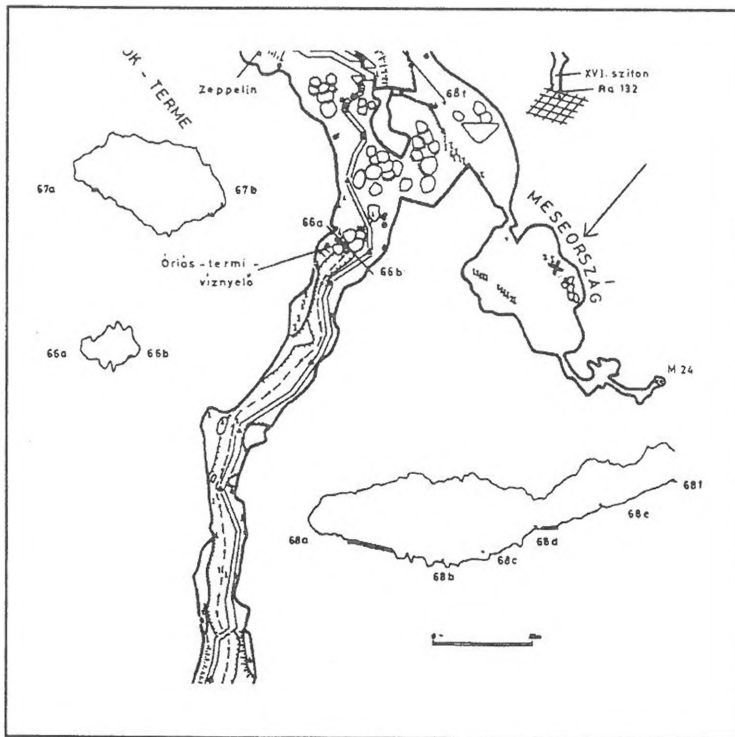
1. Aranyutca

A főágba nyíló torkolatától kb. 20 m-re, a járat közepét elfoglaló oszlop mögött található. A szelvény magassága 2 m, amelyet vékony (1-2 cm) cseppkőkéreg (flowstone) borít. A folyosó alját a főág közelében 60-80 cm magas kavicsréteg takarja (valószínűleg a főágból származik). Erre 1-2 m vastag laminált agyagos üledék rakódott (in situ). A vizsgált hely felett egy kis kürtőszerű nyílás van, ennek ellenére úgy tűnik, hogy az agyag nem onnan származik. A mintavételi hely közelében a folyosó mennyezetéhez közel az oldalfalhoz tapadva több helyen cseppkőkéreg maradványa figyelhető meg, amelyek közel egymagasságban vannak a szelvényt betakaró kéreggel. A cseppkőkéreg szendvicsszerkezetű kalcitlemezei között agyagos réteg található. Valószínű, hogy, hogy az egész járat e kéreg

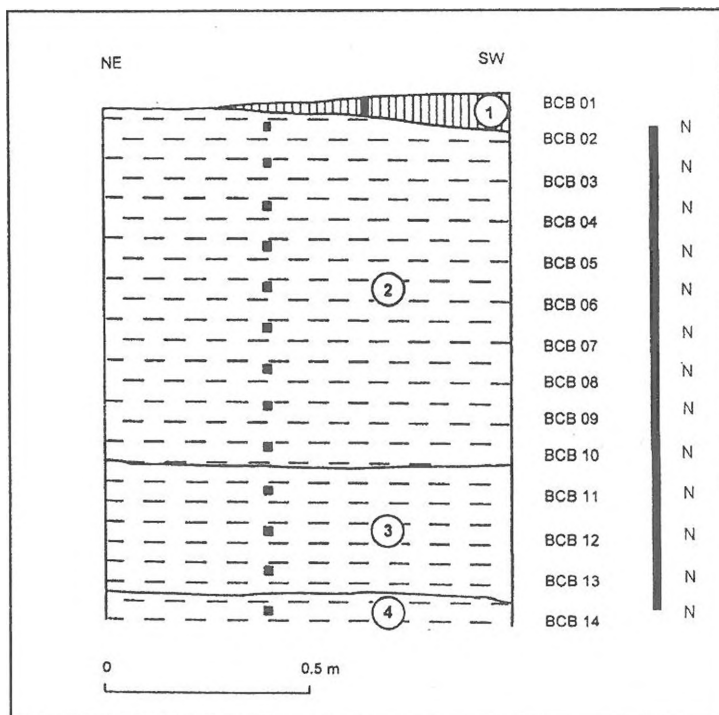
magasságig ki volt töltve, de az üledékek egy része kiszállítottott. A 2 m magas szelvényből 21 mintát, a kéregből 1 mintát vettünk (1, 2. ábra).

2. Meseország

A szelvény a Meseország nagytermében a terem bal oldalán található a cseppkőkéreg alatt. A szelvényt cseppkőkéreg borítja. A kéreg alatti világosabb agyagtartalmú üledékből 10 mintát vettünk. Lejjebb az agyag vörösebb, sötétebb lesz, ebből is vettünk 3 mintát. A szelvény alján laminált világosabb agyagréteg képezi (ebből vettük a 14. mintát). Köröskörül a terem falán felismerhető egy cseppkőkéreg, amely mindenhol betakarta az agyagos üledékeket. Az üledékek a terem közepéről lehordódtak, elszállítottak, csak a terem szélén maradtak meg maradványai.



3. ábra. A BCB szelvény helye a Meseországban
 Fig. 3: The position of the BCB profile in Meseország



4. ábra, A BCB szelvény a Meseországban, 1. cseppkőkéreg szürke és fehér rétegekkel, kőzetliszt (max. 3 mm) közbetelepéssel, 2. barna színű agyagos kőzetliszt (silt), vízszintes éskeresztirányú rétegekkel, 3. vörösesbarna tömött kőzetlisztes agyag, felső része gyengén laminált és karbonáttal cementált, 4. barna vízszintesen laminált agyagos kőzetliszt (silt)

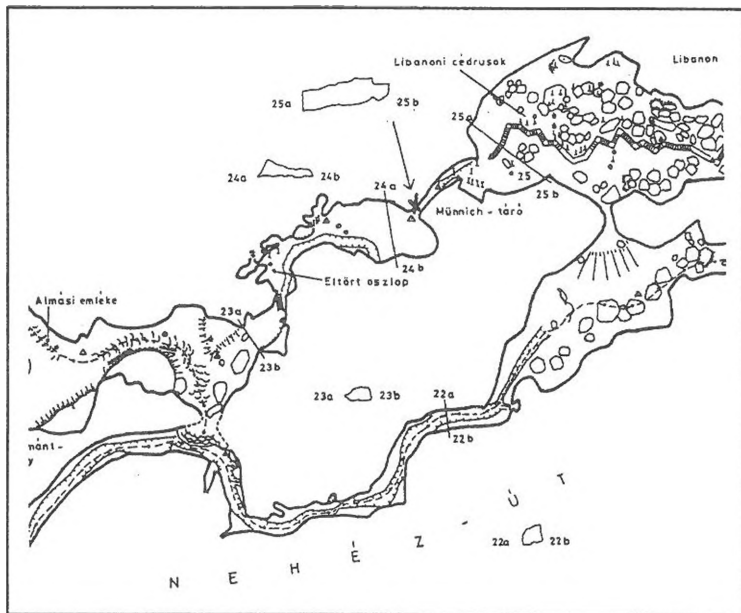
Fig. 4: The BCB profile in Meseország, 1. flowstone, grey and white lamination, silty intercalations up to 0,3 mm thick, 2. clayey silt, brown, horizontal and locally cross lamination, 3. silty clay, reddish brown, massive, locally porous, in the upper part slightly laminated and cemented by carbonate, 4. clayey silt, brown, horizontal lamination

A Meseországban lerakódott nagy mennyiségű agyagos üledék eredete nem ismert kellőképpen. Elképzelhető, hogy a barlang kifolyása elzáródott valamikor, és a járatokat kitöltő víz felduzzadt a Meseország szintjéig. A lassan áramló vízben (vagy állóvízben) jól laminált agyagos üledékek halmozódtak fel, amelyek később elkeveredhettek a felszínről behordott vörösayagokkal, más üledékekkel. A rétegek eltérő színét is megmagyarázhatja ez a kétféle eredet (3, 4. ábra).

3. Münnich-táró

A kiválasztott szelvény a Münnich-táró Aggtelek felőli bejáratától 2-3 m-re esik baloldalon. A kemény laminált rétegekbe átsórt tájáró falában egy 30 cm-es cseppkőoszlopot találtunk beágyazva, amelynek a talpa az

üledékrétegeket elválasztó cseppkőpadhoz kapcsolódott. Ez egy valamikori felszint jelez. E cseppkőoszlop talpából vett mintán uránsorozatos kormeghatározást végeztünk, az öt vizsgált szelvény eredményéből területi okoknál fogva itt csupán hármat ismertettünk (5, 6, 7. ábra).

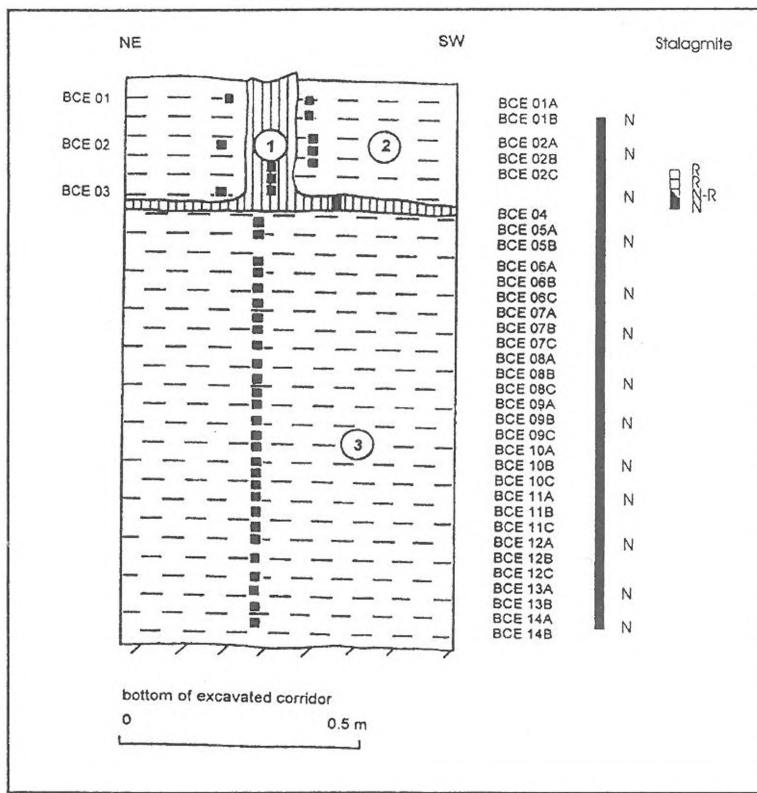


5. ábra, A BCE szelvény helye a Műnich-táróban
 Fig. 5: The position of the BCE profile in the Műnich-táró

Laborvizsgálatok

Az előző években a kiválasztott szelvényekben 10 cm-ként vett minták paleomágneses vizsgálatára a Cseh Tudományos Akadémia Geológiai Intézetében, Prágában került sor 2002-ben. A minták elemzését Pavel Bosák DSc. irányította, részt vett a munkában Jaroslav Kadlec PhD és Petr Pruner, az intézet munkatársa. Az öt szelvényből származó összesen 96 minta (88 minta laza üledékből, 8 minta pedig az üledékrétegek közé zárt cseppkőkéregből származik) termális, ill. váltakozó mágneses erőterben végzett paleomágneses vizsgálatát 2002 végéig elvégezték.

Az agyagos üledékekbe ágyazódott cseppkőkéregből származó minták uránsorozatos módszeres vizsgálata ugyancsak 2002-ben Varsóban történt (U-Th Laboratórium, a Lengyel Tudományos Akadémia Földtani Intézete, Varsó).



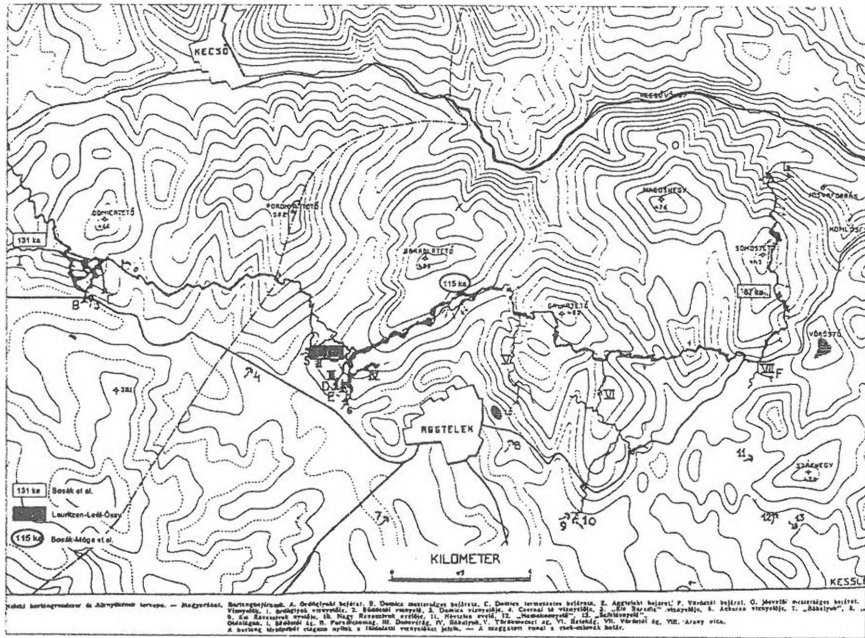
6. ábra, A BCE szelvény a Münnich-táróban. 1. cseppköpad, fehér, gyengén laminált karbonát rétegekkel, 2. vörösbarna agyag, sárgásszürke 0,05-3 mm vastag, helyenként vörösbarna laminált széteső silt rétegek közötti lepülésével (0,5-1 cm vastag, néhol szenesedési nyommal) 3. barna, tömött, helyenként vízszintesen rétegzett agyagos közeltiszt (silt), néhol karbonát konkréciókkal (7 cm-es méretig).

Fig. 6: The BCE profile in the Münnich-táró. 1. flowstone, white and light laminated carbonate, 2. clay, reddish brown, yellow grey silty laminae 0.05-3 mm thick locally disintegrated, reddish brown laminae 0.5-1 cm thick, occasionally small charcoal, 3. clayey silt, brown, massive, locally horizontal lamination, occasionally carbonate concretions up to 7 cm large.

A paleomágneses és uránsorozatos vizsgálatok eredményei

Valamennyi vizsgált helyen a barlangi kitöltés finomszemcséjű üledéke normál mágnesezettséget mutatott. A barlangi üledékek a vizsgált helyeken tehát a Brunhes–Matuyama határnál fiatalabbak.

A Münnich-táró szelvényében talált, laza üledékek közé beágyazódott cseppköpad és sztalagmit felső része fordított mágnesezettséget mutatott.



7. ábra Uránsorozatos módszerrel nyert koradatok a Baradla-Domica-barlangban (Kessler H. térképén ábrázolva)

Fig. 7: Age data gained from U-Th serial method in the Baradla-Domica cave (represented on the map of H. Kessler)

A Münnich-táró üledékretegei közé beágyazódott cseppköpad fordított mágnesezettségű alsó szakasza az urán-sorozatos kormeghatározás alapján 114-115 000 éves.

A fordított polarizációjú szakaszt a "Blake eseménnyel" lehet párhuzamosítani, amit kínai löszterületeken ZHU *et al.* (1994) írt le 117,1 plusz-mínusz 1,2 és 111,8 plusz-mínusz 1 ezer év közötti korról.

Barlanggenetikai következtetések

Az elmúlt években a Baradlában a kitöltés anyagaiból és a cseppkövekből vett mintákon végzett különféle kormeghatározási módszerek alapján kapott koradatok ugyan látványosan szaporodtak, de még nem elegendőek ahhoz, hogy azokból messzemenő következtetéseket vonhassunk le a barlang kialakulásának korára vonatkozóan. A rendelkezésre álló kevés koradat alapján azonban az már megállapítható, hogy a barlang kitöltései fiatalok. A Brunhes–Matuyama határnál (0,73 Ma) mindenképpen fiatalabbak, a közbetelepedett cseppkőrétegek (flowstone) U–Th. izotópos vizsgálata alapján lényegesen fiatalabbak, nem érik el a 200 ezer évet. Ez egybecseng a

Domicában korábban mért értékekkel (PRUNER et al. 2000), és jó egyezést mutat a Baradla cseppkövein végzett U–Th. izotópos kormeghatározási eredményekkel (LAURITZEN–LEÉL–ŐSSY 1994), továbbá a Derek Ford–Zámbó László által mért de még nem publikált koradatokkal (Zámbó László szóbeli közlése). Az első szerzőpáros cseppkövön mért legidősebb koradata 119 ezer év (Petőfi koporsója az Oszlopok csarnokában), és hasonlóan alacsony korokat mért (100–150 ezer év között) D. Ford és Zámbó L. is. Ezek a koradatok a barlangi kitöltés, ill. a cseppkövek kialakulását viszonylag jól behatárolják. A kérdés csupán az, hogy a barlang folyosóinak kialakulása és a kitöltés, cseppkövek képződése között mennyi idő telt el. Jelenleg még az is kérdéses, hogy a jelenlegi kitöltést (cseppköveket is) közvetlen kapcsolatba lehet-e hozni az üregképződéssel, vagy annál sokkal később alakultak ki? Elképzelhető, hogy a barlangrendszer már a jégkor korábbi időszakában kialakult, de a barlangjáratokban lerakódott üledékeket egy csapadékosabb periódus árvizei kiszállították vagy áthalmazták. Talán egyszer ezeket is megtaláljuk. Mindenesetre vannak olyan morfológiai vizsgálatok és megfigyelések, amelyek az üregképződés idejét korábbra teszik (JAKUCS 1956, SÁSDI 1990, MÓGA 1999, ZÁMBÓ et al. 2002). Ezeket a kérdéseket a felszíni és felszín alatti üledékek további vizsgálatával, a vízhálózat kialakulásának és a felszínfejlődés menetének részletesebb megismerésével lehet megválaszolni.

IRODALOM

- HERCMAN, H.–BELLA, P.–GRADZINSKI, M.–GLAZEK, J.–LAURITZEN, S. E.–LOVLIE, R. (1998): Radioisotope dating and paleomagnetism of speleothems from the Demänovska Ladova jaskyna and geochronology of the Ivth evolution level of the Demänovsky Cave System (in Slovak).- Vyskum, vyuzivanie a ochrana jaskyn. Zbornik referatov: 9-15. Sprava Slov. Jaskyn, Liptovsky Mikulas.
- JAKUCS L. (1956): Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. - Földr. Közl. 80. 1. p. 25-39.
- KESSLER H. (1938): Az Aggteleki-barlangrendszer hidrográfiája. - Földr. Közl. 66. 1-3. p. 1-30.
- LAURITZEN, S.E.–LEÉL–ŐSSY SZ. (1994): Előzetes koradatok egyes Baradlai cseppkövekről. - Karszt és Barlang, 1994. évf. I-II. füzet, p. 3-8.
- 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.

PRUNER, P.–BOSÁK, P.–KADLEC, J.–VENHODOVÁ, D. –BELLA, P. (2000): Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku. Výskum, ochrana a využívanie jaskýň, zborník referátov z 2. vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 13-25.

SÁSDI L. (1990): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. - *Karszt és Barlang* 1. p. 3-8.

ZÁMBÓ L.–FORD, D.–TELBISZ T. (2002): Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő-negyvedidőszaki klímaingadozások tükrében. - *Földtani Közlöny* 132/különszám, p. 231-238. Budapest.



A MÁTYÁS-HEGYI-BARLANG ÜLEDÉKES KITÖLTÉSÉNEK VIZSGÁLATA¹

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest, Stefánia út 14. sasdi@mafi.hu

Abstract: The karstwater level decreased and the engulfments were active during the Lower Pleistocene when the Mátyás-hill cave was formed by mixing corrosion. At this time almost 100 per cent of the passages filled up with mainly fluvial sediments derived from the surface. The mineralization (calcite laminas) which was known from few places, happened during a later flooding term. The sedimentary infillings sank gravitationally into younger caves in a lower level in semi-wet condition. Remnant sediments stuck on the wall and calcite crust precipitated on the surface of the sediments marked the former level of the sedimentary infillings.

Kutatástörténeti előzmények

Az 1900-as évek elején kőbányászat során felfedezett, de nagyrészt 1948-ban feltárt, jelenleg 4700 m hosszú, 103 m mély barlang (napjainkban a Pál-völgyi-barlanggal összekötve 18,5 km) üledékes kitöltéseinek vizsgálata nem tekint jelentős múltra vissza. Az 1948-as feltárási munkák (Centenárisszakasz) során JASKÓ (1948) vizsgálta a barlangot geológus szemmel. Abban az évben megjelent publikációjában megemlítette, hogy több ponton - így a Kompsz-ág és Földgömb-terem - környékén (1. ábra) a járatokban kavicsokat tartalmazó, hordalék jellegű kitöltés található, melyben 1-2 dm vastag kavics- és agyagrétegek váltakoznak. Ezt követően a 80-as években GYURICZA (1983) a barlangban található agyagos üledékeket a szemcseel-oslás és derivatográfus vizsgálatai alapján kőzetoldási maradékként értékelte. KRAUS (1983) a Pál-völgyi-barlang kitöltését vizsgálva, az ottani kalcitlemez felhalmozódásokról úgy vélte, hogy azok egykori üledéken halmozódtak fel, majd az üledék - összecementált kalcitlemezekből álló tanúhidakat visszahagyva - 2-3 m vastagságban elhordódott. Az üledék jellege TAKÁCSNÉ BOLNER-nak (1980) a Nagyfalnál végzett megfigyelései alapján nem közvetlen a barlang feletti térségből származó patakhordalék. A barlangban található szürke agyagot nem sikerült a Kiscelli Agyag Formáció anyagából származtatni. Egy másik, barlangi feltáráásban talált szenesedett növényi maradványok elemzése az üledék felhalmozódásának idejét 6000

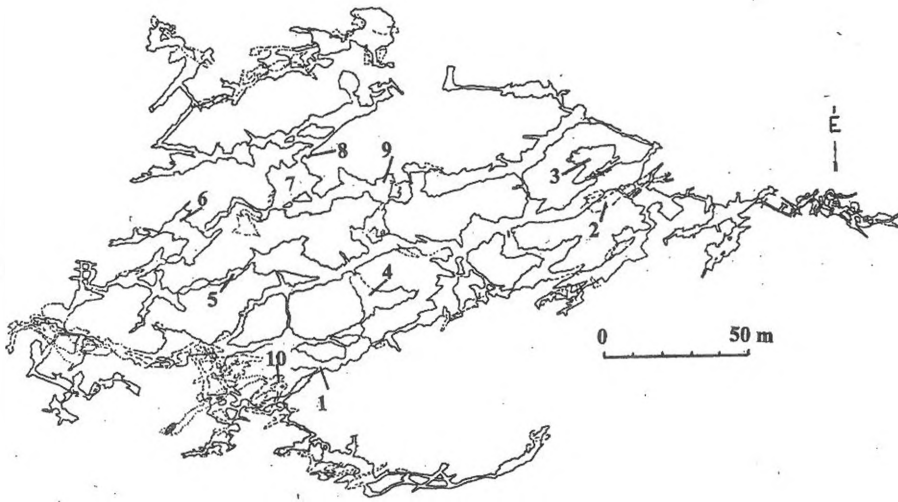
¹ készült a Karszt- és Barlang Alapítvány támogatásával

évvel ezelőttinél fiatalabbra datálta (TÓTH-TAKÁCSNÉ BOLNER 1988). Az üledékes felhalmozódások alapján NÁDOR (1991), majd SÁSDI (2001) egy átmeneti víznyelős fázist feltételezett a rózsadombi barlangrendszerek életében.

Vizsgálatok

Megfigyelések

Felkerestük az egykori Mátyás-hegyi-barlangban (1. ábra) azokat a pontokat, amelyeket már JASKÓ (1948) leírt. Itt valóban egyértelműen jól rétegzett hordalék található. Hasonlót lehetett tanulmányozni a Nagy-terem bejáratánál (Glória), ahol a mészkő-, márga-, agyag- és néhány kvarcit kavicsot tartalmazó üledék a járat főtájában helyezkedik el, valamint a Magas-folyosó főtájában is. A Vonalzó mellett kitöltés híd alakult ki, tetején kis állócseppkövel. A Petőfi-terem felé vezető járatban olyan kitöltés roncs látható, mely már cseppköves járattalra támaszkodik. A Gyuricza féle vizsgálati ponton (Sírgödör) azt sikerült megállapítani, hogy a sárgás-barna agyagban apró szemcsék találhatóak, az üledék nem hasonlít a barlang felsőbb szintjeiben ismert jól rétegzett üledéksorokhoz, annál finomabb szemű, nem jól rétegzett. A Geográfus-folyosóban a járat főtáján és az oldal-falakon agyagfoltok, agyagpettyek találhatóak, melyek csak úgy kerülhettek oda, hogy a folyosó teljesen ki volt töltve üledékkal, mivel falon szivárgó vizek nem hozhatták oda. A Geográfus-teremben és a Földtani Intézet-termében ugyancsak találhatóak a falakon magasabb helyzetben agyag-bevonatok, melyek odakerülése az előzőkhöz hasonlóan magyarázható. A Jaskó által az Agyagos-patak medrében talált mészkő-kavicsok alakjukat inkább oldódással nyerték, az általa feltételezett nagyobb, időszakos vízhozamú patak működésére utaló nyomokat nem sikerült a térségben találni, magasabb helyzetben sem (pl. Nagy-Travi).

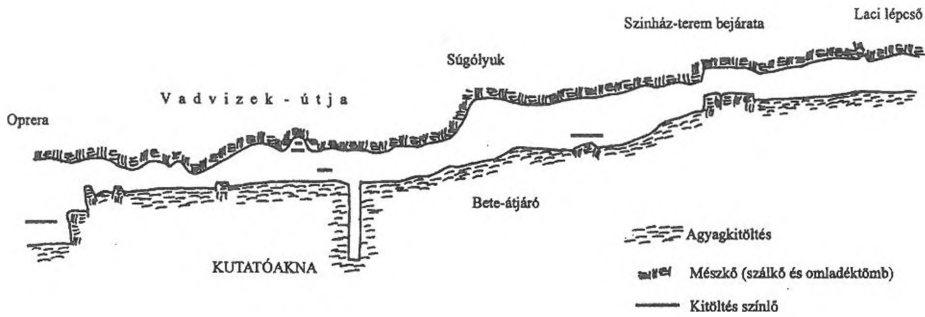


1. ábra Üledékek vizsgálati helyei a Mátyás-hegyi-barlangban

Jelmagyarázat: 1. Földgömb-terem 2. Geográfus-folyosó 3. Geográfus-terem 4. Földtani Intézet-terme 5. Toldy-ág 6. Dóm 7. Nagy-terem 8. Glória 9. Vonalzó 10. Sírögödör 11. Moby Dick-barlang

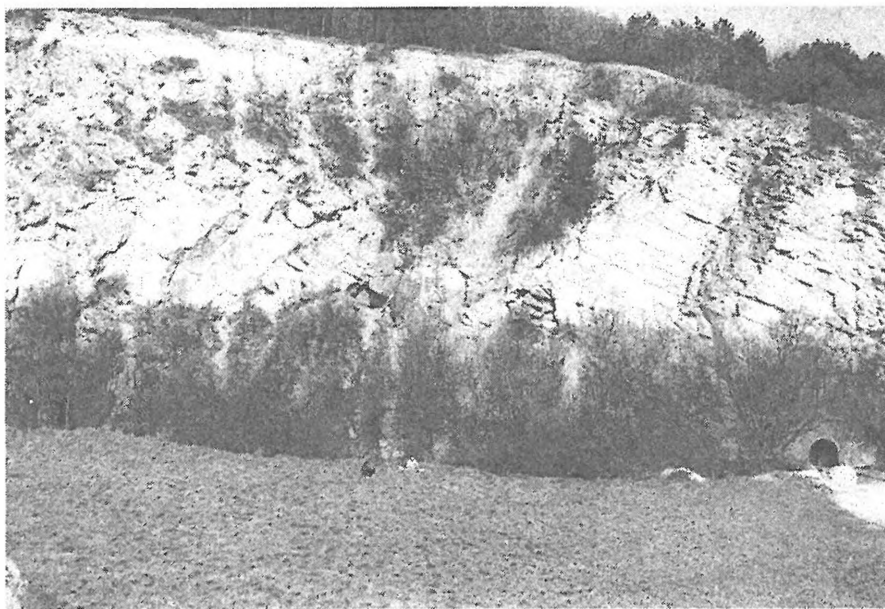
Fig. 1. The examination places of sediments in Mátyás-hill cave

Legend: 1. Globe hall 2. Geographic passage 3. Geographic hall 4. Hall of Geological Institute 5. Toldy branch 6. Cathedral 7. Large hall 8. Gloria 9. Ruler 10. Grave 11. Moby Dick cave



2. ábra Az Opera – Laci-lépcső közötti folyosó hosszszelvénye a kutatóaknával

Fig. 2. Horizontal section of passage between Opera and Laci stairs with test pit



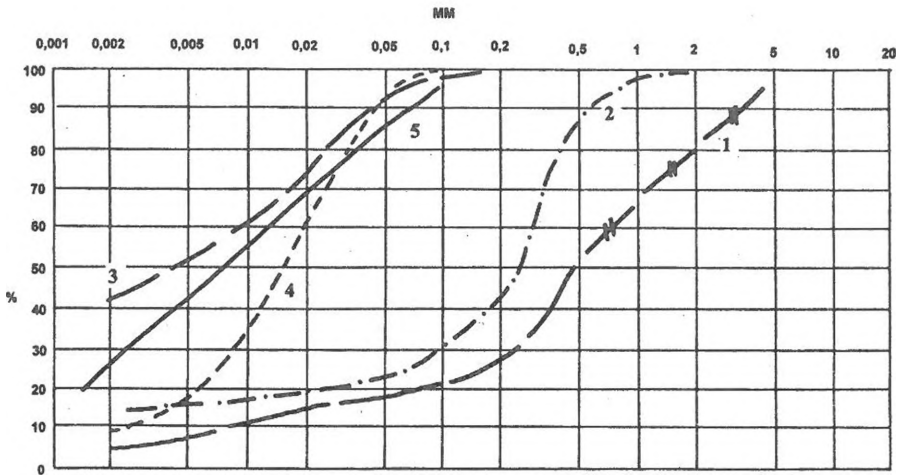
1. kép: Mátyas-hegy Nyugati kőfejtő (Középen a Moby Dick-barlang)
Picture 1. Mátyas-hill western quarry (Moby Dick cave is in the middle)



2. kép: A Moby Dick-barlang üledékes kitöltése
Picture 2.. Sedimentary infilling in Moby Dick cave



3. kép: Törmelékes durva homok a Moby Dick-barlang kitöltésének alján
 Picture 3. Clastic rough sand is in the bottom of the infilling of Moby Dick cave



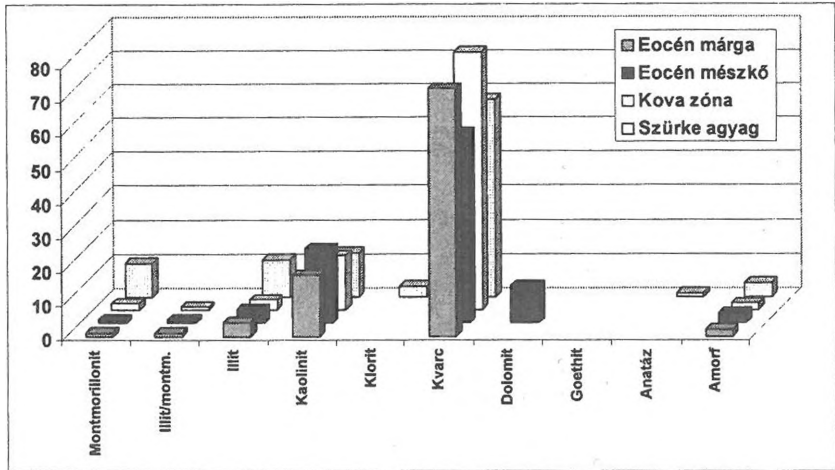
3. ábra: Mátyás-hegyi-üledékek szemcseeloszlásának diagramjai

Jelmagyarázat: 1. homok, Moby Dick-bg. (0,5 frakció felett összecementált szemcsék is) 2. homok, Nagy-terem.

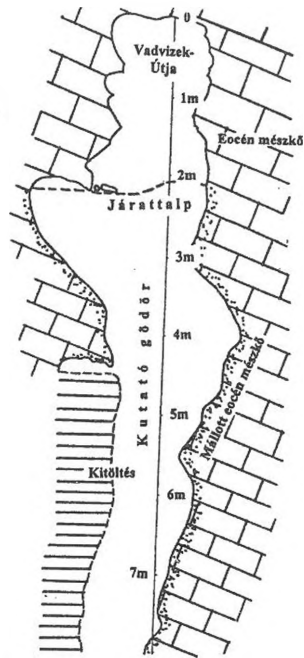
3. szürke agyag, Nagy-t. 4. kiscelli agyag F. 5. eocén mészkő oldási maradék

Fig. 3. Grain-size distribution diagram of sediments from Mátyás-hill

Legend: 1. sand, Moby Dick cave (cemented grains above 0,5 mm fraction too) 2. sand, Large hall 3. gray clay, Large hall 4. kiscelli clay 5. solution remnant of eocén limestone



4. ábra: Mátyás-hegyi üledékek RTG elemzésének eredménye
 Fig. 4. The result of X-Ray analysis of sediments from Mátyás-hill



5. ábra: A Mátyás-hegyi-barlang Vadvizek-útján létesült kutatóakna szelvénye
 Fig. 5. Section of test pit was created through Vadvizek way in Mátyás-hill cave

A Vadvizek-útja nevű részen, illetve a Színház-terem térségében a járatok oldalfalán több helyen találni kalcittal cementált kitöltés színlőket (2. ábra). Ezek a járó felszín felett 0,8 illetve 2,5 m magasságban helyezkednek el. Ez utóbbi alapján a járat egykor tetejéig ki volt töltve üledékekkel. Az Operától a Bete-átjáró alsó bejárata felé haladva egy hasadékbán jól látható, hogy az üledék - a járószint - egy szakaszon (Nagy átlépő) kb. 10 m mélységben található az eredetihez képest, vagyis itt az üledék mélyebb helyzetű járatokba került. Számos helyen megfigyelhető, hogy az egykori kitöltés a ferde összekötő járatokon át került a mélyebb szintekre (Földtani Intézet-terme, Geográfus-folyosó és -terem). A barlang felső részén jól felismerhetők az agyagban a tölcésrék, melyeken át a megsüllyedt anyag lefelé vándorolt (Névtelen-folyosó).

A kitöltések a barlangban az alábbiak:

- Az első típust a már hordalék jellegű rétegek jelentik. Legszebb, és egyik legteljesebb feltárás a köfejtőben - a mai Mátyáshegyi-barlangon kívül, de egykor hozzá tartozhatott - az I-es bejárat fölötti Moby Dick feliratú üregben (1. kép) található. A kb. 2 m vastag kitöltés ferde rétegzettségű, benne agyagos-homokos-közetörmelék rétegek találhatók (2. kép). Legalul törmelék durva homok települ (3. kép), közvetlenül a mállott kőzet felszínére, illetve barit telérre. A törmelékanyag elsősorban eocén kőzetek anyagából (mállott mészkő és márga, kovazóna) áll. A kavics-anyagban tűzkő- és jól koptatott kvarcit kavics, valamint limonit gumók és limonitosodott pítit telér, valamint kimállott kagylóhéjak darabjai találhatók. A homok frakcióban (3. ábra) 2-3 mm-es kvarcit kavicsok sűrűn helyezkednek el, koptatottságuk mértéke igen jó. KÖRPÁS (1998) vizsgálatai alapján az üledék eocén-oligocén nannoplanktonot tartalmaz (ami a környezetet, és így az anyag származását illetően nem meglepő) és emiatt eocén korú kitöltésnek tartja. Az üledék felső részében szerinte pleisztocén csigák találhatók. Ez utóbbi adat, valamint a kitöltés bázisán ismert, anyagok (pirit, limonit, kovazóna anyaga, kvarcit kavics) cáfolják a kitöltés eocén korát, annak felhalmozódását lényegesen fiatalabb időszakra teszi. Ennek oka, hogy az említett kőzet-anyagok egy része egyáltalán nem, illetve az ásványok nem fordulnak elő ilyen szemcseméretben az eocén üledékekben. Számottevő adat, hogy az üledék tetejében vékony kalcitlemezekből álló felhalmozódás ismert. A kalcitlemezek feletti üledékben a nagy kavics és közetörmelék tartalom megnő, a szem nagyság szemmel láthatóan erősen durvul. Hasonló üledék ismert a Glória főtéjében, ahol a ritkán előforduló 0,5 - 1 cm-es kvarcit kavicsok és az agyagtartalom mellett a hordalék anyagának zömét eocén kőzetkavicsok különböző mértékben koptatott darabjai képviselik.

- A második típust a több helyen ismert szürke agyag-finom homok előfordulás jelenti (Opera, Nagy-terem). A szürke szín csak az alsóbb rétegekre jellemző, a felső, felszíni-felszínközeli részei világosbarnás színűek (pirittartalom oxidációja ?). Az anyagból eddig az üledék származására, korára utaló ősmaradvány nem került elő. Amíg az alapkőzet (mészke, márga, kovazóna) oldási maradékában a RTG vizsgálatok alapján az agyagásványok között a kaolin az uralkodó (4. ábra), addig a szürke agyagban számottevően magasabb az illit és montmorillonit mennyisége. Ez a pannon agyagos homokos üledékekre jellemző, mely jelenleg a hegységi területen ismeretlen, feltehetően lepusztult. Ebből a lepusztult anyagból lehet származtatni a barlangban előforduló kvarcit anyagú kavicsokat is, melyek a Ferenc-hegyi barlangban is ismertek, a barlang kialakulását megelőző hasadékba kerüléssel. Ugyancsak ennek maradványának tekinthető a Rozmaring kőfejtő tetejében ismert aprókavicsos homok foszlány. A területen ismert tardi agyagban ugyan-csak uralkodó a kaolinit, de mellette szericit-illit a jellemző. A térségben ugyancsak jelenleg is előforduló kiscelli agyagban az illit és klorit a jellemző, elenyésző kaolin tartalom mellett (JÁMBOR *et al.* 1966, BÁLDI 1983).
- A barlangi üledékek harmadik típusát egy rétegmenten, helyenként egyveretű sötétbarna agyag képezi. Ennek típusfeltárása a Vonalzónál ismert, kis állócseppkövel a tetején. A Petőfi-terem felé az oldalfalon jól látható, hogy bekerülését cseppkövesedés előzte meg. Kavicsokat nem tartalmaz, jellegét tekintve inkább szivárgó vizekkel bemosódott üledék. A Toldy-ágban a bontási szelvényben vékonyan rétegzett világosbarna agyag látható, jellege alapján szintén szivárgó vízi bekerülésű, s ilyennek minősíthetők a Színház-terem, Földtani Intézet-terme, Geográfus-teremben levő üledékek is.
- A negyedik üledék típus hasadékkitöltés, melynek legszebb feltárása a barlang ÉNy-i részében (Dóm) ismert. A barna agyagos üledékben 2-5 cm-es szögletes, a már említett, makroszkóposan a szürke agyaghoz hasonló szürke agyagtörmelék található az eocén kőzetek törmeléke mellett.

Kutatóakna segítségével végzett vizsgálatok

A járatok vizsgálata alapján szükségessé vált az üledék rétegeinek jobb megismerése. Ennek érdekében 1997-ben Kraus Sándor segítségével a Vadvizek-útja nevű szakaszban egy 5,5 m mély kutatóaknát mélyítettünk (5. ábra). Ennek vizsgálata további érdekes adatokat szolgáltatott.

A kutatógödör déli oldalát a járat fala alkotta. Lefelé haladva a kőzetfal kb. 3-5 cm vastagságban mállott volt, kézzel kaparható (a szabad járat

fala nem !). Az akna É-i oldalát az üledékrétegek alkották, így térben lehetett követni a rétegek dőlését. A felső szakaszon egyveretű rétegzetlen agyag alkotta a rétegeket, csak a felszín közeli 1-2 cm-ben voltak lapos kavicsok. Az agyagban csak színeződést (világos szürke - világos rozsdabarna) észleltünk. Három méterrel lejjebb már az agyag és finomhomok rétegek váltakozása volt megfigyelhető, ez a rétegzettség a kutatógödör aljáig követhető volt. Olykor vöröses-rozsdabarna homok is előbukkant, mely a Szépvölgyben ismert feltárások (Erdőhát-út) anyagához hasonlít. Fekete és fehér agyagrétegek is váltakoztak 1-2 mm-enként, az alpi varvokkal mutatnak hasonlóságot. Az alsóbb rétegekben számos, 1-2 cm-es márgakavics is előfordult, helyenként pedig a kőzetből kimállott kagylóhéj törmelék (Pecten). Néhol egyértelműen apró vetőket lehetett látni az üledékben, az elvetései magasságok 0,5 - 3 cm közöttiek voltak. A vetősík dőlésiránya mindig a járat függőleges tengelysíkja felé irányult, a rétegek uralkodó dőlése (0-15°).

Más barlangban végzett megfigyelések

A Mátyás-hegyi-barlangi tapasztalatokat más barlangokban végzett megfigyelésekkel sikerült kiegészíteni. A Szemlő-hegyi-barlangban az Oldalfolyosóban láthatók a Mátyás-hegyi-barlangihoz hasonló cementált kiválásszínlők, a borsókő és kalcitlemez képződmények ezek felett helyezkednek el. A Pál-völgyi-barlangban a Meseországban jól láthatók a kb. 210 m-es szinten levő kalcitlemez felhalmozódások, jelenleg ezek alatt lehet haladni. Az itt 1-2 cm vastag kalcitlemez sok helyen teljesen kitölti a rendelkezésre álló helyet. A Boszorkánykonyhánál jól rétegzett patakhordalék tanulmányozható 1 m vastagságban, benne szürke agyag és barna homokos-kavicsos rétegek váltakoznak. A Ferenc-hegyi barlangban ugyancsak jól látható, hogy a légtéri keletkezésű borsókő képződmények üledékfelszínre is rárakódtak, a kiválás alól az üledék kimosódott. Itt borsókő színlők láthatók, lejtésük alapján egyértelmű, hogy a hasadékok kereszteződésében behullott törmelékre rakódtak rá, a törmelék azóta lejjebb zökkent. Az I-es II-es főhasadék közötti átjáróban egyedi előfordulásként 3 m magasságban látunk kitöltéshidat. A barlangban a szivárgó vizek általi fiatalabb, és az idősebb bekerülési szürke agyag egyaránt megtalálható.

Következtetések

A Mátyás-hegyi-barlangban végzett megfigyelések adatai alapján a barlang feltehetően alsó-pleisztocén időszak kiakadását (üregesedését) követően

egy igen jelentős víznyelős működési fázis történt. Ez a terület átmeneti kiemelkedésének köszönhető, melyet intenzív felszíni lepusztulás kísért. Ennek során egyes járatok felszínre nyíltak, s elkezdődött az akkor már létező Szép-völgyön át a Kecse hegy – Újlaki-hegy - Fenyőgyöngye környéki terület eocén mészkő és márga, oligocén agyag, pannon homok és kavics, futóhomok üledékeinek áthalmozása, behordása, barlangon belüli felhalmozódása. Ebben az időszakban a karsztvíz szintje jóval lejjebb helyezkedhetett el, mivel az üledék a 210 m-en levő szinttől a 160 m-es szintig megtalálható. Ezt egyrészt az a feltevés támasztja alá, hogy ha vízzel kitöltött lett volna a járatrendszer, akkor a víz alatti szinteken nem tudott volna a szállítási energia működni, mélyebb szintű járatokba a kavicsok csak zagyárral kerülhetek volna be, ennek jellegzetességeit azonban egyelőre nem sikerült felismerni. A barlangjáratok az agyagbevonatok, színlők alapján szinte teljes mértékben kitöltődtek az üledékekkel. A kitöltődés feltehetően nagyon gyorsan játszódhatott le, talán nem volt szükség hozzá évezredekre sem. A színlőkkel jelzett egykori kitöltés felszínének cementálása szivárgó vizekből kivált kalcittal történhetett, felszín felől. Nem bizonyítható egyértelműen, hogy ugyanabban a járatban különböző szinteken előforduló kiválásszínlők időben hogyan következnek egymás után, melyik a fiatalabb, mivel nem zárható ki többszöri víznyelős működési fázis. A Moby Dick-barlangban az üledéksor alapján két eróziós fázis mutatható ki, ami eltérő vízhozamokra, szállítási energiákra utal.

Az első kitöltődési folyamat után egy karsztvízszint emelkedésnek kellett történnie. Ezt követően keletkeztek azok az ásványkiválások, melyek a 210 m-es szinten találhatók meg kalcitlemez felhalmozódások formájában. Ezek természetesen csak üledékmentes üregekben rakódhattak le a járatok falára, illetve az üledék tetejére, így a barlangjáratok nagy részében az ásványkiválások bevezetőben említett hiánya az üledékes kitöltöttségnek tulajdonítható. Nyom nélküli visszaoldódást ugyan el lehet képzelni, amennyiben hosszú időre az ismert – visszaoldást nem tükröző - kalcitlemez alatti (kb. 205 m tszf.) vízszinttel állt be a karsztvíz de valószínűsíteni nehéz, mert az üregekben egy visszaoldási szintet kellene tudni kimutatni, felette a falakon képződményeket. Ilyet jelenleg nem ismerünk.

Az ásványkiválási fázist követően ismét karsztvízszint csökkenés következett be, s a kalcitlemez felhalmozódások feletti, kissé más jellegű üledék alapján újabb víznyelős működés történhetett, amire a már durva hordaléktól mentes agyagos üledékek utalnak. A karsztvízszint alatti (freatikus) üregesedés mélyebb szinten folytatódott, s ezek az alsóbb szintű újabb járatok teremtették meg a lehetőséget az üledék számára a nem csak

víz általi szállítással történő gravitációs áthalmazáshoz. Ez a folyamat félig nedves állapotban következett be az alsó üregek "leszívó hatása" következtében. Az üledék tetejének a jelenlegi járószingig történő süllyedés során a tektonikai elmozdulásokhoz hasonló mikrofolyamatok játszódtak le a kitöltés belsejében, néhány cm-es nagyságrendű vetőket létrehozva.

A süllyedési folyamat alatti és/vagy utáni újabb víznyelős működésre utalnak a járószingen levő kavicsok, valamint az egykori cementált felületek feltöredezett anyagának elhordódása, mely csak törmelék formájában, jelentős energiájú vízfolyások hatására következhetett be. A későbbi szivárgó vizek is jelentős anyagot juttathattak a járatokba, de ezek is lejjebb süllyedtek az idősebb anyaggal együtt, annak fedőjeként. Ezek az üledékek már nem tartalmaznak kavicsanyagot, ez különbözteti meg a hordalékoktól.

További vizsgálatok dönthetik el, hogy az első - alsó-pleisztocén - vízszintingadozás (210 m - 160 m tszf.) ténylegesen ilyen jelentős mértékű volt-e. Bár ekkora \pm ingadozás elképzelhető (az almásneszmélyi Csokonai-forrásnál fúrással 35 m vastag édesvízi mészkövet tártak fel, mely jelenleg a Duna hordalékával fedett !). A második nagy vízszintsüllyedés utáni csökkenések (160 m tszf. magasság alá) csekélyebbek, folyamatosak lehetnek.

IRODALOM

- BÁLDI T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. - Bp. 1983, Akadémia Kiadó, Budapest.
- GYURICZA GY. (1983): Barlangi üledékek vizsgálata a budai Mátyáshegyi- és Pálvölgyi-barlangban. - NME közleményei, I. sor. 28. köt. 3-4. f. p. 217-230.
- JASKÓ S. (1948): A Mátyás-hegyi-barlang. - Beszámoló a MÁFI vitaüléseinek munkálatairól. 1948. p. 131-155.
- JÁMBOR Á.-MOLDVAY L.-RÓNAI A. (1966): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához, L-34-II. Budapest. - MÁFI kiadvány.
- KÁRPÁT J. (1983): A Mátyás-hegyi-barlang. Magyarország barlangtérképei 4. - MKBT kiadvány.
- KRAUS S. (1983): A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. - Karszt- és Barlang 1982. p. 29-34.
- KORPÁS L. (1998): Paleokarst. Studies in Hungary. - MÁFI kiadvány.
- NÁDOR A. (1991): A Budai-hegység karsztjának fejlődéstörténete. - Doktori disszertáció, Kézirat.

- NÁDOR A. - SÁSDI L.* (1992): A Budai-hegység karsztjának fejlődéstörténete. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. - *Karszt- és Barlang*. 1991. I-II. p. 3-10.
- SÁSDI L.* (2001): A Budai-hegység karsztjának fejlődéstörténete. Termális hatást tükröző paleokarsztok. - *Karszt- és Barlang* 1993. I-II. p. 39-46.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1981): Új feltárások a Pál-völgyi-barlangban. - *Karszt- és Barlang* 1980. p. 87-92.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1988): Újabb jelentős feltárások a Pál-völgyi-barlangban. - *Karszt- és Barlang*. 1987. I-II. p. 3-8.
- TÓTH M.-TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1990): Üledékek vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. - A Bekey Barlangkutató Csoport jelentése az 1989. évi munkáról, Kézirat.

BARLANGI JÉGKÉPZŐDMÉNYEK KORÁNAK ÉS FEJLŐDÉSÉ- NEK VIZSGÁLATA IZOTÓPOS ELEMZÉSEK ALAPJÁN¹

KERN ZOLTÁN²-NAGY BALÁZS²-FÓRIZS ISTVÁN³-
KÁZMÉR MIKLÓS⁴-SZÁNTÓ ZSUZSA⁵

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék; Budapest 1117 Pázmány Péter sétány 1/c; kernzoli@freemail.hu

³Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriuma; Budapest 1112 Budaörsi út 45

⁴Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék; Budapest 1117 Pázmány Péter sétány 1/c

⁵Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet; Debrecen 4026 Bem tér 18/c

Abstract: The thousand year-old cave ice records information about the Late Holocene environmental changes. Isotope studies are proxies to reveal frozen information. Using ^3H – ^3He and radiocarbon methods few individual ice layers were dated. Furthermore, short term (2.7 c m/y) and long term (0.79–0.9 c m/y) growth rates were calculated. The two growth rates show a ratio of cca. 3:1. Identifying the strata of impurities the different ice producing periods are separated. So the $\delta^{18}\text{O}$ – curve of ice core, which can represent maximum 850 ± 50 years long duration, is divided into intervals according to freezing age.

Bevezetés

A barlangi üledékek között egyedi típust képviselnek az egész évben fennmaradó jégképződmények. A jég ilyen hosszú időn keresztül történő megőrződésének éghajlati, hidrográfiai és morfológiai feltételei vannak. A jellegzetes ventillációs ciklus alapján a jeges barlangok két típusát különböztetik meg.

Dinamikus barlangok

A morfológiai feltétel az, hogy több bejárattal rendelkezzen a barlang. A bejáratok között hőmérsékletkülönbség, és ezáltal légnyomáskülönbség lépjen fel, mely állandó légáramlást biztosít a barlangon belül. A légnyomáskülönbség származhat a bejáratok különböző tengerszint feletti magasságából (LAMBERT 1967), de okozhatja a bejáratok eltérő kitettsége is. Ilyen hely-

¹ a tanulmány T43666 sz. OTKA pályázat támogatásával készült

zetben mindig a viszonylagosan hidegebb oldalról történik a levegő beáramlása, és ha a beáramló levegő hőmérséklete az év nagy részében negatív, akkor ez a barlangban szintén fagyponthoz alatti hőmérsékletet tarthat fenn. Ilyen körülmények között a járatrendszerbe kerülő víz – mely elsősorban, a felszíni vizek beszivárgásából származik – megfagy és felhalmozódik.

Statikus barlangok

Földalatti üregekben akkor is felhalmozódhat, és hosszú időn át megőrződhet a jég, ha csak egy bejáratral rendelkezik a barlang, és a felszíni hőmérséklet az év nagy részében pozitív, sőt jelentősen magasabb nulla foknál.

Ez az eset akkor áll fenn, ha a járatok a bejáratától lejtjenek a barlang belseje felé, így a téli időszakban a hideg – és nagyobb sűrűségű – külső levegő beáramlik a barlangba, és lehűti a belső teret (*RACOVİȚA-ȘERBAN*, 1990).

Az éghajlati feltételek azt jelentik, hogy a téli időszakban olyan hideg levegőnek olyan hosszú időn keresztül kell a barlangba áramlania, amely eléggé lehűti a rendszert ahhoz, hogy a keletkezett jég ne olvadjon el teljesen. Ha a hideg felhalmozódásának morfológiai és fizikai feltételei adottak, akkor már csak kedvező hidrológiai viszonyokra van szükség a jég megjelenéséhez (*HALAŠ* 1980). Ez azt jelenti, hogy a barlangba víznek kell bejutnia, ami megfagyhat, hiszen ha nem jut víz a lehűlt, illetve lehűlő üregbe, akkor az csak egy hideg mikroklimájú, száraz hely marad. Ámde csak annyi víznek szabad érkeznie, amennyi még nem melegíti fel nagyon az üreget (*HALAŠ* 1984).

Bár a barlangi jégfelhalmozódás és a külső klíma elemeinek kapcsolatát több munkában is részletesen vizsgálták (*TERLANDAY* 1899, *ȘERBAN et al.* 1967, *RAJMAN et al.* 1987, *RACOVİȚA et al.* 1987, *RACOVİȚA-ȘERBAN* 1990, *OHATA et al.* 1994a, *OHATA et al.* 1994b), a fenti általános megfogalmazást, azaz hogy a különböző földrajzi szélességeken és tengerszint feletti magasságokban mi az elegendő lehűlés, és mennyi tekinthető elégséges vízutánpótlásnak, még nem sikerült tisztázni.

A jégképződés folyamata statikus barlangokban

A jégképződés szempontjából egy éves hosszúságú periódus a jégképződés két azonos fázisa között eltelt idő – ez a Kárpátokban például két jéggyarapodási ciklus közti időszak, amely májustól-májusig tart (*RACOVİȚA-CRACIUN* 1970, *RACOVİȚA-ȘERBAN* 1990) – és három “évszakra” osztható (*RAJMAN et al.* 1987, *OHATA et al.* 1994a).

Lehülési fázis

Fő jellemzője, hogy a külső hőmérséklet negatív, és a barlangban nincs folyékony halmazállapotú víz. Ha a külső hőmérséklet alacsonyabb, mint a barlangi, akkor a fajsúly-különbség miatt a járatokba befele indul meg a levegő áramlása. A hideg levegő lehűti a barlang légterét, és ami még fontosabb, a járatrendszer falát, valamint a felhalmozódott jeget is. Ezekben raktározódik a hőenergia-hiány (magnövekszik a hőfelvevő képessége) – *RAJMAN et al.* (1987) szóhasználatával negatív energia – a többi fázisra.

Ha a külső hőmérséklet nem kisebb a barlangi hőmérsékletnél, akkor nem indul meg légbeáramlás (vagy a korábban működő leáll).

Jégeképződés egyik állapot alkalmával sem történik, sőt a lehülési fázis mindkét állapota jégfogyasztó fázisnak tekinthető a jég szublimációja miatt. A lehülési fázis novembertől az olvadás megindulásáig tart.

Fagyási fázis

Megjelenik a folyékony halmazállapotú víz (a külső hőmérséklet bármilyen lehet). Akár alacsonyabb a külső hőmérséklet, mint a barlangi, és így megindul a levegő beáramlása, akár magasabb, és szünetel a légáramlás, ebben a fázisban a jég fagyása a legmeghatározóbb folyamat. Ez a jégeképződés időszaka. Ennek a fázisnak a jellemző időtartama az olvadás kezdetétől május végéig tart. A jéggé fagyó víz tehát abból a vízből származik, ami ebben az időszakban a barlangba szivárog. Így a jéggyarapodáshoz szükséges vízutánpótlás a téli hócsapadék olvadásából és a tavaszi esőkből eredhet.

Olvadási fázis

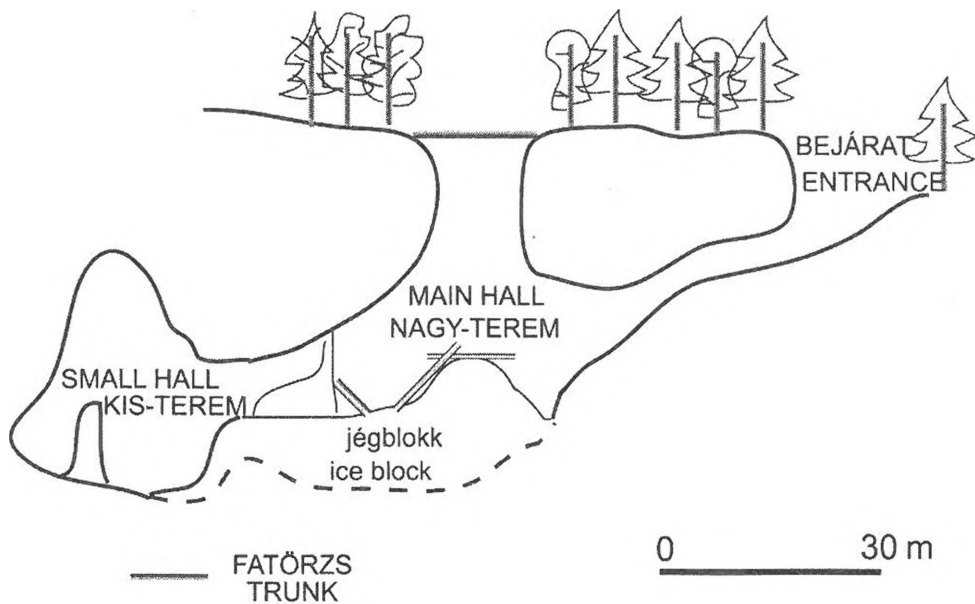
A külső hőmérséklet pozitív, a barlangi kevéssel 0 °C feletti. Kialakul egy termikus határfelület a barlang és a külső környezet között. A rendszer a határfelület mentén lezajló hőcsere és a beérkező víz által szállított hőenergia révén melegszik, ezért sor kerül az előző fázisban keletkezett jég egy részének (esetleg egészének) olvadására. Ilyen állapotok uralkodnak májustól az első őszi fagyok beköszöntéig, azaz kb. novemberig.

Az Eszkimó-jégbarlang

Az Eszkimó-jégbarlang (Ghețarul Focul Viu, 46° 40' N) a Bihar-hegységben 1120 méter tengerszint feletti magasságban helyezkedik el (*1. ábra*).



1. ábra Az Eszkimó-barlang elhelyezkedése.
 Figure 1: The location of Ghețarul Focul Vii



2. ábra: Az Eszkimó-barlang hosszmetsete
 Figure 2: Longitudinal section of Ghețarul Focul Vii

A lejtősen megközelíthető bejárat az első ún. Nagy-terembe vezet, melynek nagyobb részét jég tölti ki. Innen ereszkedhetünk tovább a hátsó, ún. Kis-terembe (2. ábra). A barlang hossza megközelítőleg 100 méter, legnagyobb szélessége 30 m. A bejáraton kívül a Nagy-terem felszakadt mennyezete is kapcsolatot jelent a külvilág felé. A beszakadt mennyezet teremtette meg azt a különleges helyzetet, amely figyelmünket az Eszkimó-barlangra irányította. Ugyanis a mennyezeti nyíláson át a csapadék és a nyílás peremén álló, majd kidőlő fák a barlangba hullnak. Így a Nagy-teremben – a korábban vázolt statikus barlangi jégképződés folyamatával – kialakult egy 14 méter vastagságúra becsült jégkitöltés. Továbbá a behullott fatörzsek a jégben és a jég felszínén jóval hosszabb ideig megőrződnek, mint a felszíni körülmények között.

Módszerek

Mintagyűjtés

Az Eszkimó-jégbarlang 14 méter vastag padozati jégébe 2001 novemberében egy 7,6 méter mély furást mélyítettünk egy erre a célra kialakított, talajfúróhoz csatlakoztatható, saját tervezésű fúrófej segítségével. A fúrómagokat 2 – 8 cm hosszú darabokra szeleteltük a helyszínen, és zárható műanyag tasakokban szállítottuk az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumába oxigénizotópos vizsgálatra.

A barlangban található nagy mennyiségű famaradványból többször is vettünk mintát. A fúrómagban 6,67 m mélységben megjelent famaradványon, és egy, a jégfalból 11,1 m mélységben kiálló ágdarabon radiometrikus kormeghatározás történt. 2002 februárjában a jégpadozat felszínétől számított 0,4–0,5 m, 2,95–3,05 m és 3,95–4,05 m közötti tartományából trícium izotópos vizsgálatra vettünk mintákat. Ezt a két mérést az MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriumában végezték el.

Mintafeldolgozás

A jégminták elolvadása után az oxigénizotópos összetételt a következőképp mértük meg. Mintánként 5 ml vizet tettünk 25 ml-es menetes nyakú edényekbe, 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 tömeg-

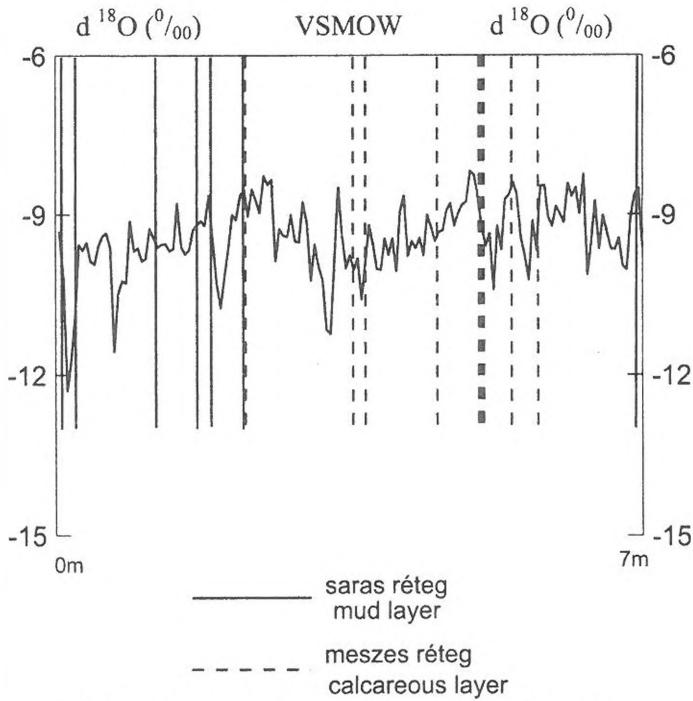
spektrométeren megmértük mind a laborszterd-vízzel, mind a vízmin-tákkal izotópegyensúlyba került széndioxid stabil izotópos összetételét. Az *EPSTEIN-MAYEDA* (1953) által közölt mérési eljárás többszörösen módosí-tott változatát (*FÓRIZS* 1995) alkalmaztuk. A mérés hibája $\pm 0,1\%$. Az eredményeket a 3. ábra mutatja.

A hidrogén radioaktív izotópja, a trícium természetes úton, a légköri ^{14}N , és kozmikus sugárzásból származó neutron kölcsönhatásából jön létre a $^{14}\text{N} + n = ^{12}\text{C} + ^3\text{H}$ magreakció során. Részben mesterséges eredetű is, sőt a légköri termonukleáris robbantások – beszüntetésükig – a természetes úton keletkező trícium mennyiségének több ezerszeresét juttatták a légkörbe, és ezáltal a XX. században a legfontosabb tríciumforrásnak tekinthetők. De az atomerőművekből, valamint az iparból is kerül mesterséges eredetű trícium az atmo- és hidroszférába. A trícium negatív β -bomló izotóp és stabil ^3He atommá alakul. Felezési ideje 12,43 év.

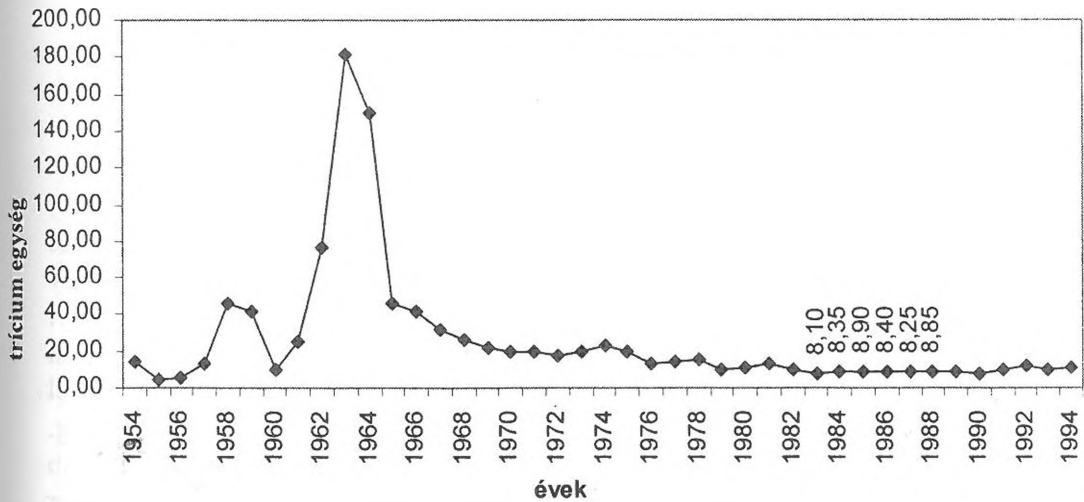
A trícium koncentrációjának mérésére a ^3H - ^3He módszert alkalmaz-tuk, vagyis a vízminták trícium tartalmának meghatározását a trícium bom-lásából származó hélium tömegspektrométeres mérésére vezettük vissza. A trícium koncentrációját TE (trícium egység) egységben adtuk meg. 1 TE a koncentrációja a tríciumnak, amennyiben a T/H arány 10^{-18} .

A módszer alkalmazása során a vízmintát ledesztilláltuk, kigázosítot-tuk, majd néhány hónap elmúltával megmértük az időközben összegyűlt hélium mennyiségét. A hélium mennyiségét száraz levegőre kalibrált ne-mesgázizotóp-aránymérő tömegspektrométerrel (VG 5400) mértük.

A famaradványok radiokarbon kormeghatározásához a mintákat a karbonát és a szerves huminsavak kioldásával készítettük elő. A mérések alacsony háttérű mérőhelyen, passzív védelemmel, antikoincidencia védő-számlálóval ellátott gázproporcionális számláló segítségével történtek. A mért ^{14}C koncentrációból meghatároztuk a konvencionális radiokarbon kort, majd a konvencionális korokhoz tartozó naptári korokat a RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.0 szoftverrel kalibráltuk (*STUIVERT et al.* 1993).

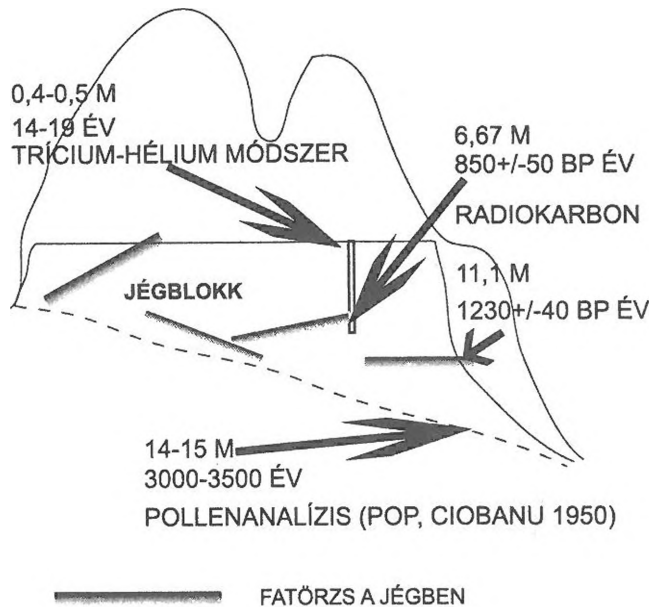


3. ábra Az Eszkimó-barlang jegéből nyert oxigénizotópos görbe
 Figure 3: Oxygen isotope curve of the ice core from Ghetarul Focul Viu cave



4. ábra: 1954 és 1997 közötti évek decembertől májusig figyelembe vett trícium értékeinek 2002-re vonatkoztatott két éves mozgó átlagai Budapesten (Süveges M. szóbeli közlése alapján)

Figure 4: Biannual running mean of tritium content in the period December-May of the years 1954-1997 calculated to 2002 at Budapest (Süveges, M. pers. comm.)



5. ábra Az Eszkimó-barlang padozati jegéről összegyűlt adatok.
 Figure 5: Dated depth of the ice block in Ghețarul Focul Viu

Következtetések, az eredmények értékelése

A jég gyarapodása

A trícium értékeket a következőképp értelmeztük. A budapesti² csapadék – 1954-től a prognosztizált, illetve 1977-től a mért (SÜVEGES 2000, személyes közlés) – átlagos trícium tartalmának havi felbontású adatsorából januártól májusig vettük figyelembe az értékeket hozzájuk véve az előző év decemberének értékét, és ezt átlagoltuk³. Majd kiszámítottuk, hogy mennyi lenne az egyes évekből származó minták trícium tartalma 2002-ben. Ezután pedig rendre, az egymást követő évek értékeinek átlagát számítottuk, mivel a vizsgálathoz vett jégréteg képződéséhez körülbelül két évre van szükség. A kapott görbét a 4. ábra mutatja be. Azt elfogadhatjuk, hogy a kisebb mélységből származó minta fiatalabb kell, hogy legyen. A 0,4–0,5 méter

² Azért alkalmazhatjuk a budapesti értékeket a bihari adatok értelmezésekor, mert a trícium csapadékban való eloszlását tekintve a két terület azonos zónába esik (DONEY, S. C. et al. 1992).

³ Tekintettel arra, hogy ennek a hat hónapnak a csapadékból származik egy adott évben a jéggyarapodás.

közötti tartomány trícium tartalma $8,40 \pm 0,17$ TE-nek adódott. A görbénken ehhez elfogadhatóan közel eső értékeket 1983 és 1988 között találunk (4. ábra), ez alapján a 0,4–0,5 m közti jég 14–19 évesnek mondható. Az évi növekedés átlagos értéke 2,7 cm/év. A 2,95–3,05 méter, és a 3,95–4,05 méter mélység közötti jég trícium tartalma $4,40 \pm 0,10$ TE és $5,26 \pm 0,11$ TE volt. Ezeket az értékeket nem sikerült a 4. ábra görbéjével megfeleltetni.

A 3–4 méteres mélységben a légköri termonukleáris robbantások kezdeténél idősebb jégre számítottunk. Az atombomba robbantások előtti időben a csapadék természetes tríciumtartalmát a szakértők 5 TE-re becsülik. Ez az érték mára – a 12,43 éves felezési idő miatt – jelentősen lecsökkent, maximum néhány tized TE lehet. A mélyebb rétegekben ezért nem vártunk 0,5 TE-nél nagyobb értéket.

Két esetleges magyarázatot tudunk megfogalmazni a kapott magasabb értékek okaként. Az egyik az, hogy a mélyebb rétegek keletkezési ideje korábbra tehető, mint amekkora intervallumra megbízhatóbb, mérésen alapuló adatok álltak a rendelkezésünkre. Ez azt jelentené, hogy a jég nagyobb mélységben is viszonylag fiatal. A másik magyarázat az, hogy a minták begyűjtésekor a fosszilis jég recens jéggel keveredett, és ez eredményezte a magasabb értékeket. A hipotézisek igazolására, vagy cáfolására ellenőrző vizsgálatok elvégzése szükséges

A fúrásból 6,67 m mélységből előkerült fa 850 ± 50 BP évesnek (cal AD 1160–1260) adódott, míg a 11,1 m mélyről származó ág 1230 ± 40 (BP) évesnek (cal AD 720–730 vagy 750–870) mutatkozott. A kapott korok tulajdonképpen a befoglaló jég korának jó közelítéseként kezelendők. Ugyanis az nem fordulhat elő, hogy a jég idősebb legyen, mint a fa, mert a jégben süllyedni nem tud a belefagyott fatörzs. Másrésztől lényegesen fiatalabb se lehet a jég, mert ha már belekerült a fa a jégbe, akkor együtt mozog vele, ha esetleg „fennakadna” a fatörzs, akkor a rá nehezedő nyomás összeroppantná a többszöri újrafagyástól leromlott megtartású törzset. Tehát csak annyival lehet fiatalabb a jég amennyi a fa eltemetéséhez szükséges idő. A fenti értékekből számítható növekedési ráta 0,78–0,9 cm/év.

A két növekedési ráta közötti arány 3:1. A 2,7 cm/év a rövidebb, míg a 0,78–0,9 cm/év a hosszabb időszakra érvényes növekedés ütemét jellemzi. Az eltérés pedig abból adódik, hogy míg a rövid időszakot vizsgálva a valódi növekedés értékét kapjuk meg, addig a hosszú időintervallum esetében a jégfogyás időszakait⁴ is beleszámítjuk a növekedési rátába.

⁴ A jégblokk felszínének több éven, évtizeden át történő csökkenésére gondolunk, nem a szezonálisan évente jelentkező olvadási fázisra.

A jég foygása

A jégfogyási periódusok a klíma melegedési eseményeihez kapcsolódnak. A téli időszak általános jellemzőiből számított Easton-féle hőmérsékleti koeficiens változásainak elemzésével a Bihar-hegység területére 1600-tól napjainkig a klíma három felmelegedési fázisát határozták meg (RACOVITA 1972, RACOVITA-ŞERBAN 1990), amelyek az alábbiak:

- XVIII. sz. eleje,
- 1897-1927,
- 1948-1985.

Azok a periódusok, amikor a jéggyarapodás éves egyenlege negatív, a jégblokk rétegződésében is jellegzetes nyomot hagynak. Az elolvadó jég-rétegekből a szennyeződés (por, növényi maradványok) egy rétegbe halmozódik. A mészkiválások is egykori olvadások emlékeiként értelmezhetőek. Hiszen jelenleg is megfigyelhető, amint a nyári szezonális olvadás időszakában a jégstalagmitok felületének, és a jégblokk felszínének apró mélyedéseiben összegyűlik az iszap-finomságú mész.

A fűrőmagból alkotott oxigénizotópos görbe nem mutatja egyértelműen azokat a rétegeket, ahol visszaolvadási időszakban történt anyaghiány lép fel. Ezért a magokon tett megfigyelések alapján helyeztük el az izotópgörbén a saras és meszes rétegek mélységét jelölő függőleges vonalakat (3. ábra).

Két vonal közötti tartomány két olvadási periódus között keletkezett jégből az olvadás által hátrahagyott réteg. Az izotópos görbénk tehát azért nem mutat nagy változásokat, mert tulajdonképpen csak a jéggyarapodásra kedvező időszakok csapadékvizeinek az izotópos összetétele jelenik meg benne, a jégfogyasztó időszakok, melyek eltérő izotópos nyomokat hagyhattak volna hátra, nem őrződtek meg ebben a speciális barlangi üledéksorozatban.

Összefoglalás

Az Eszkimó-barlang jégkitöltésének vizsgálata során több mélységből és több módszer alkalmazásával nyertünk koradatokat. Az eredményeket az 5. ábrán foglaltuk össze.

A jégfelhalmozódás évezredes történetében felhalmozódási, és olvadási (eróziós) periódusok váltogatják egymást. Ezek eredője szabja meg a jég fejlődésének dinamikáját.

A japán Fuji Fuketsu (36° 24'N, 1120 m) jégbarlangban 1985-86 közötti időszakra az éves nettó jéggyarapodás 38 kg/m² (OHATA *et al.* 1994a),

ebből magasságváltozásként kifejezve az éves növekményt, 4,2 cm/év értéket kapunk. Ez nagyságrendileg azonos az Eszkimó-jégbarlangban kalkulált rövidtávú növekedési rátával.

A Bihar-hegység egy másik jégkitöltéses barlangjában, a Skărișoarai-jégbarlangban (46° 29'N, 1150 m), a jégpadozat Kis-terem felé eső 18 méter magas jégfalából vett pollenmintákon végzett pollenanalitikai vizsgálatok alapján a jég maximális korát 3000 évre becsülték (POP-CIOBANU 1949). Ez alapján a hosszú intervallumra érvényes növekedési rátát számíthatjuk ki a Skărișoarai-barlang esetében. Az osztás után 0,6 cm/év eredményt kapunk, ez az érték viszont nem esik távol az Eszkimó-jégbarlangban számított hosszútávú rátától.

A fenti egyezések alapján megfogalmazhatjuk, hogy a közepes szélességeken, 1100 m körüli tengerszint feletti magasságban a barlangi jég képződésére vonatkozóan meg kell különböztetnünk egy hosszú és egy rövidtávú növekedési rátát. A két növekedési érték aránya pedig kb. 1:3.

Azok az időszakok, amikor a jégfelszínt többéves olvadás érinti, a jégblokkban saras, vagy meszes szennyeződésrétegeket hagynak hátra. Ezeknek a rétegeknek a segítségével tudjuk tagolni az egységesnek tűnő jégrétegsorozatot.

Ezzel egy újabb lépést tettünk a barlangi jégben megőrződött öskörnyezeti információk értelmezése felé, de ennek a gazdag adathalmaznak a feldolgozásához még sok, mélyreható vizsgálat elvégzése szükséges.

IRODALOM

EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4 p.89–103.

DONEY, S.C.-D.M. GLOVER-W.J. JENKINS (1992): A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation. - *Journal of Geophysical Research* 97, p.5481-5492.

FÓRIZS I. (1995): Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. - Doktori dolgozat, Kézirat, KLTE, Debrecen

HALAŠ, J. (1980): Vply fyzikálnych veličín ovzdušia na genezu ľadových útvarov v Dobšinskej a Demänovskej ľadovej jaskyni, - *Slovenský kras XVIII.*, p.139–143.

HALAŠ, J. (1984): Demänovská ľadová jaskyňa – Niektoré poznatky a výsledky z merania teploty vzduchu za obdobie 1970–1982, - *Slovenský kras XXII.*, p.111–128.

- LAMBERT, A. (1967): La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierries, - Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2) vol. IX. fasc. 4, p. 321–324. Paris
- OHATA, T.-FURUKAWA, T.-HIGUCHI, K. (1994a) Glacioclimatological study of the perennial ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 1. - Seasonal variation and mechanism of maintenance Arctic and Alpine Reaserch, Vol 26, No. 3, p. 227–237.
- OHATA, T.-FURUKAWA, T.-OSADA, K. (1994b) Glacioclimatological study of the perennial ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 2. - Interannual variation and relation to climate Arctic and Alpine Reaserch, Vol 26, No. 3, p. 238–244.
- POP, E.-CIOBANU, I. (1949): Analize de polen in Ghița de la Scărișoara, - Analele Academiei R.P.R., Cluj, p. 28.
- RACOVÎȚA, G.-CRACIUN, V. (1970): Considérations sur la variation saisonnière des formations de glace de la grotte "Ghețarul de la Scărișoara" Livre du centenaire Emil G. Racovitza 1868-1968, Editions de L'academie de la Republique Socialiste de Roumanie Bucarest, p. 587–616.
- RACOVÎȚA, G. (1972): Sur la corrélation entre l'évolution du climat et la dynamique des dépôts souterrains de glace de la grotte de Scărișoara, *Trav. Inst. Spéol. "Emil Racovitza"* XI., Bucarest, p. 373–392.
- RACOVÎȚA, G.-ȘERBAN, M.-VIEHMANN, I. (1987): Tendences de long terme dans la dynamique des formations de glace de la Grotte de Scărișoara (Monts de Bihor) *Theoretical and Applied Karstology* vol. 3 p. 143–163.
- RACOVÎȚA, G.-ȘERBAN, M. (1990): Interpretation en vue d'une reconstruction paleoclimatique des particularités structurales et dynamiques du dépôt de glace pérenne de la Grotte de Scărișoara *Studia universitatis Babeș-Bolyai, Geologia* XXXV, 2, p. 47–61.
- RAJMAN, L.-RODA, Š.-RODA ML., Š.-ŠČUKA, J. (1987): Termodynamický režim Silickej ľadnice, *Slovenský kras* XXV., p. 29–61.
- ȘERBAN, M.-BLAGA, L.-BLAGA, L.-CHIFU, A.-CIOBOTARU, T. (1967): Contribuții la stratigrafia depozitelor de gheață din Ghețarul de la Scărișoara *Lucr. inst. de speol. "Emil Racovita"*, VI. p. 107–140. București
- STUIVER, M.-REIMER, P. J. (1993): Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *In: Stuiver, M., Long, A.-Kra, R. S., (szerk.), Calibration Radiocarbon 35/1* p.215–231.
- TERLANDAY E. (1899): A szilicei jégbarlangról, - *T ermészeti Tudományi Közlöny* 25., p. 404–411.

FELTÁRÓ KUTATÁS ÉS DOKUMENTÁCIÓ A BARADLA- BARLANGBAN ÉS VÍZGYŰJTŐJÉN

GRUBER PÉTER

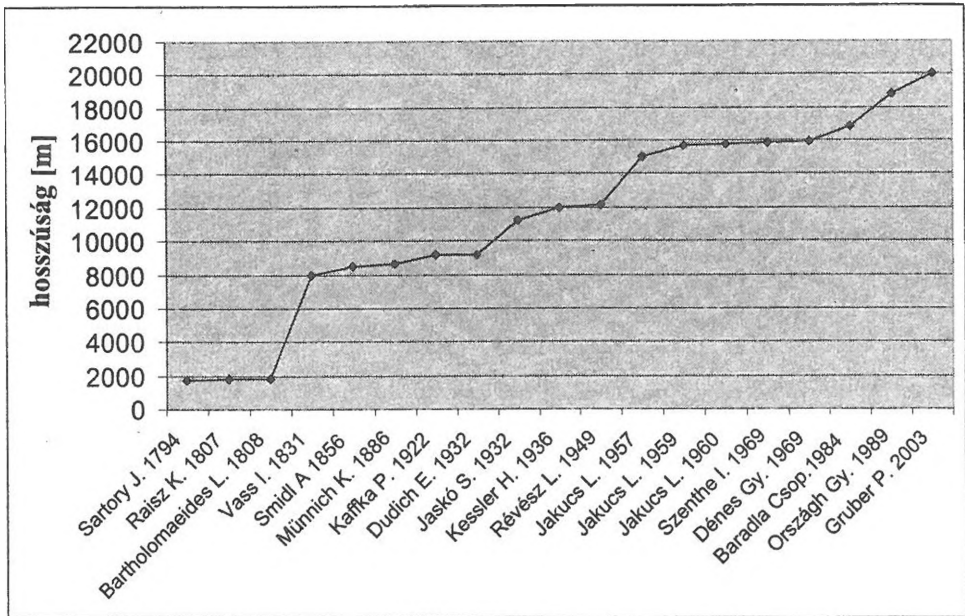
Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: The last published length data of the Baradla cave appeared in 1989. According to it, the cave was 18 836 metres long. The last successful few years stimulated further documentation. As far as we know, the cave is 20.007 metres long, including the passages that have been mapped since 1989. The excavation of the Eger-shaft started in spring, 2002. In the beginning of the work the depth of the shaft was around 4,5 metres. The present depth of the shaft is around 9 metres, it is 11 metres in length. In the course of a spring field-trip, a big cave-breakdown was found in the borderline of Poronya-tető. The present length of the cave in Poronya-tető is around 60 metres, it is around 15 metres deep.

1. Bevezetés

A Baradla-balang térképezésével nagyon sokan foglalkoztak, számos felmérő, illetve felmérő csoport munkája a barlang olyan jelentős részét felölelte, hogy megkísérelhették hosszúságának megállapítását (SARTORY 1794, RAISZ 1807, BARTHOLOMAEIDES 1806-08, BREDECZKY 1807, VASS 1831, MÜNNICH, 1886, DUDICH 1932, KONRÁD 1936, JAKUCS 1957, 1975, BENDEFY 1962, DARVAS, 1964, SZUNYOGH 2001). A barlang egyre részletesebb megismerésének eredményeképpen a járatok összhosszúsága, a főág és oldalágak valamint oldalágacskák együttes hosszára kapott érték idővel egyre nőtt (1. ábra). A barlang utolsó publikált hosszadatai (VID 1988, ORSZÁG et al, 1989), amelyek egyazon felmérés alapján történtek, azonos hosszt jelölnek meg, melyek szerint a barlang 18.836 m hosszú. Az 1989 óta eltelt időszakban több kutató, illetve kutató csoport végezett feltárást a barlangban, de munkájuk eredményét vagy nem dokumentálták, vagy dokumentálták csak nem publikálták.

Jelen munkánkban az 1989 óta a Baradla-barlangban feltárt járatokat és egy a vízgyűjtő területén felfedezett új barlangot ismertetünk, bízva a további kutatások eredményességében.



1. ábra: A Baradla-barlang hosszának változása a jelentősebb feltárások tükrében.
 Fig 1. The changing of the length of Baradla Cave in the mirror or of the most significant excavations

2. Új feltárások és dokumentálásuk a Baradla-barlangban

A Baradla-barlang aktuális hosszának meghatározásakor feldolgoztuk az 1989 óta feltárt, de nem publikált, illetve dokumentált járatokat, és hozzávettük az új feltárásokat. Az *I. táblázatban* összefoglaltuk a dokumentált járatokat, hosszukkal, illetve a feltárók, dokumentálók nevét.

További járatokat mértünk fel (2, 3, 4. ábrák). Ezen szakaszok hosszát hozzávetőleges pontossággal adtuk meg. A járatokon keresztül menő sokszögmenet méterre kerekített hossz adatait a *II. táblázat* tartalmazza.

I. táblázat
Table I.

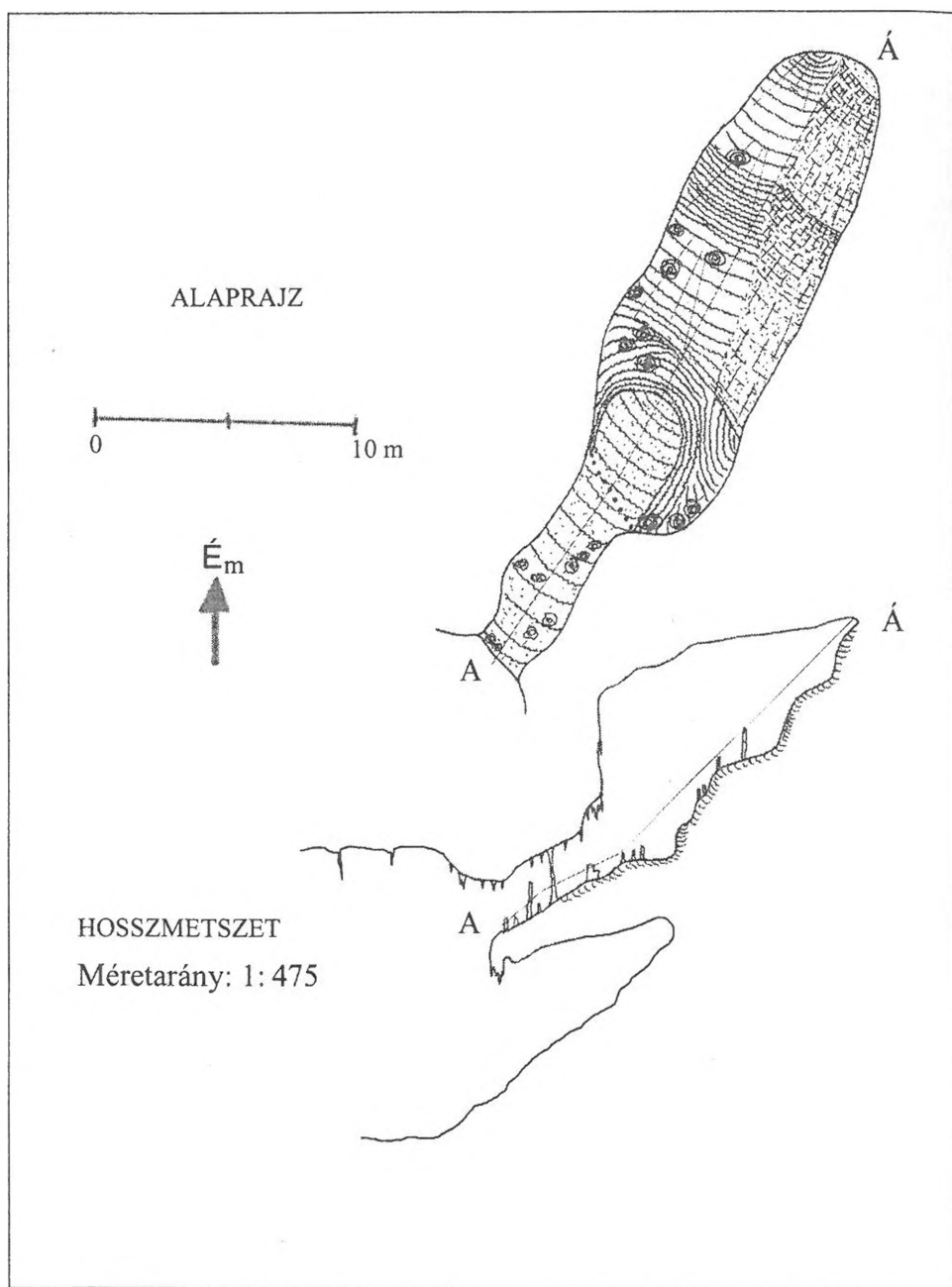
1988 óta feltárt és dokumentált járatok összesítése
List of the passages excavated and documented since 1988

| barlangszakasz neve | hossza | feltáró csoport neve |
|--|---------|----------------------|
| Bikfic-kürtő | 36 m | 88-as tábor |
| Banya-kürtő | 40 m | 88-as tábor |
| Miska-kürtő | 100 m | 88-as tábor |
| Agyagos-zsomboly | 59 m | 88-as tábor |
| Csikóstanya-kürtő | 59,5 m | 88-as tábor |
| Esztergomi-járat | 29,5 m | 88-as tábor |
| Felső-omladék | 70 m | 88-as tábor |
| Morea-hegy alsó járat | 132,5 m | 88-as tábor |
| Retek-ági Felső-ág (1998) | 80 m | 98-as tábor |
| Csipke-termi I. kürtő (2002) | 31 m | Baradla Csoport |
| Csipke-termi II. kürtő (2002) | 7 m | Baradla Csoport |
| Törökfürdő Felső-ág (2002) | 33 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai I. kürtő (2002) | 2,5 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai II. kürtő (2002) | 38 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai III. kürtő (2002) | 19 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai felső terem (2002) | 35 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai oldalág (2002) | 8 m | Baradla Csoport |
| Münnich-átjáró előtti oldalág (2002) | 7 m | Baradla Csoport |
| Retek-ág (2. sz. kut. ter., 2001-2002) | 384 m | Baradla Csoport |

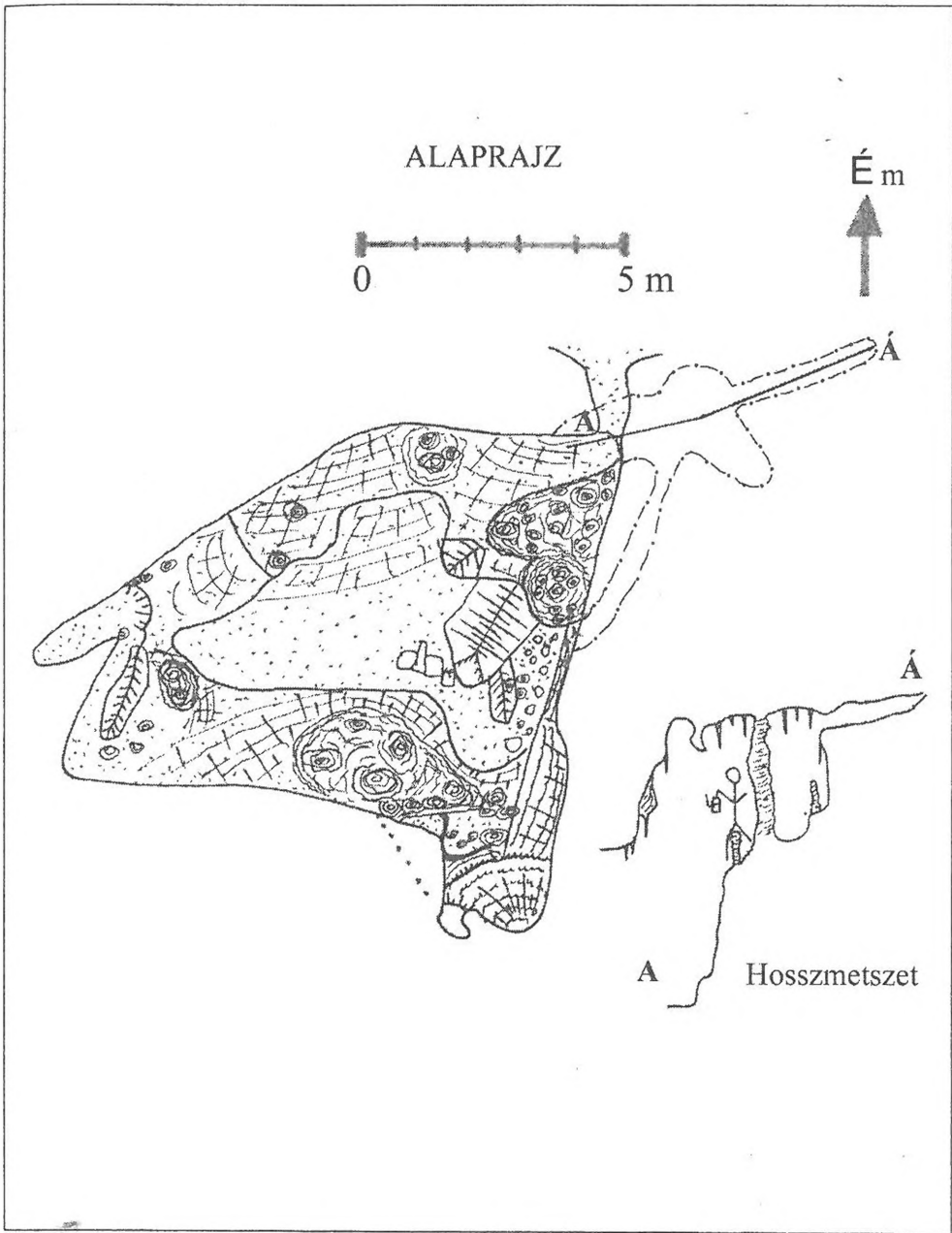
II. táblázat
Table II.

A vázlatosan felmért járatokon keresztülmenő sokszögmenet méterre kerekített hossz adatai
Data rounded off to metre of the polygon line going through the roughly surveyed passages

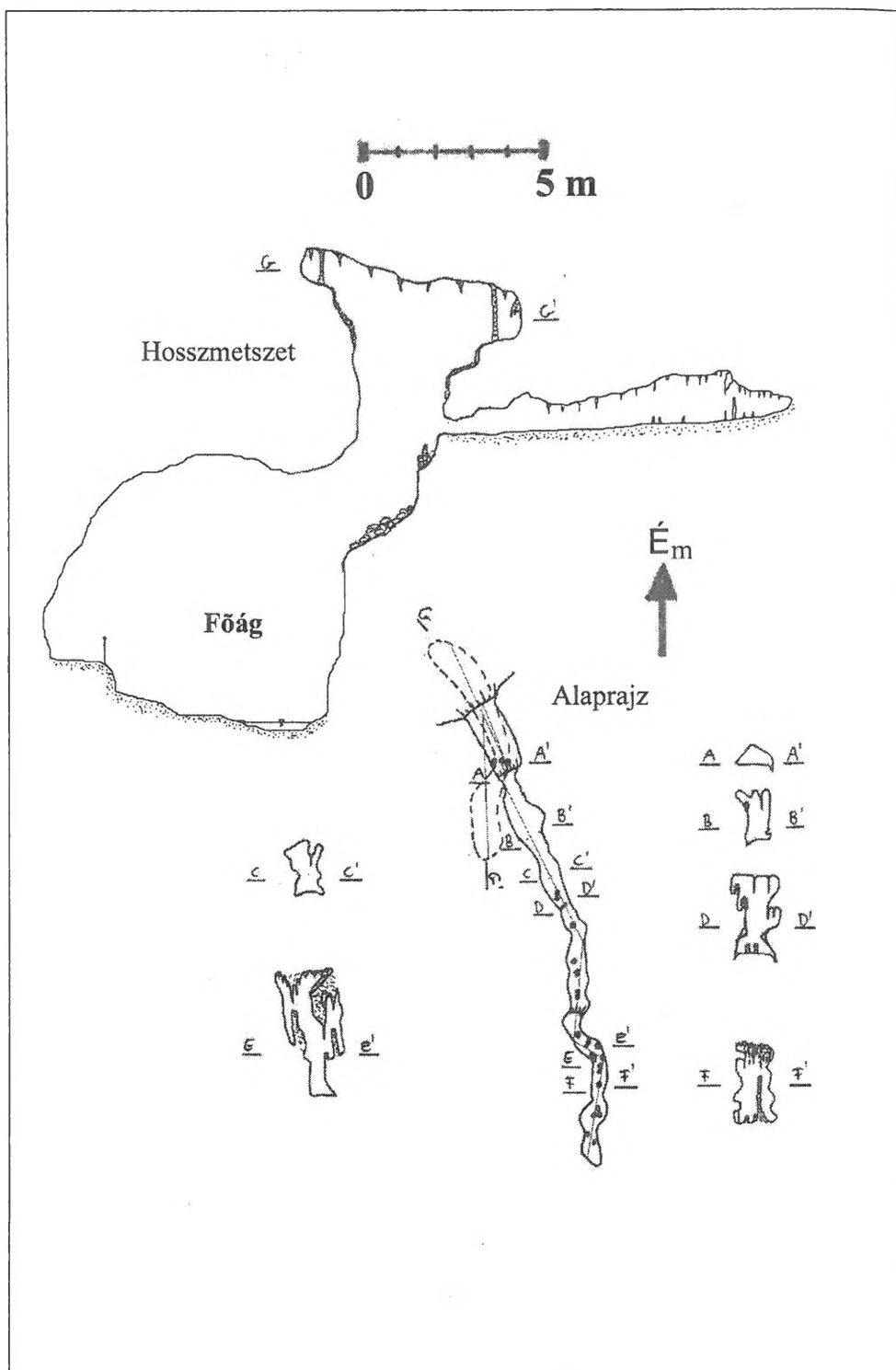
| barlangszakasz neve | hossza | feltáró csoport neve |
|--------------------------------|--------|----------------------|
| Denevér-ági Felső-ág | 107 m | Baradla Csoport |
| Pitvari oldaljárat | 6 m | Baradla Csoport |
| Törökfürdő oldalág | 8 m | Baradla Csoport |
| Nehéz-úti emelet | 6 m | Baradla Csoport |
| Olimposzi oldalhasadék | 4 m | Baradla Csoport |
| barlangszakasz neve | hossza | feltáró csoport neve |
| Styx-ági oldalág | 20 m | Baradla Csoport |
| Mária-csúszda alsó terme | 10 m | Baradla Csoport |
| Sajt-kürtő | 10 m | Baradla Csoport |
| Vörös-tói kürtő | 6 m | Baradla Csoport |
| Viasz-utcai agyagos kürtő | 6 m | Baradla Csoport |
| Retek-ág melletti oldalkertülő | 6 m | Baradla Csoport |



2. ábra: Viasz-utca feletti terem
 Fig 2. The hall above Viasz-utca (Vax-street)



3. ábra: Fekete-terem mögötti terem
 Fig 3. The hall behind the Fekete-terem (Black-hall)



4. ábra: Törökfürdő feletti oldalág
 Fig 4. Side passage above Törökfürdő (Turkish bath)

A feltérképezett járatok összhossza: 1.171 m. Ha hozzáadjuk a felmért szakaszokat a 1989-es adathoz, akkor a Baradla-barlang jelenlegi hossza: 20.007 m.

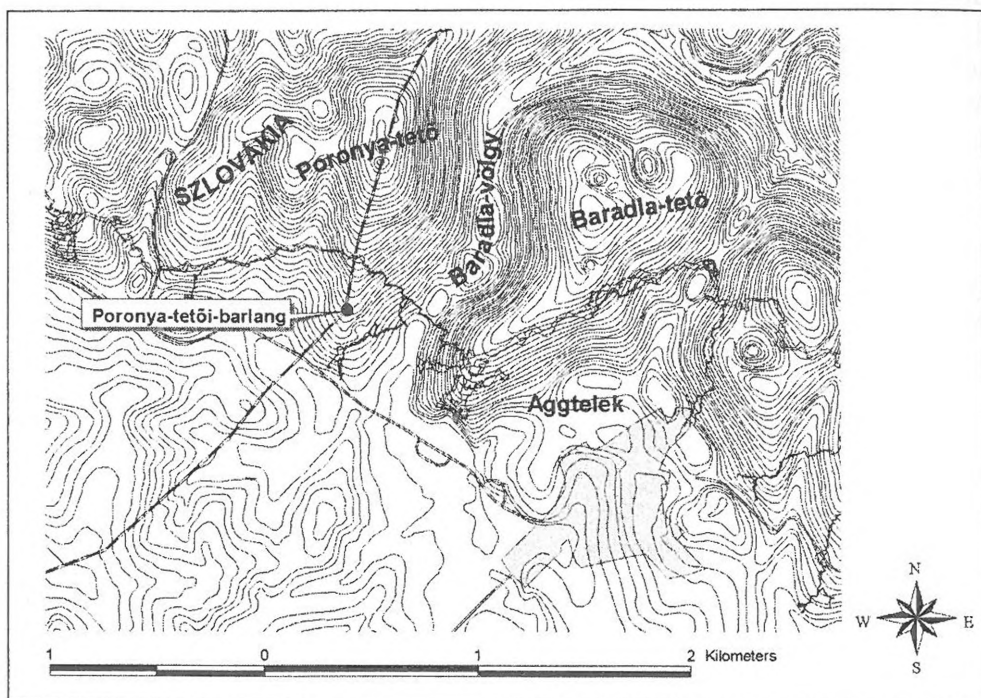
A 2001-es feltárásokkal Domicá hossza 5358 m-re növekedett (*BELLA –HOLÚBEK*, 2001), így a Baradla-Domicá-barlangrendszer hossza 25.365 m.

3. A Poronya-tetői-barlang

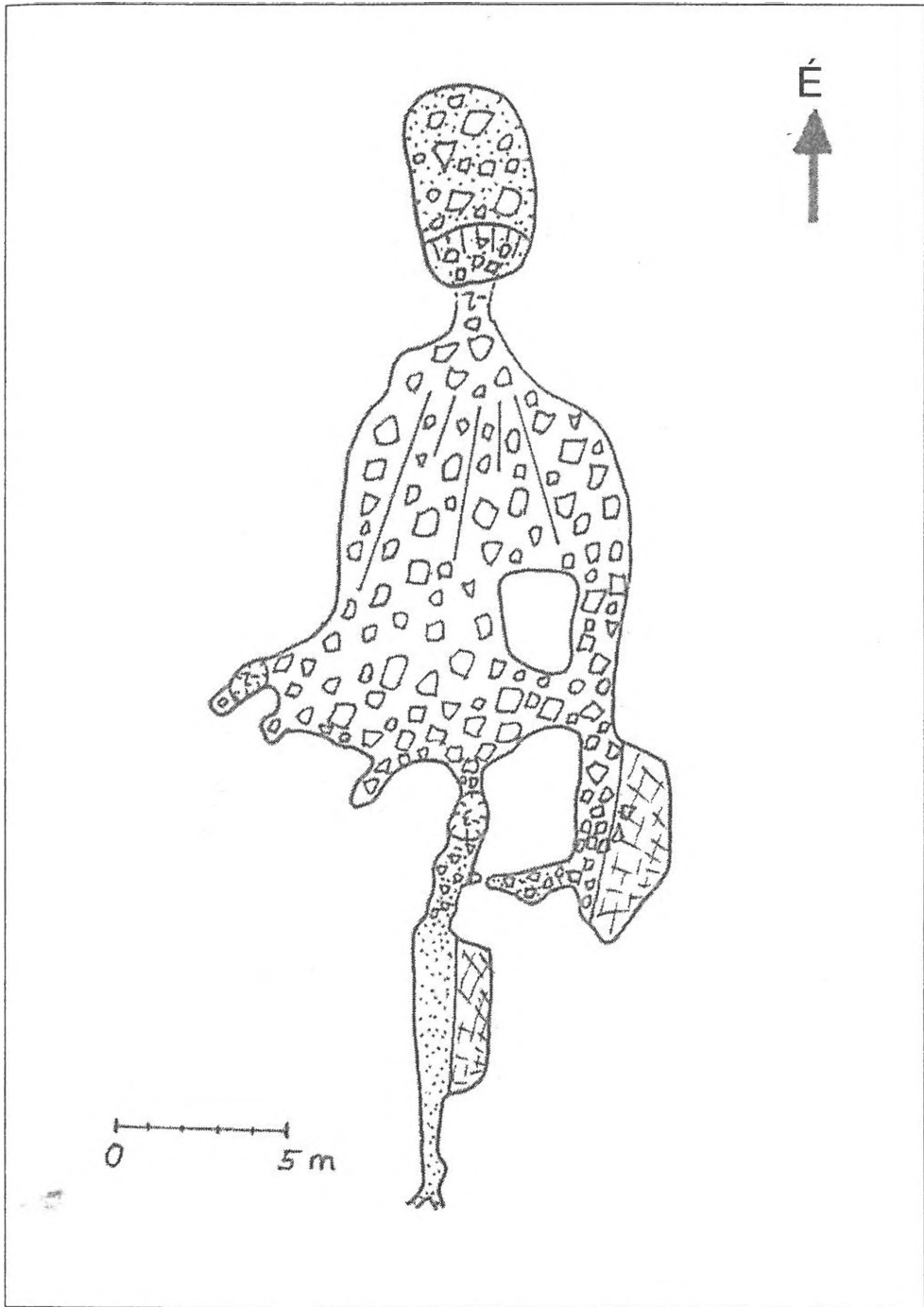
2002 tavaszán terepbejárás során egy a Baradla-barlang vízgyűjtőterületén nagyméretűnek számító, ovális keresztmetszetű, kb. 4 m átmérőjű és 3 m mélységű beszakadást találtunk a Poronya-tetőn, a szlovák-magyar államhatárt jelölő erdőnyiladéokban (5. ábra). Mint az a későbbiekben kiderült az objektum ismert volt a helybeliek körében, már régen megfigyelték, hogy az aljában felhalmozódó hó gyorsan elolvad. Aggtelektől ÉNy-ra, légvonalban 1,5 km-re, 390 m-es magasságban nyílik a Poronya-tető oldalában, a gerincjellegű háton. A beszakadás és a barlang középső triász lagúna fáciesű Wetersteini mészkőben alakult ki. A beszakadás D-i oldalában érte el a legmélyebb pontot, az aláhajló 2 m magas szálkőfal alatt, aljzatát föld, növénytörmelék és különböző méretű szögletes, az 5-30 cm átmérőjű mészkő törmelék töltötte ki. A törmeléket megbontva rögtön érződött a kifelé áramló hideg levegő. Kb. 1,5 m után az „*apró*” mészkő törmeléket, nagyméretű 0,5-1 m átmérőjű, lapos 30-40 cm magasságú mészkő tömbök váltották fel. Néhány órás bontással megnyílt a járat a barlangba. A behulló törmelék hangjából nagyobb teremre vagy aknára számítottunk.

Miután lemásztunk a 2 m mély bejárati törmelékes aknában, egy nagyméretű, befelé lejtő terem tetején találtuk magunkat. Ez a terem a barlang első szakasza. A talpát szögletes, 10-50 cm átmérőjű mészkő törmelék tölti ki, lejtőt alkotva. A törmelék között elvéve földes és agyagos kötőanyag található. A kövek között szórta különböző csontok találhatóak. Tényleges fajhatározás még nem történt, de megállapítható, hogy a csontok néhány faj, több egyedétől származnak. Teljes csontvázat sehol sem találtunk. A szórt csontanyagról egyértelműen megállapítható hogy macska és kutyaféléktől, illetve nagyobb testű növényevő állattól származnak. A szálkő oldalfalakat és a főtét gazdagon borítják a képződmények: függőcseppkő, szalmacseppkő, zászló, farkasfogas zászló, illetve cseppkőlécs, cseppkőlefolys, borsókő. A borsókővek két típusba oszthatók: az aljzaton lévő kötőbök élein feltehetőleg huzat eredetű gömbök nőttek, míg az oldalfalakon több helyen régi, átkristályosodott borsókő maradványok láthatók.

A lefelé haladó törmelékes aljzatú járat téglalap keresztmetszetű és az omladékos peremű 3 m mély letörés tetejére vezet, amely már a szűkebb alsó járat felső része. A törmelékes letörésen lemászva egy kb. 3 m hosszú, szűk, ember számára csak kúszva járható, törmelékes aljú járatba jutunk, ami az alsó terembe vezet. Az alsó terem réteglap mentén alakult ki, melynek dőlésszöge kb. 25° (6. ábra). A terem aljzatát puha földszerű kitöltés alkotja, a felszínről bemosódott talaj alatt agyagrétegek találhatók. Az üledékretegek vízszintes településűek. Az üledék vastagsága próbaásás alapján meghaladja a 1,5 m-t, amelyből kb. 30 cm-es réteg a bemosódott talaj. A folyosó oldal falán mindkét oldalon jól fejlett kalcit alapanyagú színlők találhatók, amelyek jelzik a valamikori vízszintet. A színlők vastagsága kb. 3-4 cm, közel vízszintes lefutásúak, amelyek egymás felett több szintben is megtalálhatók. Érdekesség, hogy a kitöltés eltávolítása során eltemetett helyzetű kalcitszínlők is előkerültek.



5. ábra: A Poronya-tetői- és a Baradla-barlang elhelyezkedése
 Fig 5. Location of Poronya-tetői and Baradla Caves



6. ábra: A Poronya-tetői-barlang vázlatos térképe
Fig 6. Rough sketch of the Poronya-tetői Cave

A barlang valamikor feltehetően víznyelőbarlangként működhetett, a Baradla egyik ős-víznyelője lehetett, e mellett szól a barlang térformája, illetve a benne megfigyelhető színlők. Az itt elnyelődött vizek a barlang helyzete és a Baradla ismert vízszállító ágaihoz való viszonya alapján a Csernai-oldalágba vagy a domicai Styx-ágba folyhattak be.

A barlang nyári időszakban igen rosszul szellőzik, az alsó járataiban hamar feldúsul a CO₂. Műszeres mérés alapján 3 ember, 1 órás lent tartózkodása alatt, e lektromos világítás mellett 1,5-ről 3 t%-ra nőtt a CO₂ koncentráció. A CO₂ koncentrációt hordozható kézi HMS 900-I mérőmonitorral mértük, a barlang hőmérséklete 9,9 °C volt, amelyet szintén a fent említett műszerrel mértük.

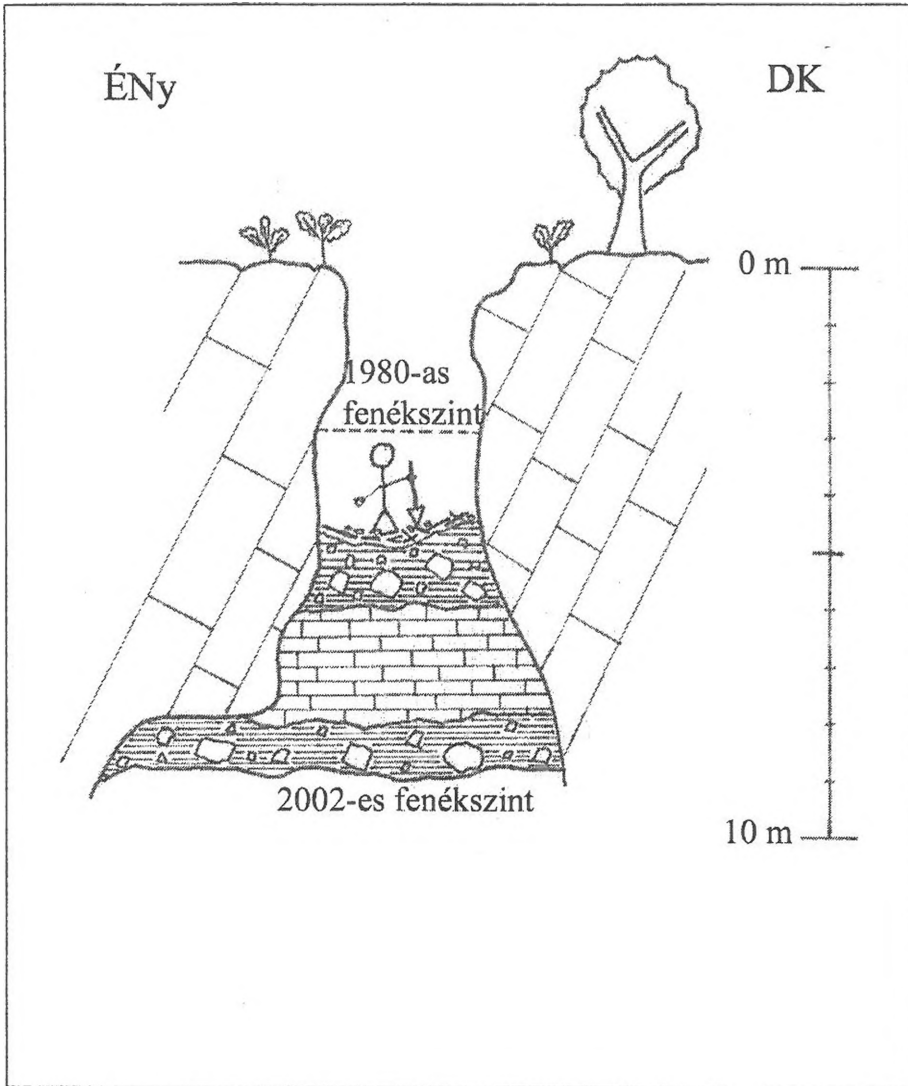
4. Eger-zsomboly

Az Eger-zsomboly a Baradla-tetői-zsomboly szomszédságában, tőle légvonalban kb. 100 méterre, ugyan azon töbör K-i oldalában, annak felső peremi részén található, 466 tszf. magasságban. Mindkét zsombolyt az 1980-as évek második felében találták meg Kutas Tamás vezetésével. Akkor elkezdték az Eger-zsomboly feltárását, azonban ismeretlen ok miatt abbahagyták. A zsomboly eredeti mélysége 3 m volt, amit a cseppkőkéregig kibontottak. További feltáró kutatásával nem foglalkoztak, így visszatöltődött.

2002 tavaszán mielőtt elkezdtük a zsomboly bontását, a mélysége 4,5 m volt. Az akna talpszintjéről behullott levél és fatörmelékes, agyagos kitöltés került elő. Kb. 6 m-es mélységben, az aknát teljes szelvényben kitöltő cseppkőkérget találtunk, melynek vastagsága elérte a 2 m-t. A cseppkőkéreg belsejében az egykori közel vízszintes rétegzettség nehezen állapítható meg, mert teljes egészében átkristályosodott. A kalcit kristályok hossza elérte az 5-10 cm-es hosszúságot. A kéreg áttörése után világos barna, sárgás színű közettörmelékes, agyagos kitöltésben haladtunk tovább. A közettörmelék különböző méretű szögletes, 10-50 cm átmérőjű mészkő törmelékből állt. 8,5 m mélységben megnyílt egy oldalfülkeszerű hasadék, melynek hossza jelenleg eléri a két métert. Az akna aljából továbbra is száraz, porló, míg az oldalhasadékból nedves, tapadó, agyagos kitöltés található. Az agyagos kitöltésben 0,8 -1 m átmérőjű sziklatömbök találhatók. A zsomboly jelenleg 9 m mély és 11 m hosszú.

A zsomboly középső-triász Wettersteini mészkőben alakult ki, jelenleg egy 9 m mély bejárati aknából és egy oldalhasadékból áll (7. ábra). A bejárat egy kb. 3 m hosszú és kb. 1 m széles hasadék. Az akna lefelé haladva kitágul. A bejárat alatt kb. 2 méterrel idős függőcseppkő maradványok

láthatók. A cseppkőkéreg felett egy jellegzetes színlőszerű bemélyedés található, melynek felületén borsókő vált ki.



7. ábra: Eger-zsomboly
Fig 7. Eger-shaft

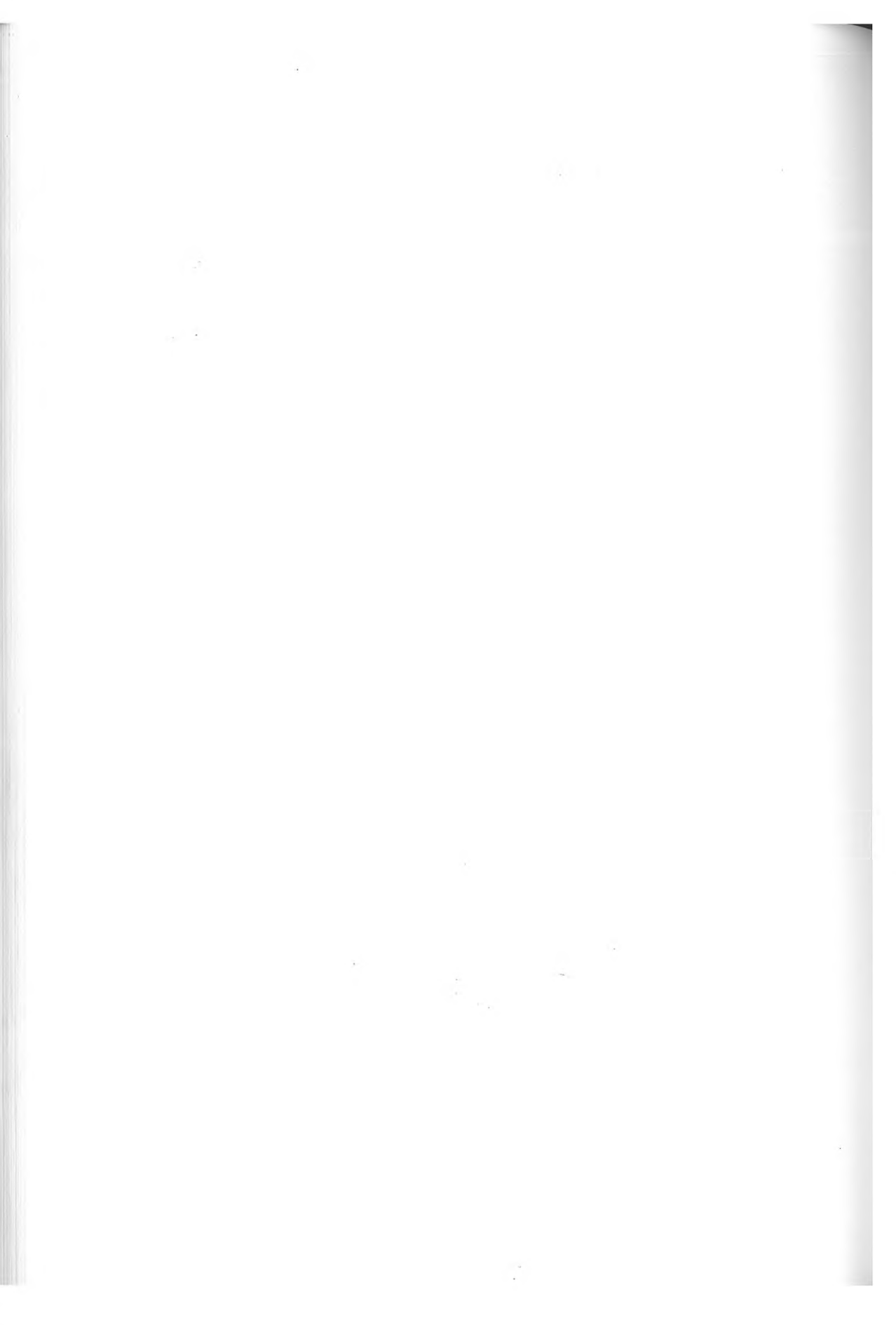
5. Összefoglalás

Az 1989 óta feltérképezett járatok hosszával a Baradla-barlang jelenlegi hossza 20.007 m. További feltárt, de csak vázlatosan felmért szakaszok hossza 179 m. 2002 tavaszán terepbejárás során ovális keresztmetszetű, kb. 4 m átmérőjű és 3 m mélységű beszakadást találtunk a Poronya-tetőn, a szlovák-magyar államhatárt jelölő erdőnyiladékban. Rövid idő alatt sikerült bejutni a barlangba, majd további feltárásokkal sikerült alsóbb szintre jutni benne. A Poronya-tetői-barlang jelenlegi hossza kb. 60 m, mélysége kb. 15 m. Szintén tavasszal elkezdtük az Eger-zsomboly bontását. A munkálatok megkezdésekor a zsomboly mélysége kb. 4,5 m volt. A zsomboly jelenlegi mélysége kb. 9 m, hossza 11 m. Az őszi bontás során megnyílt benne egy oldalfülkeszerű hasadék, amely talpszintjén nedves, agyagos kitöltés található.

IRODALOM

- BARTHOLOMAEIDES L.* (1806-08): Inclyti superioris Ungariae comitatus Gömöriensis notitia historico-geographici statistika. - Lőcse.
- P. BELLA – P. HOLÚBEK* (2001): Meandrová chodba v jaskyni Domica. - Aragonit 6., Časopis Správy slovenských jaskyň, Žilina, p. 11-15.
- BENDEFY L.* (1962): Startory József bányamérnök 1794 évbeli térképe az aggteleki Baradla barlangról. - Karszt és Barlang 1962. évf. I. füzet
- BREDECZKY S.* (1807): Neue Beyträge zu Topographie und Statistik des Königreichs Ungarn. - Wien u. Triest.
- DARVAS I.* (1964): Adalékok az Aggteleki- (Baradla) - barlang bejárása és feltérképezésének történetéhez, irodalmához és bibliográfiájához. - Karszt és Barlang 1964. évf. I. f.
- DÉNES GY.* (1970): Az aggteleki Baradla-barlang Raisz-ága. - Karszt és Barlang.
- DUDICH E.* (1932): Az Aggteleki cseppkőbarlang és környéke. - Királyi Magyar Természettudományi Társulat, Budapest.
- GYURICZA GY.* (1984): Újabb feltárás a Baradlában. - Karszt és Barlang 1984. évf. I. füzet, p. 48-49.
- JAKUCS L.* (1957): Aggtelek és vidéke Útikalauz. - Sport Lap- és Könyvkiadó, Budapest.
- JAKUCS L. – DÉNES GY.* (1975): Aggteleki karsztvidék. - Útikalauz. Sport. Budapest.
- JASKÓ S.* (1932): a Baradla új részeiről. - Földrajzi Közlemények, LX. köt., p. 157-159.

- KAFFKA P.* (1923): Az Aggteleki cseppkőbarlang utolsó szakaszainak feltárásai. - Turistaság és Alpinizmus, XIII, p. 77-79.
- KONRÁD Ö.* (1936): Az aggtelek – jósvafői Baradla cseppkőbarlang felmérése. - Geodéziai Közlemények, 12. évf.
- MÜNNICH K.* (1886): Az aggteleki cseppkőbarlang felmérése és áttörése. - Magyar Kárpátgyesület Évk. XVIII, p. 172-174.
- ORSZÁG GY. et al* (1989): A Baradla-barlang 1:1000 atlasza (szerk. Hazslinszki T.) - Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat és a KPVDSz Vörös Meteor Természetbarát Egyesület.
- RAISZ K.* (1807): Topographische Beschreibung der im Gömörer Comitate bey dem Dorfe Aktelek befindlichen Höhle Baradla. - Wien u. Triest, p. 241-295.
- RÉVÉSZ L.* (1967): A Baradla Meseországának feltárása. - Karszt és Barlang.
- SARTORY J.* (1794): Ideal Plan von dem in GÖMÖRER COMITTAT bey AGTELEK befindlichen, und aufgetragen durch Josef Sartory Bischöflicher Ingenieur m. p. Nota in Gegewarth der Herren Joan v. Farkas, und Jurassors v. Czékus.
- SCHMIDL A.* (1856): Die Baradla Höhle bei Aggtelek und die Lednice Eishöhle bei Szilitze im Gömörer Comitate Ungarns. - Sitz. Ber. Akad. D. Wiss. Wien, math. Naturw. Classe, XXII, p. 579-621.
- SZENTHE I.* (1970): Újabb eredmények a Baradla kutatásában. - Karszt és Barlang, 1970. évf. II. f. p. 63-64.
- SZUNYOGH G.* (2001): A Baradla-barlang 1:100 léptékű térképének bemutatása. - Barlangkutatók szakmai találkozója Esztergom. BEBTE
- VASS I.* (1831): Az aggteleki barlang leírása, fekte területével, talprajzolatjával és hosszába való átvágásával... - Pest. Landerer ny.
- VID Ö.* (1988): A Baradla-barlang hossza. - Karszt és Barlang 1988. évf. I. f. p. 61.



A NEMKARSZTOS BARLANGOK KUTATOTTSÁGA MAGYAR- ORSZÁGON

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: Organised exploration of non-karstic caves in Hungary was started 20 years ago. This work intends to outline the results of this period. Most of the exploration was carried out by a core staff of 15 people of the Volcano-Speleological Team, but their work was occasionally supported by others as well. The main objective of the exploration was to search for non-karstic caves, to register, document and map them. Before the Volcano-Speleological Team started its activity, 119 non-karstic caves had been registered, at present (in 2002) 822 pseudokarstic caves has been known. We have excavated 900 m of corridors altogether in 40 caves. Beside cave registering and excavation we dealt with other specialist researches. We compiled the genetic classification of non-karstic caves, furthermore we were the first to define the concept of caves formed by alkaline solution i. e. fumarola caves and consequence caves. We dealt with the various types of mineral formations appearing in non-karstic caves. We also focused on the special hydrological and climatological conditions of the caves, and beside other things, differences in conditions between the karstic and non-karstic caves in terms of icing. We also carried out biological researches in most of the explored caves and defined 200 cave species, some of them are a real curiosity. We collected data about the exploration history of caves and we noted down a lot of cave legends. We published our results in 7 volumes and 127 specialist studies (81 in Hungarian, 23 in German, 20 in English, 2 in Slovakian and 1 in Italian language) and 5000 pages of our findings are still in manuscript.

Bevezetés

Magyarország nemkarsztos barlangjainak szervezett kutatását az MKBT Vulkánspeleológiai Kollektívája végzi. A kollektíva tevékenységének kezdetei 1983-ra nyúlnak vissza. Ekkor néhány barlangkutató (Eszterhás István, Gönczöl Imre, Jákói István, Somlai Csilla, Szobonya Károly) átvizsgálta a Bakony már korábban is említett (BERTALAN 1955) bazaltbarlangjainak egy részét, hogy egy bazaltbarlangokra kíváncsi német barlangkutató delegációt biztonsággal kalauzolhasson. A bazaltbarlangokat kedvelő kezdeti társasághoz hosszabb-rövidebb időre egyre többen csatlakoztak. 1985-től mint az MKBT „Hosszútávú tudományos programjának a nemkarsztos barlangok vizsgálatára szakosodott csoportosulása” tevékenykedtünk, majd 1992-ben az MKBT közgyűlése a társulat szakosztályává minősítette az egyre izmosodó Vulkánspeleológiai Kollektívát (ESZTERHÁS 1994b). A kollektíva magját egy 15 fős kutató gárda adja, kikhez a 20 éves tevékenység során egy-egy feladat elvégzéséhez alkalmilag összesen mintegy 200-an csatlakoztak.

Természetesen nem minden előzmény nélkül láttunk hozzá a nemkarsztos barlangok kutatásához. Mint már szoltam is róla, eleinte a már

korábban is említett bazaltbarlangokat kerestük fel. Voltaképp tevékenységünket megelőzően már 119 nemakrsztos hazai barlangról létezett többkevesebb leírás, említés (KORDOS 1984). A magyarországi barlangok egyik legkorábbi említése, a határjelként leírt, kvarcitban levő lovasberényi Likas-kő, mely egy 1295-ös okiratban szerepel (ESZTERHÁS 1994b). 1610-ben Thürzó György nádor, a természettudományokban jártas és a barlangjárás is gyakorló főúr meglátogatta a bazaltban alakult kapolcsi Pokol-likat. Aztán az 1600-as évek derekától egyre több, a kor stílusának megfelelő leírás is maradt ránk a nemkarsztos barlangokról (ESZTERHÁS 1988). A barlangemlések nemcsak enciklopédikus munkákban, hanem gyakran a levéltárakban fellelhető birtokösszeírásokban, periratokban és egyéb jegyzőkönyvekben találhatók.

A alapító levélből idézve a Vulkánszpeleológiai Kollektíva célja: „általában a nemkarsztos eredetű barlangok komplex vizsgálata, az e barlangokhoz kapcsolódó rész tudományok lehetőségeihez képest való művelése, a vulkánszpeleológia iránt érdeklődők összefogása, valamint tapasztalatgyűjtés és – átadás céljából a hasonló témakörű hazai és külföldi közösekkel a kapcsolat ápolása és a témakör eredményeinek ismertetése.”

I. táblázat
Table I.

A nemkarsztos barlangok tájankénti megoszlása
Occurrence of non-karstic caves per region

| tájak | természetes | mesterséges |
|-------------------|-------------|-------------|
| Kőszegi-hegység | 42 | 6 |
| Kemenesalja | 2 | 1 |
| Mecsek | 19 | 1 |
| Bakony | 147 | 31 |
| Velencei-hegység | 15 | 1 |
| Gerecse | 2 | - |
| Budai-hegység | 2 | 11 |
| Pilis | 6 | - |
| Visegrádi-hegység | 74 | 7 |
| Börzsöny | 99 | 4 |
| Cserhát | 12 | 10 |
| Mátra | 62 | 11 |
| Medves-vidék | 23 | 3 |
| Bükk-vidék | 48 | 1128 |
| Sajó-medence | 1 | - |
| Tokaji-hegység | 250 | 8 |
| Szalánci-hegység | 18 | - |
| összesen | 822 | 1222 |

Barlangkataszterezés

Kutatásaink kiinduló pontja és még máig is meghatározó tevékenysége hazánk nemkarsztos barlangjainak számbavétele (ESZTERHÁS 1987a, 1987b,

2001). Mint már említettem, működésünk kezdetén 119 nemkarsztos barlangot tartottak nyilván (KORDOS 1984). Az eltelt 20 év alatt e barlangok döntő többségét is felkerestük és még 703 eddig nem jegyzett nemkarsztos barlangot is találtunk a terepbejárások során. Így jelenleg (2002 végén) 822 természetes keletkezésű nemkarsztos barlangot tartunk nyilván hazánkban. Ezek közül 618 magmás kőzetben, 162 nem karsztosodó üledékes kőzetben, 42 metamorf kőzetben képződött. Továbbá számbavettünk még 1222 nem karsztosodó kőzetben lévő, barlangszerű mesterséges üreget (egykori kultikus cellát, felhagyott kazamatát, barlanglakást stb., I. táblázat).

Elkezdtek és részben már el is készítettük azt a digitális térképsorozatot, amely Magyarország nemkarsztos barlangjait mutatja be (I. ábra).

Feltárások

Az elmúlt 20 évben 40 nemkarsztos barlangban végeztünk feltárásokat és ezáltal összesen 902 m barlangszakaszt tettünk hozzáférhetővé. 5 nagyobb és 25 kisebb barlangot tártunk fel teljes egészében (ebből három korábban is említett volt, de időközben beomlott), aztán az ismert barlangok közül 5-ben jelentős, a korábbi méretet lényegesen meghaladó továbbjutást értünk el, 5-ben pedig csekélyebb mértékűt (II, III, IV. táblázat).

II. táblázat
Table II.

*A feltárással megnyitott jelentősebb barlangok
More significant caves opened up by excavation*

| barlang neve | helye | feltárt hosszúság [m] | feltárás dátuma |
|-----------------|------------|-----------------------|-----------------|
| Pulai-bazaltbg. | Bakony | 151 | 1984-85 |
| Arany-barlang | Tokaji-hg. | 50 | 1993 |
| Pók-lyuk | Medves | 38 | 2000-01 |
| Sárkány-jégbg. | Bakony | 32 | 1998 |
| Araszoló-bg. | Bakony | 26 | 2000 |
| összesen | | 297 | |

III. táblázat
Table III.

*A korábban is járható barlangok nagyobb feltárásai
Further excavations of previously passable caves*

| barlang neve | helye | korábbi hossz [m] | feltárt rész [m] | jelenlegi hossz [m] | feltárás dátuma |
|--------------|------------|-------------------|------------------|---------------------|-----------------|
| Csörgő-lyuk | Mátra | 139 | 289 | 428 | 1982-99 |
| Halász-bg. | Bakony | 8 | 64 | 72 | 1987 |
| Betyár-bg. | Cserhát | 12 | 50 | 62 | 1992-2002 |
| Pokol-lik | Bakony | 18 | 33 | 51 | 1986 |
| Rózsa bg-ja | Tokaji-hg. | 27 | 19 | 46 | 1992 |
| összesen | | | 455 | | |

Kisebbarlangfeltárások
Minor cave excavations

| táj | feltárt kisbarlangok száma | feltárt hosszúság [m] |
|-----------------|----------------------------|-----------------------|
| Kőszegi-hegység | 18 | 86 |
| Medves-vidék | 6 | 38 |
| Bakony | 3 | 10 |
| Börzsöny | 1 | 7 |
| Kemenesalja | 1 | 6 |
| Mátra | 1 | 3 |
| összesen | 30 | 150 |

Genetikai megállapítások

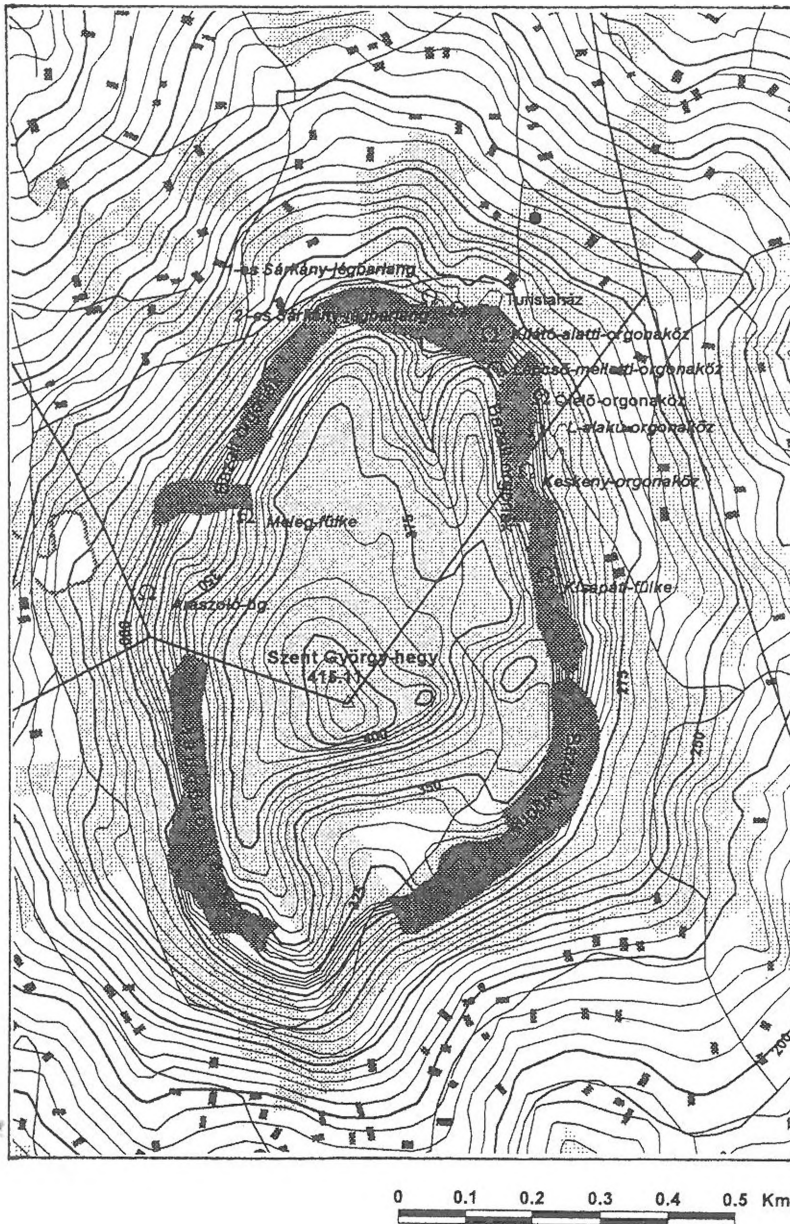
Az általunk vizsgált több mint 800 hazai nemkarsztos barlang különböző vulkanikus, üledékes és átalakult kőzetben igen sokféleképpen keletkezett. A világ legkülönbélebb barlangos szakirodalmában megjelent genotípusleírásokat áttanulmányozva és számos alapos összehasonlító elemzést végezve is jónéhány általunk vizsgált barlang nem illett egyetlen megfogalmazott genotípusba sem (OZORAY 1952). Ezért a korábbi ismeretek és a magunk tapasztalatának szintéziséből létrehoztunk egy újabb, a vulkanikus kőzetek barlangjaira vonatkozó barlangtípusrendszert (ESZTERHÁS 1993, 2. ábra).

A barlangok genotípusrendszerébe új elemként vezettük be a konzekvenciabarlangok fogalmát: az emberek készítette üregek miatt fellépő kőzetfeszültségek kiegyenlítődéseként bekövetkező omlások, törések által már természetes módon való továbbfejlődéssel az előbbi fölött keletkező barlang (ESZTERHÁS 1993, 2000b). Meghatároztuk a fumarolabarlangokat: a vulkáni működés során a magmakamrát, vagy a piroklasztikumot elhagyó nagynyomású, forró, kémiaiag agresszív oldatok alkalmasint barlangméretű, csőszerű kürtöket (1. kép) feszítenek és oldanak a még félig képlékeny lávakőzetben (ESZTERHÁS 2000a). Megállapítottuk és igazoltuk, hogy a nagy kovartartalmú kőzetekben (kvarcit, gejzirit stb.) a vulkanikus eredetű, 9 pH feletti, forró lúgok barlangokat oldottak (ESZTERHÁS 1986).

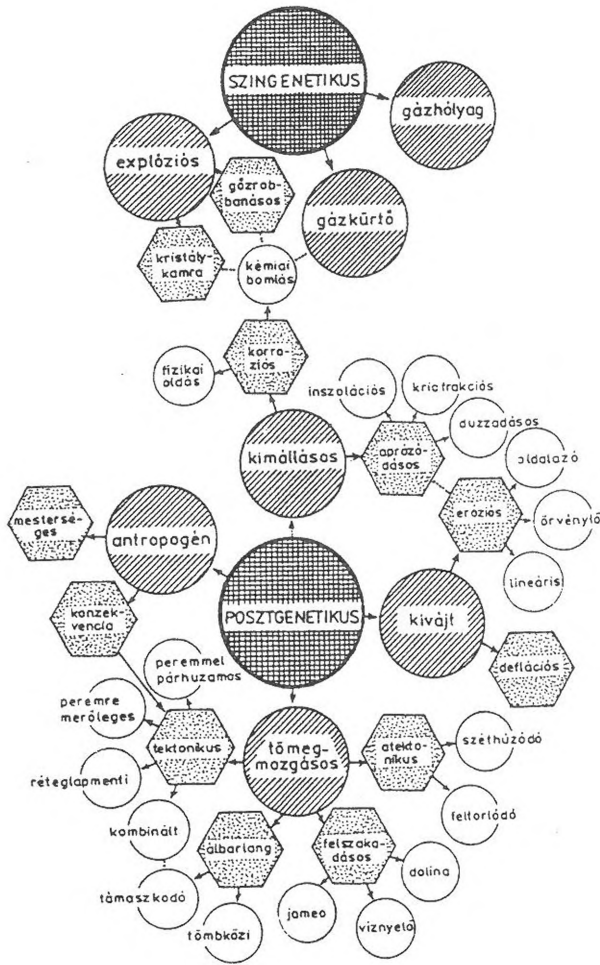
A mezákon többnyire tömegmozgásos barlangok jönnek létre. Ezek járatainak formáját és irányultságát rendkívül erősen befolyásolja a laza alapkőzet és a rideg vulkáni kőzet lepusztulásának különbözősége (ESZTERHÁS 1988, 1993, 1994a). Megállapítottuk, hogy a kőzet törési síkjainak egymáshoz való hajlásszöge milyen pszeudokarszt-jelenségek létrejöttét határozza meg (ESZTERHÁS 1988, 1994a, 1997).

Természetesen a nemkarsztos barlangok létrejöttét is csak ritkán alakítja egyetlen barlangképző hatás. Az esetek többségében egymás mellett

és egymás után, ha nem is egyforma intenzitással, de többféle barlangképző hatás érvényesül.



1. ábra: Egy lap Magyarország nemkarstos barlangjait bemutató digitális sorozatból
 Fig. 1. A page from a digital series illustrating non-karstic caves in Hungary



2. ábra: Magyarország vulkanikus barlangjainak genotipusai
 Fig. 2. Genotypes of volcanic caves in Hungary

Kőzet- és ásványtani vizsgálatok

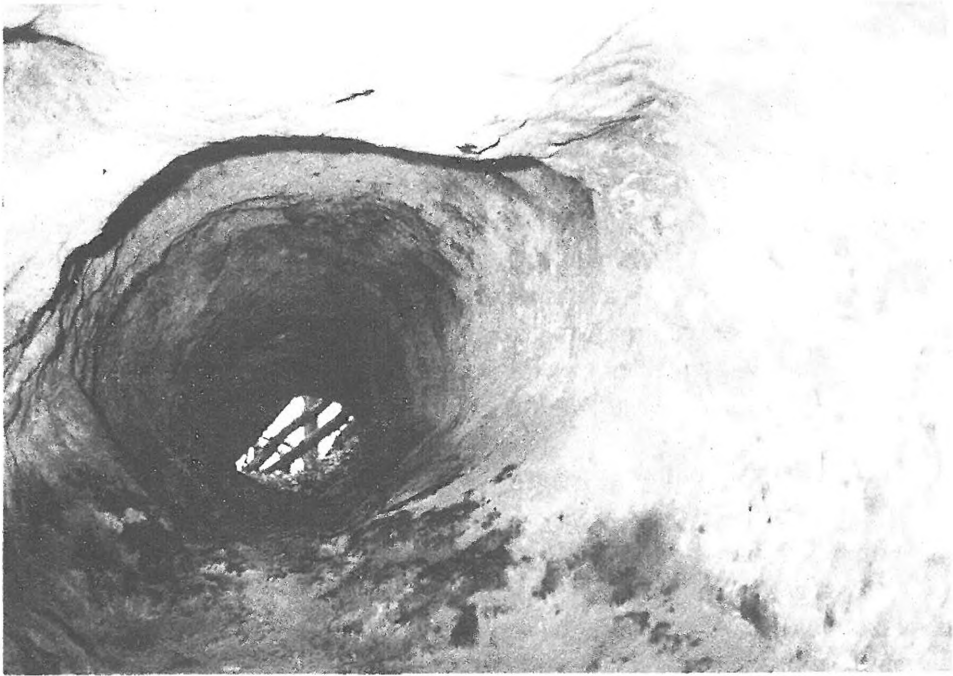
A nemkarsztos barlangok többségében nem találunk ásványos kitöltődéseket. A szerény számban előforduló ásványdús pseudokarsztos barlangokban viszont a karsztbarlangok kínálatát lényegesen túlszárnyaló, igen sokféle eredetű és anyagú ásványos kiválás fordulhat elő. Így kalcit anyagú cseppkövek és egyéb mészkiválások, ha a befoglaló kőzet meszet is tartalmaz, vagy a fedőkőzetnek jelentősebb a mésztartalma, illetve a barlangba máshonnan befutó vízfolyások oldott meszet is tartalmaznak (pl. zalaszántói Remete-barlang, velemi Borha-völgyi-üreg). Hidrotermális mészpizolitek fordulnak elő a Gödrösi-explóziós-barlangban. Nagyon sok és jelentős mé-

retű (20-40 cm hosszú, 5-10 cm széles), főként tridimitet tartalmazó szilikátceppek van a tállyai Arany-barlangban (2. kép). Több helyen találtunk hévizes eredetű, szilikátalapanyagú (albit, anortit, kaolinit stb.) bekérgeződéseket (pl. sárospataki Felső-barlang, salgótarjáni Baglyas-kői-üreg), szilikátpizoliteket (pl. háromhutai Galériás-barlang, regéci Smirgli-barlang). Egyes bányajaratok által feltárt explóziós barlangok falát gyönyörű fennőtt kristályok (kvarc, ametiszt, cölesztin stb.) borították, amíg ki nem rabolták azokat. Ritka érdekesség a Pulai-bazaltbarlang falán található sokszáz i singerit-korong. Hazánkban csak 5 kisebb jégbarlangot ismerünk és ezek mindegyike vulkanikus kőzetben van. E barlangokban az év nagyobb részében, vagy állandóan előfordulnak jégkérgék, drapériák, jégcsapok, és egy esetben a fírnó adja a kitöltődés anyagát.

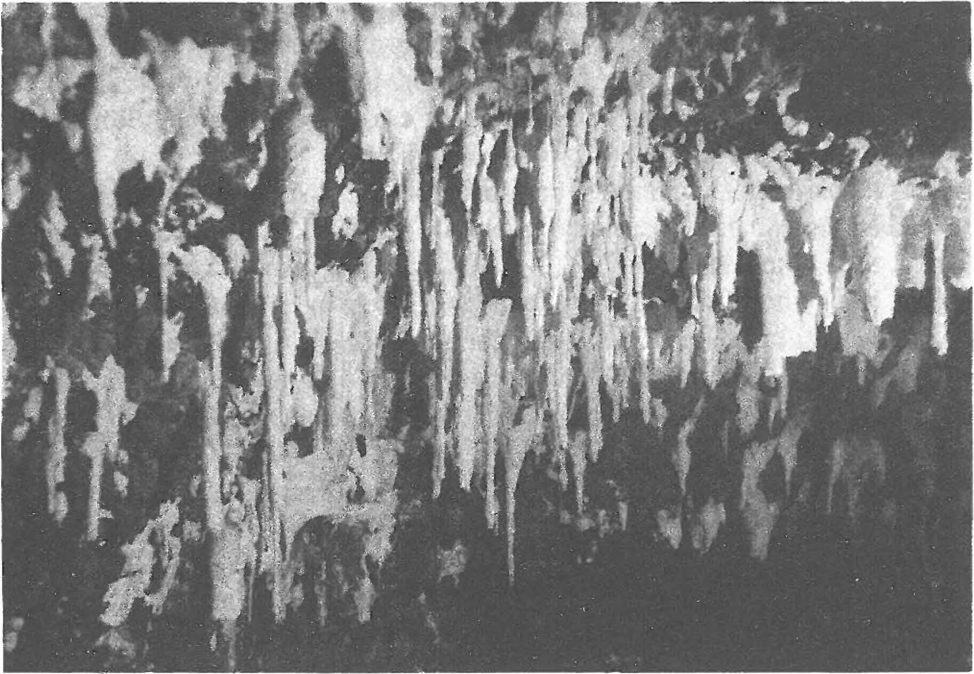
Klimatológiai és hidrológiai megfigyelések

A hazai nemkarsztos barlangok többsége kicsi (5-10 méteres). Ezek légterének sajátosságai rendszerint csak kis mértékben térnek el a felszíni klimatikus viszonyoktól. A nagyobb barlangokban viszont már érvényesülnek a kiegyenlített, a szélsőséges változásoktól mentes barlangi klímaviszonyok. A legtöbb barlang hőmérséklete megfelel a felszíni éves középhőmérsékletből és a geotermikus gradiensből adódó hőmérsékletnek. Ettől eltérés leginkább a porózus, vagy törmelékes kőzetben levő barlangoknál adódik, ahol a relatíve nagyobb kőzetfelület miatt nagyobb a párolgási hőleadás és ezért jelentősen lehűlnek, olykor a fagypontra alá is. Erre vezethető vissza, hogy a hazai klimatikus viszonyok között csak az erősen porózus, vagy töredezett vulkáni kőzetekben alakulnak ki jégbarlangok

A barlangi légáramlás tanulmányozása közben érdekes, egymás közelében levő barlangpárokra figyeltünk fel. Ezekben ellentétes a huzat iránya és a hőmérsékletükben 10-20 °C különbség mutatkozik. Nyáron a Szent György-hegyi Sárkány-jégbarlangból kifelé áramlik a -0,2 °C-os levegő, a tőle 400 m-re levő Meleg-fülkében pedig befelé a külszínivel azonos (átlagosan +18 °C) hőmérsékletű levegő. Télen a légáramlás ellenkező irányú és az előbbi barlang nyeli a külszíni, átlagosan -3 °C-os levegőt, az utóbbiból pedig kifelé áramlik a +12 °C-os levegő. A Szilvás-kőn nyáron a Marcinek-barlangból kifelé áramlik a +6,5 °C-os levegő, míg a tőle 10 m-re levő Dornyay-barlang porzik a befelé húzó +16 °C-os légáramban (3. ábra).

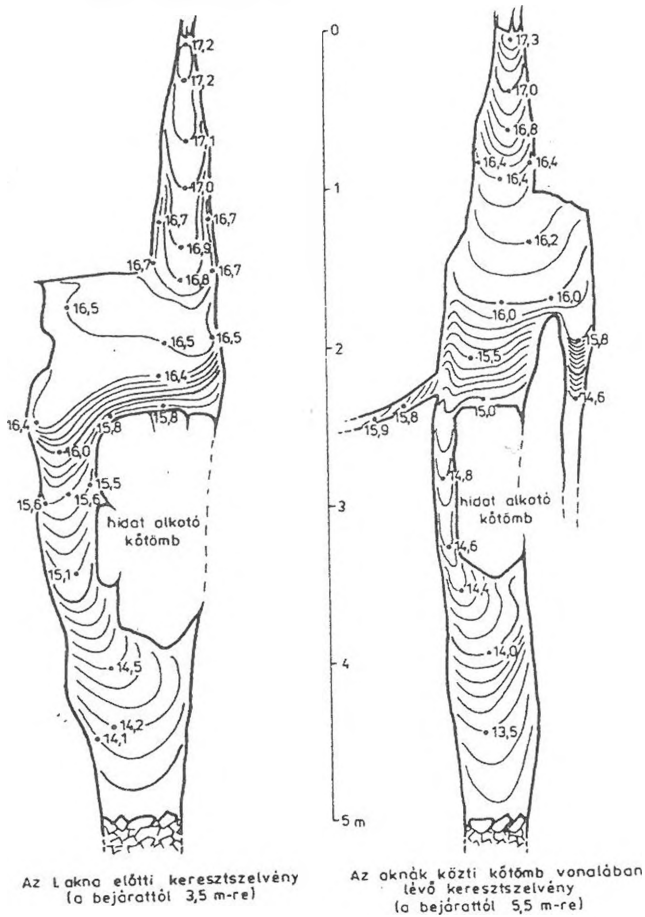


1. kép: A Kámori-rókalyuk egy fumarola működése során keletkezett csőbarlang andezitagglomerátumban (Foto: Eszterhás I.)
Picture 1. The Kámori-rókalyuk (Foxhole at Kámor) tunnel-cave formed by a working fumarola in andesite



2. kép: Szilikátcseppkövek a tállyai Arany-barlangban (Foto: Gönczöl I.)
Picture 2. Silica stalactites in Arany-barlang (Golden cave) in Tállya

A hőmérsékleti adatok °C-ban vannak megadva.
A felszíni hőmérséklet 16,4 °C. A légáramlás befelé tart.

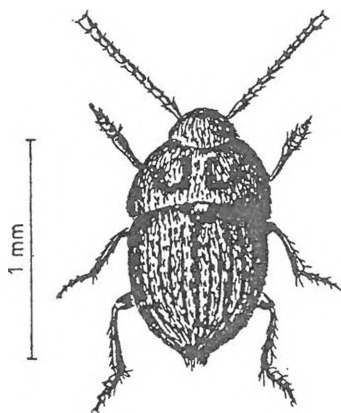


3. ábra: A Dornyay-barlang légtérének hőmérsékleti állapota egy nyári napon (ESZTERHÁS szerint 2001. aug. 11.)
Fig. 3. Temperature condition of the sirspace in Dornyay cave on a summer day (after ESZTERHÁS Aug. 11th, 2001)

Radon sugárzást eddig csak egyetlen napon át mértünk négy Szilvásokői barlangban, mely a légnyomásváltozásnak megfelelő ingadozást mutatva átlagosan 1600 Bq/m^3 -nek bizonyult.

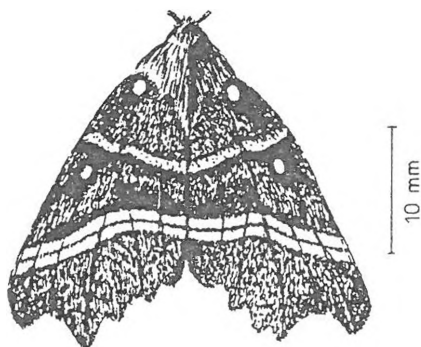
A nemkarsztos barlangok többségében hidrológiai jelenséget csak a páralecsapódás jelent. Néhány barlangban azonban találkozunk szivárgó,

vagy csörgedező forrásokkal (pl. Pokollik, Ülés-pataki-barlang), átmenő patakokkal (pl. Arany-barlang, Csörgő-pataki-álbarlang) és tavakkal (pl. Csörgő-lyuk, Pokol-lik).



Leptinus testaceus

A Szilvás-kői barlangok apró vakbogara a sárga egérbogár



Scoliopteryx libatrix

A vörös csipkésbagoly pille szívesen telen át a Kis-Szilvás-kői-sziklahasadékban

4. ábra: Két ízeltlábú a Szilvás-kői barlangok gazdag élővilágából
Fig. 4. Two arthropoda from the rich fauna of caves in Szilvás-kő

Biológiai vizsgálatok

A barlangok egy részével alaposabban is volt alkalmunk foglalkozni. Ilyen esetekben biológiai megfigyeléseket, határozásokat is végeztünk. Több időt tudtunk a Bakony néhány nemkarsztos barlangjára és a Szilvás-kő barlangjaira (4. ábra) szánni és alkalmasint egy-egy a Mátrában, vagy a Kőszegi-hegységben levő barlanggal is behatóbban foglalkoztunk. Persze az e barlangokból gyűjtött megfigyeléseink is csak sovány szeletkéjét mutatják a barlangok élővilágának. Eddig a hazai nemkarsztos barlangokból 193 állatfajt és 18 gombafajt volt lehetőségünk meghatározni. Úgy tűnik, hogy a pszeudokarsztos barlangok flórája és faunája nem mutat lényeges eltérést a mészkőbarlangok élővilágától. Inkább csak aránybeli eltolódást véltünk felismerni. A növényvilágban a penicillinek aránya, az állatvilágban pedig a lepkék aránya nagyobb a karsztbarlangok életközösségéhez hasonlítva.

Szinte valamennyi barlangban előfordulnak ugróvillások (*Collembola*), pecebogarak (*Catopidae*), holyvák (*Staphylinidae*), púposle-

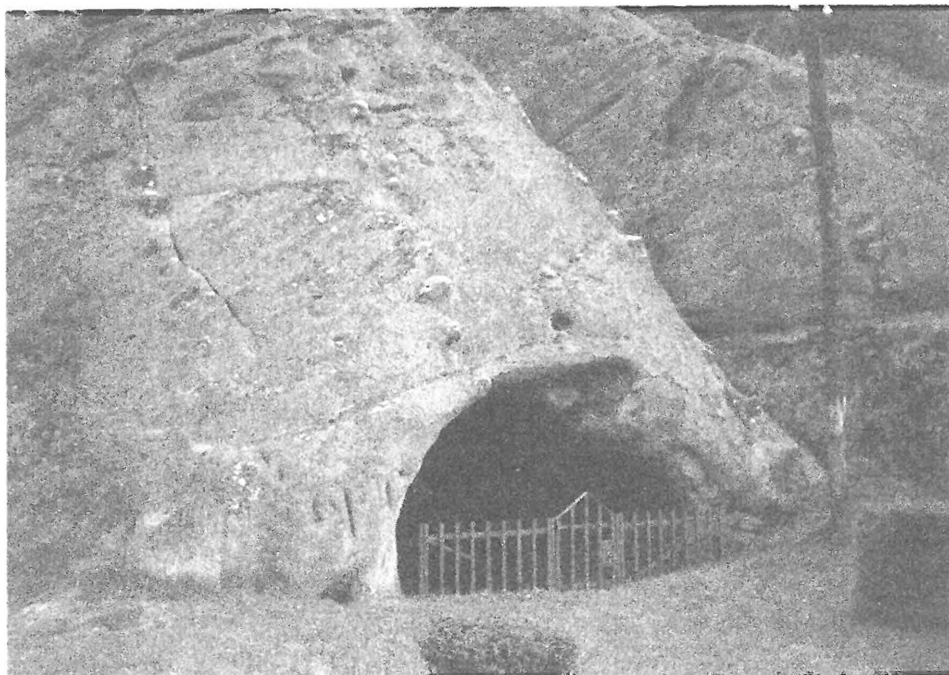
gyek (*Phoridae*), pókok (*Araneidae*) és néhány lepkefaj (*Lepidoptera*). Viszont volt szerencsénk találni csak egy, vagy néhány barlangban előforduló, ritka fajokat is. Először akadtunk rá egy velemi barlangban a korábban csak forrásmedencékből ismert magyar vakbolharákra (*Niphargus hungaricus*). A Szilvás-kői barlangokban találtunk egy piciny vak bogarat, a sárga egérbogarat (*Leptinus testaceus*), aztán a harmadik magyarországi lelőhelye van itt a ritka barlangi kaszáspóknak (*Holoscotoleman jaquatai*). Tudomásunk szerint hazánk területén eddig csak innen került elő az üregi pók (*Kratochviliella bicapiota*). A Kovácsi-hegy bazaltbarlangjaiban két igen ritka bogár, az *Orobainosoma hungaricum* és a *Hungarosoma bokori* fordul elő a szintén nem gyakori kövi csigafajjal (*Aegopis verticillus*) együtt. Petytyes gőtét (*Triturus vulgaris*) a Pulai-bazaltbarlangban találtunk.

A pszeudokarsztos barlangok hordalékkitöltődésében többnyire hiányzik a fosszilizációt segítő mészh, ezért lényegesen szerényebbek ősmaradványokban, mint a karsztbarlangok. A legrégebbinek számító lelet a risswurm inteerglaciálisból származó, a Seybold-barlangban talált óriás hörcsög (*Cricetus cricetus major*), robusztus peleféleség (*Glis sp. indet.*) és sarki pocoknyúl (*Ochotona sp.*) maradványa. A többi, nagy számú barlangból előkerült csontmaradvány a korai holocénben és a ma is élő állatoktól származik. Gyakori a róka, borz, őz, macska és kutya csontja.

Régészeti leletek és történelmi emlékek

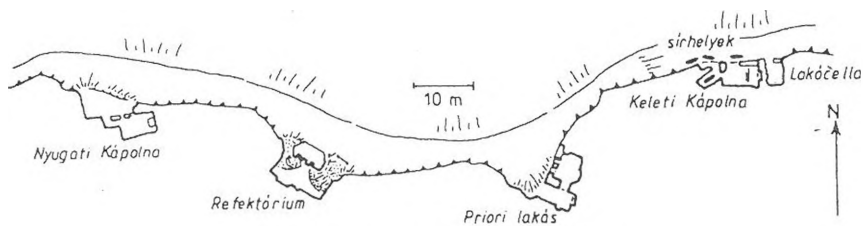
Ismereteink szerint eddig 15 nemkarsztos barlangból kerültek elő régészeti leletek. A legrégebbiek a legyesbényei Nagy-barlangban feltárt bükki típusú neolit cseréptöredék és pattintott kova, valamint obszidián eszközök. Késő bronzkori edénytöredékek négy barlangból ismertek, úgymint a mátraszenti Gyula-barlangból, a kapolcsi Pokol-likból, a salgótarjáni Baglyas-kői üregből és a legyesbényei Nagy-barlangból. Ez utóbbiból bronzkori tűzhelymaradványt is feltártak. A kövágószőlősi Remete-barlangból vaskori cseréptöredék, a bozsoki Csalános-ereszből pedig kora vaskori tűzhelymaradvány került elő. 6. századi vasfokost találtak Legyesbénye más említett barlangjában. A korai középkorból származó edénytöredékek voltak a pákozdi Bárcaházi-barlangban, a kapolcsi Pokol-likban. A tihanyi Barátlakásokban talált cseréptöredékek, kőmozsár, csontsíp korát pontosan behatárolja a mellettük előkerült III. Béla (1172-1196) korából származó rézpénz. A 12-15. századból származó edényeket pedig 5 barlangban is találtak. A sok újkori lelet közül csupán kettőt szeretnék megemlíteni, a mátraverebélyi Batyár-barlangban talált, macskakoponyából készített „*horrorisztikus*” pipát és a bozsoki Lőszeres-barlangból előkerült karabélylőszereket.

A barlangokra vonatkozó történelmi adatokat részben a régi írásokból, részben pedig az üregekben és azok környékén tapasztalt jelenségekből tudhatjuk meg. Az írások lehetnek enciklopédikus munkák. A nemkarsztos barlangokról főként BÉL (1742), OLÁH (1834), MOCSÁRY (1826), PESTHY (1888) és BARTALOS (1891) munkáiból szerezhetünk tudomást. Az esetek többségében sokkal precízebb adatok találhatóak a régi birtokösszeírásokban, periratokban és egyéb jegyzőkönyvekben. Egy-egy barlangból előkerült régészeti lelet, az üregben tapasztalt átalakítás, építés, a falakon levő karcok mind a barlang múltbéli szerepére utalnak.



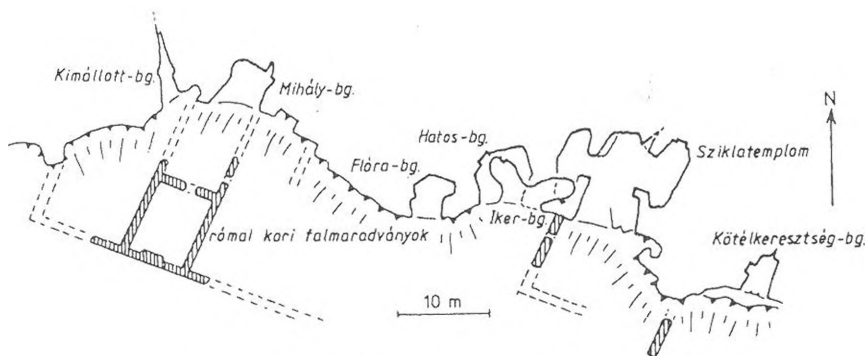
3. kép: Az istenmezejei Sziklakápolna homokkőben (fotó: Eszterhás I.)
Picture 3. Rock-chapel of Istenmezeje in sandstone

Eddigi ismereteink szerint 18 nemkarsztos barlang volt állandó, vagy átmeneti lakóhely (pl. a celldömölki Vas Pál lyuka, a nagygörbői Vadlánylik). Kultikus célú használatot 19 nemkarsztos üreg esetében ismerünk fel (pl. sályi Lélek-lyuk, istenmezejei Sziklakápolna, 3. kép), 32 gazdasági rendeltetésű (terményraktár, istálló stb.) üreget sikerült felismernünk. 9, részben átalakított nemkarsztos barlang szolgált védelmi, illetve katonai célokat (pl. a Regéci vár ürege, az arkai Asztag-kő barlangjai).



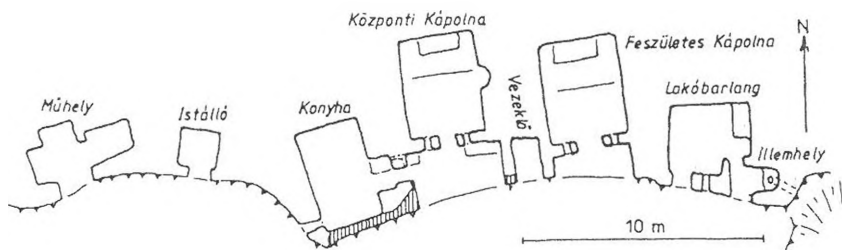
TIHANYI-BARÁT-LAKÁSOK

Felmérte: Eszterhás István 1983.



NAGYMAROSI-REMETEBARLANGOK

Felmérte: Gönczöl Imre 1995.



SZENTKÚTI-REMETEBARLANGOK

Felmérte: Damó Judit 1998.

5. ábra: A nemkarsztos kőzetekben található egykori barlangmonastorok
 Fig. 5. Former cave monasteries in the non-karstic rocks

Kutatásaink külön fejezete a nemkarsztos barlangokhoz kapcsolódó mondák gyűjtése. 23 ördögökről, sárkányokról, boszorkányokról, rablókról, remetéről, kristályokról és hadvezérekről szóló, valamint tragikus szerelmi történeteket elmesélő mondát sikerült eddig megismerni (ESZTERHÁS 1999).

Összegzés

A nemkarsztos barlangok szervezett kutatásának 20 éve alatt a Vulkánszeleológiai Kollektíva számos eredményt ért el. Leírásokkal, térképekkel, fényképekkel kataszterbe foglalt 822 hazai nemkarsztos barlangot, melyek közül 703 barlang a kollektíva tevékenysége előtt ismeretlen volt. 40 barlangban végzett feltárásokat és ez által 902 m barlangszakaszt tett hozzáférhetővé. Foglalkozott a nemkarsztos barlangok kialakulásával és ezen belül új genotípusokat (konzekvenciabarlang, fumarolabarlang, lúgos oldódású barlang) határozott meg. Több, hazánkban korábban nem ismert barlangi képződményt (szilikát-cseppkövek, szilikátpizolitek, isingeritkorongok stb.) talált és írt le. Hazai példák alapján foglalkozott az alacsonyhegységi bazaltokban kialakult jégbarlangok keletkezésének feltételeivel. Meghatározott 193 állat- és 18 gombafajt, köztük néhány kuriózumot is a nemkarsztos barlangok élővilágából. Foglalkozott a barlangok történelmi vonatkozásaival és lejegyzett 23 nemkarsztos barlangokhoz kapcsolódó mondát.

IRODALOM

- BARTALOS GY.* (1891): Egervidéki „kaptárkövek” és barlangok. – Archeológiai Értesítő XI. köt. Budapest p. 140-141.
- BÉL M.* (1742): Notitia Hungariae novae historico-geographica. – Wien
- BERTALAN K.* (1955): Magyarország nem karsztos eredetű barlangjai. – Karszt- és barlangkutatási tájékoztató (jan-jún.) Budapest p. 13-21.
- ESZTERHÁS I.* (1986): Barlangkeletkezés lúgos oldódással. – Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei I. sorozat 33. 1-4. füzet, Miskolc p. 139-148.
- ESZTERHÁS I.* (1987a): A Bakony bazaltbarlangjai. – Föld és Ég, Budapest p. 360-364.
- ESZTERHÁS I.* (1987b): A Tihanyi-félsziget barlangkatasztere. – A Bakony természettudományi kutatásainak eredményei 18. kötet, Zirc p. 1-84.
- ESZTERHÁS I.* (1988): A magyarországi bazaltbarlangok kutatásának eredményei. – Karszt és Barlang I. füzet. Budapest, p. 15-20.
- ESZTERHÁS I.* (1993): Genotypes of caves in volcanic rock in Hungary. – Conference on the karst and cave research activities of educational and research institutions in Hungary, Jósvalfő p. 81-86.
- ESZTERHÁS I.* (1994a): Vulkánszeleológia. – az MKBT kiadványa, Budapest p. 1-49.

- ESZTERHÁS I.* (1994b): Lychnis. – Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadvány, Kapolcs p. 1-64.
- ESZTERHÁS I.* (1997): Nemkarsztos kifejezések kislexikona. – a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Isztimér p. 1-80.
- ESZTERHÁS I.* (1999): Legenden über vulkanische Höhlen in Ungarn (Legendy o vukannických jaskyniach v Mad'arsku). - Slovenský kras XXXVII, Liptovský Mikuláš p. 29-36.
- ESZTERHÁS I.* (2000a): Durch Exhalation entstandene Höhlen im Karpatenbecken. – Jahresbericht der Höhlenforschengruppe Rhein-Main (Jahrgang 21.), Frankfurt a. M. p. 85-95.
- ESZTERHÁS I.* (2000b): Nemkarsztos barlangok – in Barlangi túravezetői ismeretek I. rész . – MKBT kiadvány, Budapest p. 63-64.
- ESZTERHÁS I.* (2001): Szilvás-kő barlangi atlasza. – a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Isztimér p. 1-28.
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó, Budapest p. 271-309.
- MOCSÁRY A.* (1826): Nemes Nógrád vármegyének Históriái, Geographiai és Statistikai Esmertetése – Petrozai Trottnér Mátyás betűivel, Pest I. kötet pl. 226-227, III. kötet p. 19.
- OLÁH J.* (1834): Balaton melléki tudósítások barátságos levelekben – Tudományos Gyűjtemény III. köt. 61, 68, 78 Pest
- OZORAY GY.* (1952): The genesis of non-karstic natural cavities as elucidated by Hungarian examples – Karszt- és Barlangkutatás II. kötet, Budapest p. 127-136.
- PESTHY F.* (1888): Magyarország helynevei, földrajzi és nyelvészeti tekintetben – Kézirat az Országos Széchenyi Könyvtárban, Budapest



NEMKARSZTOS FOLYAMATOK ÉS FORMÁK A BÜKK KARSZTJÁN

TÓTH GÉZA

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

Abstract: The paper describes the surfaces of different heights in the Bükk mountains in North Hungary. Surfaces formed at different times composed karst erosion bases beginning from the end of the oligocene period. The oldest spring caves opened onto the highest surfaces. The younger surfaces provided welling up of springs which were formed later. The author takes a stand on the question how the mid-miocene sediment covering the karst helped and impeded karsting. He also states the condition of limestone crumbling and occurrence of surfaces covered with limestone detritus in the Bükk mountains.

1. Bevezető

A Bükk mészkőtömegein a ma látható karsztformák kialakulása előtt végbementek olyan felszínfejlődési folyamatok, amelyek döntő szerepet kaptak a hegység karsztfejlődésében.

A karsztformákat hordozó felszínek, valamint a mészkövet fedő karsztidegen üledékek jelenlétének figyelembevételével mérlegeljük a legmagasabb karsztrégió formagenézisét és karsztképződményeit. Alapkérdés a nemkarsztos folyamatokkal kialakult karsztfennsíkok, azaz a különböző magasságban elhelyezkedő egykori elegyengetett felszínek genézise és kialakulási kora.

A tetőszinti karsztformák, valamint a 850-870 méteres felszínhez igazodó képződmények időben és kialakulási folyamataikban a nemkarsztos környezet és az ösvízrajzi állapotok rekonstruálásával értelmezhetők. A karsztosodó és nemkarsztosodó kőzetek eltérő lepusztulási üteme, felszínfejlődési és karsztfejlődési időtényezőt biztosít, ezen az alapon a tetőszint karsztformái jóval idősebbek lehetnek, mint azt eddig feltételeztük.

A mészkőfelszínek helyenként nem karsztos folyamatokkal kőzetaprózódással is gazdagodtak. Törmeléklejtők, töbrökítőltések és egykor eróziós, ma száraz kötörmelékes völgyek teszik változatossá a Bükk típusos karsztos folyamatokkal fejlődő felszínét.

2. A Bükk nagy felszínei és továbbformálódásuk lehetőségei

A hegység területén különböző magasságú és genézisű elegyengetett felszínnek maradványai lelhetők fel. A nagyobb, egységes mészkő tömegek jobban megőrizték egykori elegyengetett felszíneiket, mint a völgyekkel erősen feltagolt nem karsztosodó kőzetek.

A Bükk felsőkréta-eocén tönkfelszínéről egybehangzóak a vélemények, de annak további felszínalakulását különböző módon értelmezik a hegység kutatói (*STRÖMPL* 1914, *LÁNG* 1954, *LEÉL ÖSSY* 1954, *PINCZÉS* 1968a, 1968b, 1980, *HEVESI* 1978, 1986, 2002, *PELIKÁN* 1992, *VERESS* 1992, *SÁSDI* 1999, *DOBOS* 2002, *TÓTH* 1986, 2001a, 2001b).

A helység korábbi teljes oligocén tengerrel borítottságával szemben ma a részleges borítottság ösföldrajzi állapotának állítása, továbbá *SÁSDI* valamint munkatársainak kutatási eredményei alapján állíthatjuk, hogy a miocén üledékek megjelenése előtt jelentős felszínalakulás valószínűsíthető a Bükk felsőkréta-alsóeocén tönkfelszínén.

A miocén üledékek kialakulása előtt véleményünk szerint a tönkfelszín erősen átformálódott. Ennek a folyamatnak az állomásai a következők lehettek.

- A Bükk tönkfelszínén (paleozoos palák, triász mészkövek, júra agyagpalák) ÉÉNY – DDK-i. irányú ősi vízfolyások képződtek a Bükk-fennsík mészkőtömegén is. Ezek a vízfolyások északról érkeztek és délies irányba folytatódtak. Mindez a mai völgyek irányával bizonyítható agyagpalákon és mészkövön egyaránt. Nem lehet véletlenszerű a völgyek irányának egy egyenesbe esése északon, majd a fennsíkon és a Déli-bükkben. Az északi völgyek obszekvens továbbfejlődést nyertek, a fennsíkon pedig módosultak az eredeti lejtési irányok. A fennsík bérceinek és jelentősebb lapáinak eredeti lefutási iránya valamint a tetőszint közelében elhelyezkedő forrásbarlangok, víznyelők és tóbbrök keletkezése szintén az ösvízrajzi állapotokra vezethetők vissza. A tönkfelszín mészkő területei 80-120 m-es relatív szintkülönbségű feltagolást kaptak. A mai állapotához nagyon közeli domborzat már a miocén üledékek előtt kialakult.

- Az átöröklődés vagy a karsztvíz közelsége miatt a mészkövön átfutó fennsíki völgyek rendszere a később 850 – 870 m-es szint kialakulásával (oligocén-alsómiocén) elveszti eredeti irányát és új továbbfejlődési lehetőségét kap. A 850 m. körüli magasságban kifejlődött, feltehetően abráziós felszín új karszterózió-bázist képez a forrásbarlangoknak pl.: Tar-kő barlang.

- A hegység központi részének további emelkedése, vagy a tenger visszahúzódása az oligocénban vagy az alsó miocénban alacsonyabb a mai 650 –

750 méteres fiatalabb egyengetett felszínt eredményezi agyagpalán és mészkövön (Északi és Déli Bükk). Agyagpalákon abrázációs és pedimentációs letarolás mehetett végbe lenyelve a közbülső mészkő tömegeket is. A folyamat a központi legmagasabb tömeg felé a mészkő közethatáráig haladt. Kialakultak a Bükk mészkövön nagyrészt fennsíknak minősíthető felszínei 650 – 750 m mai magasságban pl.: DK-i Bükk, Létras-tető, Kis-fennsík magasabb része.

- Oligocén végi – miocén elejei felszíneket a miocén üledékek mintegy – 800-1200 méter vastagságúnak valószínűsített takarója konzerválta. A Bükk-fennsík feltagolt felszínén a bércek – lápák is üledékek alá kerültek. Így a Körös–bérci–barlang és a tetőszinten, valamint a lápák alján kifejlődött ősi töbrök szintén.

- Az abrázációval és szárazföldi egyengetéssel kiformált alacsonyabb szintek (650-750 m) mészkövön karsztformákkal más kőzeteken az ősi völgyek eredeti irányával betemetődtek miocén üledékekkel. Az üledékek folyamatos lepusztulása a pleisztocén végéig tartott és nem adott karszt-továbbfejlődési lehetőséget. A pliocén végén helyenként foltszerűen kibontódott mészkőfelszínek a karszt üledék takaróiról érkező vizeket fogadva víznyelők kialakulását biztosították. Pl. Kis-kő-hát, Tölgyes orom víznyelői.

3. A miocén üledékek szerepe a legmagasabban fekvő karsztformák kialakulásában

A Kis-kő-háti zsomboly (egykori víznyelő), a Körös-bérci-barlang, a Tar-kő-barlang, (forrásbarlangok) a Fekete-sár-lápa többrei, a Füstös-kő-bérc víznyelője mikor és hogyan alakulhatott ki? Mindezek genetikáját a mai tetőszinti helyzetük az elveszített északi magasabb agyagpala tönkfelszín vízgyűjtő terület, illetve a mélyebbre került karszterózióbázisok (850-870 m illetve 650-700 m.) figyelembevételével kell értelmezni. Kialakulásuk körülményeit és idejét keresve talán először vetődik fel a kérdés, hogy a miocén üledékek előtt vagy azok lepusztulásával kapcsolatosan alakulhattak ki a tetőszint közeli karsztformák? Továbbá, mikor keletkezett a bérc-lápa – rendszer és a töbrök régebbi nemzedéke a gerinceken és völgyekben.

A Körös-bérci-barlang, a Tar-kő-barlang és a Füstös-kő-bérci - víznyelő korát 2-3 millió évnél idősebb képződménynek valószínűsíthetjük.

Ugyanakkor a Kis-kő-háti - zsomboly a karsztvíz ritmusos lesüllyedésével kialakuló egykori víznyelőbarlang viszonylag fiatalos cseppkő-díszítéssel tárul elénk. Kialakulása a pliocén végére – pleisztocénra valószínűsíthető. A környező mészkövön kialakult mélyedéseket (lápákat) még

kitöltő miocén üledéken érkező vizek alakíthatták ki a kibontódó déli karszteremen a víznyelőt. A miocén üledékek keleti irányú lehordódása az eredeti ÉÉNY-DDK-i ősi vízfolyásirányokat átformálták. Fokozatosan alacsonyabb karszterózió-bázist biztosított a takaró kőzetek lepusztulása, így a víznyelő újabb és újabb függőleges aknái fejlődtek ki. A Kis-kő-háti - zomboly kialakulásával összefüggő kérdés, hogy a már kiformált mélyedéseket (lápákat) betöltő üledékeken érkező vizek, vagy a még létező eredeti tönkfelszint takaró kőzetek biztosították-e a vízgyűjtő területet északról. Ha az utóbbit fogadjuk el, akkor az utolsó 2-3 millió év alatt a takarók lepusztulása után még feltételeznünk kellene 80-100 méteres mészkő lepusztulást, azaz a lápák képződését. Mindez az idő és a kőzet-lepusztulás ütemét tekintve irreális feltételezés! A mai felszíneken a miocén üledék maradványok előfordulása a korábban átformált, feltagolt tönkfelszint igazolja a Bükk tetőszintjén.

A Fekete-sár - lápában, a lápa tengelyében idős, csaknem lepusztult peremű töbrök (VERESS 1992), a miocén üledékek előtti kialakulást bizonyítják. Mellettük kb. 2 millió éves fiatal töbrök fejlődtek ki (Mohos-töbör), a miocén üledékek elvékonyodása és eltávozása idején.

A Kőrös-bérc csaknem tetőhelyzetben található forrásbarlangja és a barlangban talált miocén üledékek a már kialakult üregeket tölthették ki, egyben a takaró üledékek védő, konzerváló szerepet is jelentettek a barlang számára.

A miocén takarók előtt kellett egy karszterózióbázisnak léteznie a barlang magasságában (930 m), továbbá több tíz méterrel magasabb mészköttegeknek, amelyek fogadhatták feltehetően északról a „B” típusú vizet a forrásbarlang számára. A miocén takarók érkezése előtt már kialakult a 650-700 méteres mai felszín, egyben egy jóval alacsonyabb karszterózióbázis a bükki mészkötteg karsztvizeinek felfakadására.

A Kőrös-bérci-barlang jelenlegi környezete az északnyugatra elhelyezkedő töbrösoros lápa kb. 60-80 méterrel mélyebben, valamint délkeletre a Fekete-sár-lápa ugyancsak nem alakulhatott ki a forrásbarlang képződése után a pliocén végétől. Mindez időben, eróziós vagy karsztdenudációs folyamatokkal nem magyarázható. Korábban a forrásbarlang és utána a mélyebb helyzetű lápák kialakulása lehetséges és törvényszerű. A barlang keletkezésekor fölötté jóval vastagabb és a környezetben magasabb mészkőfelszínek biztosították a víznyelő-forrás-barlang kifejlődést. A mészkövek areális felszíni lealacsonyodása nem több mint 10 m/1 millió év. Ezek az adatok és tények a miocén üledékek előtti felszínfejlődési szakaszra teszik az ország legmagasabban fekvő forrásbarlangjának kialakulását (930 m).

A Fekete-sár-lápa középső részén egy délre nyíló forrásbarlang néhány méter után teljesen kalcittal töltődött ki, ezzel bizonyítva az idős állapotot és az északról érkező egykori „B” típusú karsztvizeket egyben egy 850-méteren kialakult miocén takarók előtti karszterózióbázist.

A Tar-kő-barlang idős elcalcitosodott járatai 850 m-en nyílnak. Egyértelműen egykori karszterózióbázisra fakadt, oligocén abrázios felszín lehetett. Fejnagyságú mészkő kavicsok a barlang kitöltési anyagában inkább abrázios eredetűek lehetnek, mint barlangi koptatottságú kavicsok. Helyzete alapján így az oligocénre tehető a barlang kialakulása, aktív forrásbarlang tevékenysége. A Tar-kő-barlang magassági helyzete, az abráziosnak valószínűsíthető kavicsok és a Bükk-fennsíktól Ny-ra és Keletre is előforduló 850-870 m-es szintek (Ördög-hegy, Őr-kő, Pes-kő vonulata illetve a Zsérci-Nagy-dél –Nagy- Hárs) együttesen erősítik meg a magasabb oligocén el egyengetett felszín létezését. Az Északi és Déli-Bükk felszíne később de a középső miocén takarókig el egyengetődött.

4. A mészkövek aprózódásának felszínformáló szerepe a Bükk-fennsíkon és annak peremén

JAKUCS véleményét, azaz, hogy a mészkő mállik, kémiailag pusztul és nem aprózódik nagy vonásokban elfogadom. Mégis, néhány példáját szeretném bemutatni a mészkő aprózódásának, és a karsztfelszínnek helyenként jelentős mészkőtörmelékkel történő elborítottóságát a Bükkben.

Való igaz, hogy a karsztot alapvetően kémiai folyamatok alakítják az átlagosnál jobban oldódó karsztosodó kőzeteken. Ugyanakkor, bizonyos éghajlaton szerepet kaphat az aprózódás és az oldást háttérbe szorítva meghatározó felszínformáló tényező lehet. Az éghajlat mellett a karsztosodó kőzet rétegtani, szennyezettségi állapota is közrejátszik a fizikai megbontó folyamatokban, illetve annak támogatásában.

A hazai magasabb karsztokon vagy korábbi, hűvösebb éghajlati feltételek mellett a kőzetaprózódás jelentős lehet mészkövön is. A Bükk-fennsík északi és déli peremén jelentős kiterjedésű kőzetblokkos törmelék-lejtők alakultak ki a „*bükki kövek*” déli lejtőin pl. Kis-kő-hát, Tar-kő. Az Istállós-kő-lápa, valamint a szomszédos kőfolyásos völgyek a mészkő aprózódásának típusos területei.

Sajátos látványt kínál az Istállós-kő lápa, ahol láda nagyságú szögletes mészkőblokkok töltik ki a völgytalpat. Függő helyzetben mellékvölgyek csatlakoznak a fő völgyhöz és szállítják az aprózódott mészkövet. Ezek kialakulásánál a tűzkősávoknak völgyképződést megindító jelentősége volt. A

tűzköves mészkő ridegebb tűzkő sávjai kb. 50-60°-os dőlésű réteghelyzet mellett megindították a kőzet aprózódását és ezzel a völgyképződést.

A Bükk-fennsík felszínének többnyire enyhe lejtőszögei kevésbé támogatják a mészkő aprózódásos megbontását. A fennsík töbreinek megbontásakor látottak ugyanakkor meggyőztek arról, hogy a pleisztocén hűvösebb éghajlatú szakaszai a glaciálisok jelentős kifagyásos kőzetaprózódást eredményezett és a meredekebb oldalakkal rendelkező többrök szögletes kőtörmelék kitöltése tekintélyes. Erre példa a Nagy-Mohos-töbör és a Fekete-sár-bérc tetején 7 méter mélységig bontott töbör kitöltése volt.

5. Következtetések

- A Bükk különböző magasságú elegyengetett felszínei különböző földtörténeti időben és eltérő denudációs folyamatok eredményei. A bükki karsztformák kialakulásának kora a felszínnek kiformalódásával összefügg.
- A Bükk-fennsík (950 m. körüli tetőszintekkel) felső kréta- alsó eocén tönkfelszíne ÉÉNY-DDK-i átfutó vízfolyásokkal a miocén üledékek megérkezése előtt bérc-láparendszerrel feltagolt felszínre fejlődött. Az érkező vizek „B” típusú karsztosodást biztosítottak.
- A hegység 850-870 m-es mai felszíne valószínűleg oligocén abrázio vagy pedimentáció eredménye. Erre a szintre, egykori karszteróziobázisra forrásbarlangok öntötték a karsztvizet. (Sima-kő, Nagy-mező öblözetei)
- Délen 650-700 m-es Északon 700-750 m-es mai tetőmagasságú – az oligocén végi-miocén elejei elegyengetett felszín képződött, majd miocén üledékekkel lefedődött. Az eltemetett Bükk völgyrendszere és karsztformái a pliocénban és a pleisztocénban fokozatosan bontódtak ki és továbbfejlődtek. A pliocén-pleisztocén kiemelkedés a karszteróziobázist a völgyekbe helyezte át.
- A fennsík peremén pedimentációval megfiatalított felszínre fejlődtek a központi tömegek erősebb kiemelkedésének következtében.
- A fennsík tetőszinti karsztformái már részben a miocén takarók előtt kialakultak, eltemetett állapotban őrződtek meg.
- A legmagasabban elhelyezkedő forrásbarlangok a legidősebbek, a jelenben is fejlődő forrásbarlangok és az előbbiektől között jelentős időkülönbség van.
- A Bükk egykori tönkfelszíne a peremek felől újabb és újabb elegyengető folyamatokkal egyre alacsonyabb szintekre pusztult. A kiemelkedés és ezzel törvényszerű lepusztulás a karszteróziobázist 930-m-ről fokozatosan a mai 126-méteres karszteróziobázisig (Miskolctapolca) a lacsonyította le. A magasabb korábbi elegyengetett felszínre, mint karszteróziobázisok idősebb

forrásbarlangokkal állnak fejlődési kapcsolatban. A később kiformalódott karszerózióbázisok és a völgybevágódások egyre fiatalabb forrásbarlangok kialakulásának a lehetőségét biztosították.

- A mészkövek aprózódása kőzetminőségi, rétegtani továbbá éghajlati és lejtőviszonyok függvénye. Időnként és helyenként háttérbe szoríthatja a jellegzetes oldásos felszínformákat.

- A Bükkben törmeléklejtők, kötörmelékkal kitöltött völgytalpak és szögletes kötörmelékkal részben kitöltött töbrök a legjellegzetesebb kőzetaprózódásos formák a mészköveken.

IRODALOM

DOBOS A (2002): A Bükk alja II. Felszínalaktani leírás. A Bükki Nemzeti Park. - Eger p. 217.228.

DUNKL I.-ÁRKAI P.-BALOGH K.-CSONTOS L.-NAGY G. (1994): A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete. - Földtani Közöny Bp. 124 p. 1-24.

HEVESI A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. – Földr. Ért. 27. p. 169-203.

HEVESI A. (1986): A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja. - Kandidátusi értekezés. Bp. 1986.

HEVESI A. (2002): A fejlődéstörténet II. Felszínfejlődés p. 83-108. p. Felszínalaktani jellemzés. 109-148 A Bükki Nemzeti Park Eger

LÁNG S. (1954): Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. - Hidr. Közl. 34. p. 70-81.

LEÉL ÖSSY S. (1954): A Magas-Bükk geomorfológiája. - Földr. Ért. 3. p. 323-356.

PELIKÁN P. (1992): Adatok a Bükk hegység felszíni karsztfejlődéséhez. – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai II. Miskolci Egyetem p. 259-268.

PINCZÉS Z. (1968a): A Bükk-hegység tönk-és pediment felszínei. – Term. földr. dok. 7. MTA FKI p. 32-39.

PINCZÉS Z. (1968b): Herausbildung der tertiären oberflächen des Bükk-Gebirges. – Acta Geographica Debrecina, VII. p. 189-200.

PINCZÉS Z. (1980): Production of planation Surfaces and their Types as Illustrated on the Examples of a Tertiary Volcanic and of a Mesozoic Mountain. – Acta Geographica, et Meteorologia Debrecina, XIV-XV. 1975-1976. p. 5-29.

SÁSDI L. (1999): Korai miocén karsztfelszín a Déli-bükkben. – Karsztfejlődés III. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 119-124.

- STRÖMPL G.* (1914): A borsodi Bükk karsztja. - Földr. Közl. 42. p. 79-98.
- TÓTH G.* (1986): A Bükk hegység neogén felszínfejlődése különös tekintettel a karsztosodásra. – Kandidátusi értekezés Bp.
- TÓTH G.* (2001a): A karsztos résrendszer fejlődésének ösföldrajzi tényezői a Bükkben. - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 113-125.
- TÓTH G.*(2001b): A Bükk felszínfejlődése és karsztosodásának összefüggései. - Földr. Konferencia Szeged CD. Kiadványa.
- VERESS M.*(1992): Adatok a Fekete-Sár-rét karsztmorfogenetikájához. – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai II. Miskolci Egyetem p. 5-18.

OLDATÁSI VIZSGÁLATOK A KÓMAGASI-KÖTENGER (TAPOLCAI-MEDENCE) HOMOKKŐ MINTÁIN

VUKICS ADRIENN

Szilágyi Erzsébet Keresztény Általános Iskola
8200 Veszprém, Iskola u. 6. turamano@mailbox.hu

Abstract: In this study we investigated development of pseudokarren forms of Kőmagas block field (Tapolcai-basin, Hungary). We studied rock-samples of solubility. We could establish, that weight-loss of those of rock-samples rock are bigger which are not happen water change. We can explain that from these samples fall bigger pieces. If we change the water then weight - loss is not depend the size grain of the samples. The dissolution of the amorphous silica is more intensity. Therefore quantity of amorphous silica is independent from the size grain of the rock.

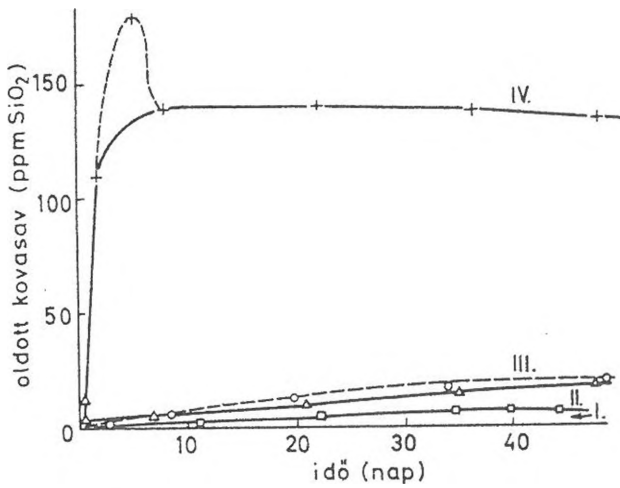
1. Bevezetés

Tanulmányunkban a Balaton-felvidéki kőtengerek homokköveinek oldódását vizsgáljuk laboratóriumi körülmények mellett.

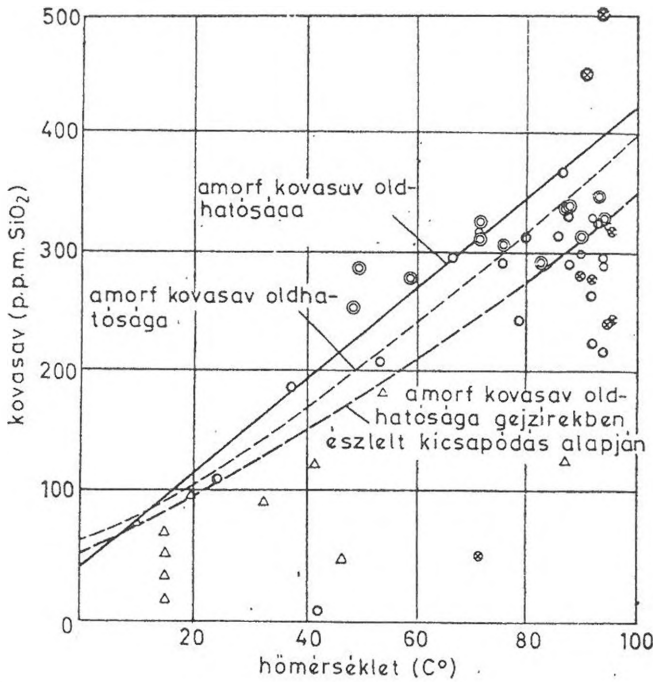
A Káli-medence kőtengereivel LÓCZY (1913), CHOLNOKY (1929), BULLA (1954), GYŐRFFY (1957), VERESS (2003), míg a Tapolcai-medence kőtengerével, a Kőmagassal GYŐRFFY (1957) foglalkozott. LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1929) szerint a kötömböket hordozó magaslatok egykori turzások, melyek a Káli-medencével együtt a pliocénkori deflációval képződtek pannóniai homokból. BULLA (1954) és GYŐRFFY (1957) szerint, a vulkáni utóműködés során feltörő hidrotermális oldatok kicsapódó kovája cementálta össze a homokot homokkővé, amely fagyhatásra később kötömbökre különült. A hidrotermális kova (amorf kova) jelenlétét a kőzettani vizsgálatok is megerősítették (KALMÁR 2000).

VERESS (2003) a Káli-medence kőtengerein a kőzet szemcsemérete szerint az alábbi kőzettípusokat különbözteti meg. „A homokkő mellett különböző konglomerátumok különíthetők el, amelyek a következők. Finom szemcséjű konglomerátum, amely uralkodóan 2-10 mm szemcseátmérőjű kavicsot tartalmaz. A közepes szemcséjű konglomerátum uralkodóan 10 mm feletti kavicsból épül fel. A fentiek mellett elkülöníthető még konglomerátumos homokkő, amelyben uralkodónak tekinthető a 2 mm alatti szemcseátmérőjű homok és ezen túlmenően a finom-közepes szemcséjű konglomerátum,

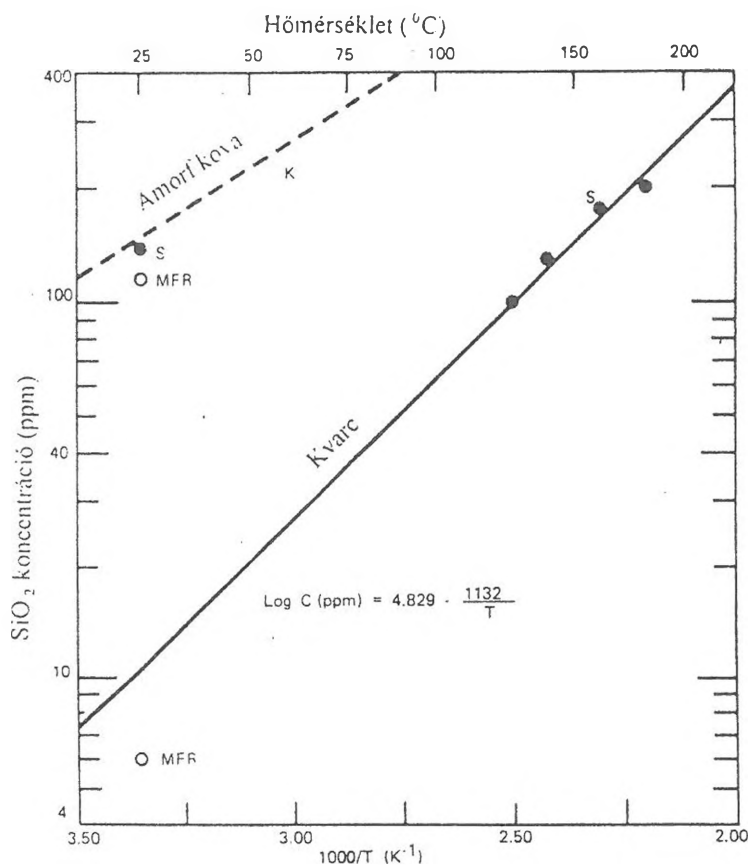
amely uralkodóan 2-10 mm átmérőjű kavicsot tartalmaz, de emellett vannak még benne 10 mm-nél nagyobb átmérőjű kavicsok is.”



1.1. ábra: A SiO₂ kristályos és amorf változatainak oldódása az idő függvényében. Jelmagyarázat: I. kvarc; II. krisztobalit; III. opál; IV. amorf kavasav (SIFFERT 1962)
 Fig 1.1. Solution of crystalline and amorphous SiO₂ in the function of the time.
 Legend: I Quartz, II Cristobalite, III Opal, IV Amorphous silica (SIFFERT 1962)

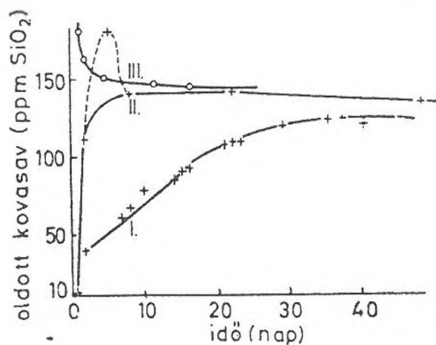


1.2. ábra: Néhány kavasvfajta oldódásának összehasonlítása (WHITE-BRANNOCK-MURATA 1956 után).
 Fig 1.2. The comparison of the some silica kind (after WHITE-BRANNOCK-MURATA 1956)



1.3. ábra: Amorf kova és kristályos kvarc oldódása a hőmérséklet függvényében (WHITE et al. 1988).
 Jelmagyarázat: *S kísérleti eredmények alapján (SIEVER; R. 1969. után) o MFR: MOREY et al. (1962.; 1964 után); K: amorf kova kioldódási görbéje (KRAUSKOPF 1956 után).
 Figure 1.3. The solution of the amorphous silica and crystallized quartz in the function of the temperature (after WHITE et al. 1988).

Legend: *S: According to experimental results (according to SIEVER 1969) o MFR: after MOREY et al (1962, 1964), K: Functional curve of the solution of the amorphous silica (according to KRAUSKOPF 1956)



1.4. ábra: Amorf kavasav oldódása a hőmérséklet függvényében. I. „Actigel”, II. porított amorf kavasav 20 °C-on, III. amorf kavasav 250 °C-on vízben (nyomás alatt) (SIFPERT 1962 után)
 Figure 1.4. The solutionability of amorphous silica in the function of the pH (SIFPERT 1962).
 Legend: 1. The $\text{Si}(\text{OH})_4$ field of the molecular silica-ion, 2. The H_2SiO_4 field of the silicate-ion

A kötengerek kötőmbjein a következő pszeudokarros formák találhatóak meg: vályúk, kürtők, madáritatók, karrasztalok, homokköpoligonok, lépcsők, gyűszűkarrok, színlők, zsebek, tafonik, barlangok (VERESS 2003). E formák a kötengereket felépítő kőzet oldódása következtében alakulnak ki. VERESS (2003) szerint a kőzet – miután az amorf kova oldódik – aprózódik, és a kisebb szemcsék elszállítódnak. Ugyanis a kristályos kova az amorf kovához képest alig oldódik (SIFFERT 1962, 1.1-1.4. ábra).

2. Oldatási kísérlet

A kőzet oldódásának jobb megismerése miatt az alábbi oldatási kísérleteket végeztük el.

2.1 A kísérlet leírása

Három kísérletsorozatot folytattunk különböző oldatási környezetben. Az első esetben, az oldatási környezetet nem változtattuk. A kőzetminták 11 hétig ugyanabban az oldatban álltak (I. táblázat). A második esetben azonban igen, itt az oldatási idő 8 ill. 10 hét volt (II. táblázat).

I. táblázat
Table I.

Az állandó oldatban álló kőzetminták súlyának változása grammban és százalékban a kísérlet elején és végén.
The weight-loss of some rock-samples when water change was not happen

| mintavétel száma | mintavétel helye | kőzet szemcse mérete | eredeti súly [gr] | oldás utáni súly [gr] | fogyás %-ban | oldatás ideje [hét] |
|------------------|--|----------------------|-------------------|-----------------------|--------------|---------------------|
| 2002/10/29/1 | Salföld, egy madáritató pereme | h. | 8,1675 | 8,1411 | 0,3232% | 11 |
| 2002/10/29/2 | Nagy-Kőmagas, egy kötőmb oldal, egy hasadék mentén | h. | 7,4641 | 7,4344 | 0,3979% | 11 |
| 2002/11/12/7 | Kis-Kőmagas (K-i oldal, ua., mint a 6. minta) | f. | 17,2112 | 17,1666 | 0,2591% | 11 |
| 2002/11/12/8 | Kis-Kőmagas (K-i oldal, ua., mint az 5. minta) | h. | 18,3976 | 18,3823 | 0,0831% | 11 |
| 2002/11/27/A | Kis-Kőmagas | h. | 13,1312 | 13,1003 | 0,2353% | 11 |
| 2002/11/27/C | Kis-Kőmagas | f. | 14,3108 | 14,2725 | 0,2676% | 11 |

h = homokkő

f = finom szemcséjű konglomerátum

h = sandstone

f = fine grain conglomerate

A hetenkénti oldatcserés kísérletben résztvevő kőzetminták súlyának változása grammban és százalékban a kísérlet elején és végén

The weight-loss of some rock-samples when water change happened weekly

| mintavétel száma | mintavétel helye | kőzet szemcse-mérete | eredeti súly [gr] | az utolsó oldatás utáni súly [gr] | fogyás %-ban | oldatás ideje [hét] |
|------------------|---|----------------------|-------------------|-----------------------------------|--------------|---------------------|
| 2002/10/29/3 | Salföld, egy madáritató pereme (ua. mint az 1. minta) | h. | 15, 2168 | 15, 1561 | 0, 3989% | 10 |
| 2002/10/29/4 | Nagy-Kőmagas, egy kőtömb oldala (ua. mint a 2. minta) | h. | 17, 3629 | 17, 3241 | 0, 2096% | 10 |
| 2002/10/29/5 | Kis-Kőmagas (K-i oldal, egy kibillent kőtömb-ről) | h. | 15, 4941 | 15, 4815 | 0, 0748% | 10 |
| 2002/10/29/6 | Kis-Kőmagas (K-i oldal, egy kibillent kőtömb-ről) | f. | 13, 0463 | 12, 9914 | 0, 4031% | 10 |
| 2002/11/27/B | Kis-Kőmagas | h. | 17, 1329 | 17, 0234 | 6, 3912% | 8 |
| 2002/11/27/D | Kis-Kőmagas | f. | 22, 9087 | 22, 8416 | 0, 2929% | 8 |

h = homokkő

f = finom szemcséjű konglomerátum

h = sandstone

f = fine grain conglomerate

Az 1. számú kísérletben a 2002/10/29/5 és a 2002/10/29/6 mintákon hetente cseréltük az oldatot, a 2002/11/12/7 és a 2002/11/12/8 minták pedig állandó oldatban álltak. A 2. számú kísérletben a 2002/11/27/B és a 2002/11/27/D mintákon hetente cseréltük az oldatot, a 2002/11/27/A a 2002/11/27/C minták álltak állandó oldatban. A 3. számú kísérletben a 2002/10/29/3 és a 2002/10/29/4 mintákon cseréltük hetente az oldatot, míg a 2002/10/29/1 és a 2002/10/29/2 minták álltak ugyanabban az oldatban 11 héten keresztül (I., II. táblázat).

2.2 Az oldatás során alkalmazott módszer

Az oldatás körülményeit a következőképpen alakítottuk ki. Megtisztítottuk és kiszáritottuk a mintákat, majd az ismert tömegű minták mennyiségét 13-as pH-jú, 0,1 mol/dm³, 100cm³ NaOH oldatba helyeztük. Miután a mintákat

az oldatból kivettük, csapvízzel lemostuk, majd 2x1 napot álltak cserélt desztillált vízben. (Ha nem áztattuk volna ki a mintákat, akkor a NaOH szárításkor megszilárdult szemcséi a közetszemcsék közé beépülve növelhették volna annak súlyát.) Ezután a mintákat szárítógéppel kb. 60 °C-on szárítottuk súlyállandóságig, majd egy-két napot szabad levegőn hagytuk állni. Végül lemértük a kőzetmintákat és a hetenkénti oldatcserénél újra oldatba helyeztük. Mindhárom esetben két-két darab mintával folytattuk a kísérletet.

3. Eredmények értékelése

Az 1. sz. kísérlet, különböző szemcseméretű mintákon történt. A homokkő és finomszemcséjű konglomerátum mintákat Kis-Kőmagas területéről gyűjtöttük.

E minták esetében mind az állandó oldatban lévő és mind a hetenkénti oldatcserés mintáknál a finomszemcséjű konglomerátumnál tapasztaltuk a nagyobb súlycsökkenést (2.1, 2.2. ábra, I., II. táblázat).

A 2. számú kísérlethez ugyanazon kőmagasi kötömb két különböző kőzetéből származtak a minták. A kötömb felső konglomerátumos rétege épségben megmaradt, alatta viszont a homokkő réteg számottevően kioldódott. A fenti helyekről vett mintákon is elvégeztük az oldatást. Ebben az esetben a kétféle oldatás során a kőzetminták súlya eltérően változott. Azon mintáknál, ahol hetente cseréltük az oldatot, jobban oldódott a homokkő, mint a finomszemcséjű konglomerátum. Ez arra utal, hogy ebben az esetben a homokkőnek volt nagyobb az oldódó anyag tartalma (2.3, 2.4. ábra, II. táblázat).

A 3. számú kísérletnél különböző területek (Kőmagas és a Salföldi-kötenger) azonos szemcseméretű kőzeteit oldattuk. Salföldön mélyebb és gyakoribb oldásos formák alakultak ki, mint Kőmagason. Ezért feltételeztük, hogy a Salföldi-kötenger kötömbjeinek oldható anyag tartalma nagyobb, mint a kőmagasi kötömböknek.

Azoknál a mintáknál, ahol hetente cseréltük az oldatot, a súlycsökkenés a salföldi mintáknál a nagyobb. A salföldi minta jobban oldódott, mint a kőmagasi. Feltételezésünk beigazolódtott, a salföldi mintának nagyobb tehát az oldható anyag tartalma (2.5, 2.6. ábra, II. táblázat).

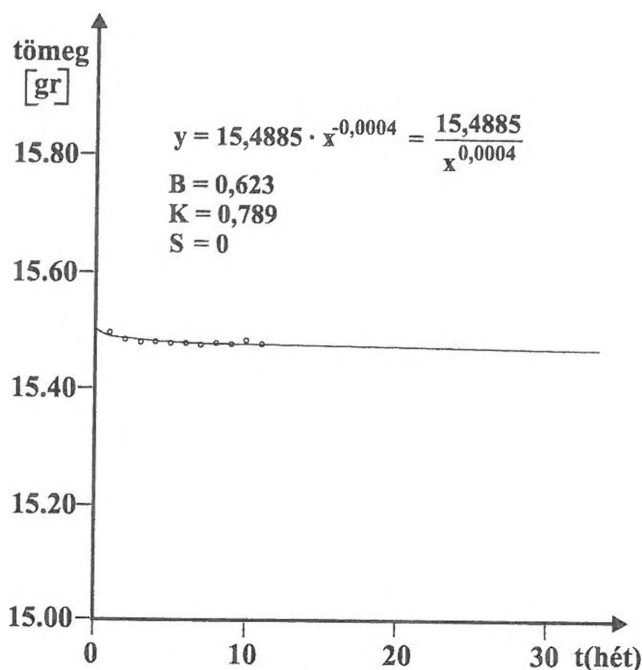
Ugyanakkor azon minták esetében, ahol az oldat hetenkénti cseréje nem történt meg, a kőmagasi mintának csökkent a súlya nagyobb mértékben (I. táblázat).

Megfigyelhetjük, hogy a hetenkénti oldatcserénél mindhárom kísérlet esetében az első 3-4 hétben történt nagy súlycsökkenés. A 3-4. héttől a súlycsökkenés nem volt számottevő. A kismértékű változás valószínűleg a

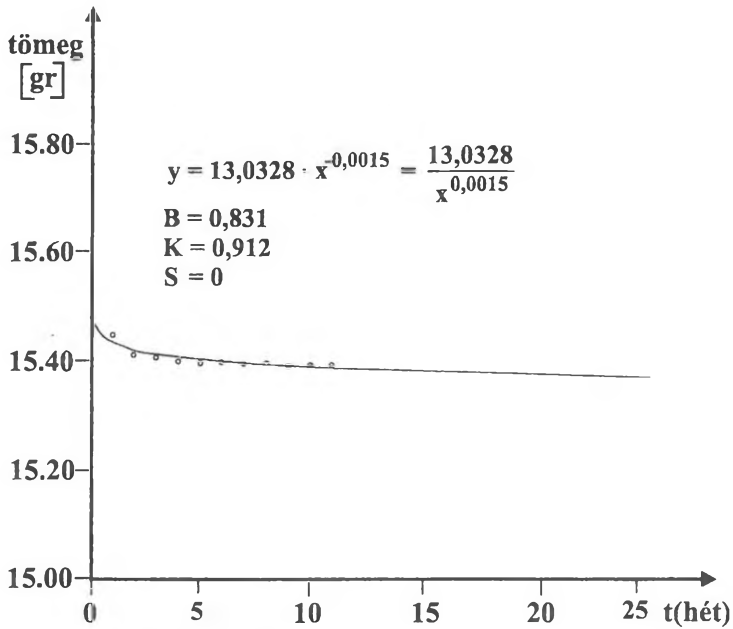
levegő eltérő páratartalmára vezethető vissza. Ez jelzi, hogy az első hetekben már megtörtént a könnyebben oldódó kova oldatba kerülése.

Az állandó oldatban lévő mintáknál nem tudtuk a tömeget hetente mérni, de ott is megfigyelhettünk változásokat. Néhány hét után már egészen zavaros volt az oldat és észlelhetők voltak az üvegcében a közetről levált, leoldódott szemcsék, melyek a cementáló anyag feloldódása miatt estek szét, és különültek el a mintáktól. Ez a folyamat is az első hetekben játszódott le. A későbbiekben már nem volt látható változás, azaz nem vált zavarosabbá az oldat.

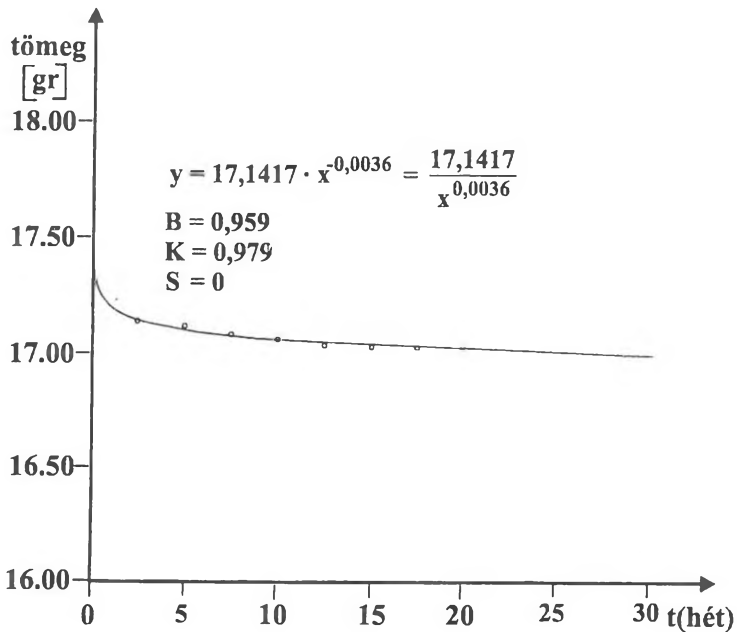
A rendszeres oldatcsere kiküszöbölte az oldószer telítődését és az egyensúlyi folyamat helyett a változást az oldódás irányába tolta el. Ezért az eredmények közül részletesen a rendszeres oldószer cserével végzett vizsgálatokat elemeztük (2.1-2.6. ábra).



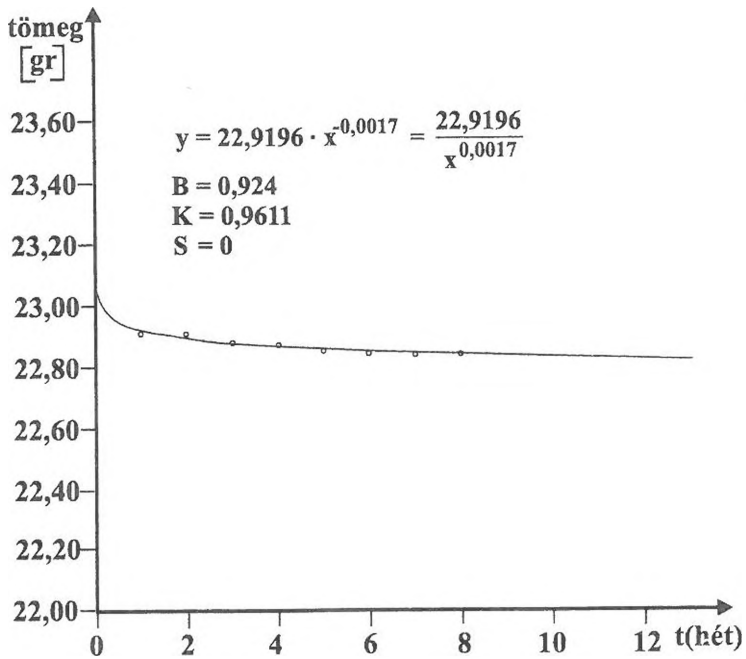
2.1. ábra: 2002/10/29/5 számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
Fig 2.1. Weight-loss of number 2002/10/29/5 sample into the function of the time during the dissolution



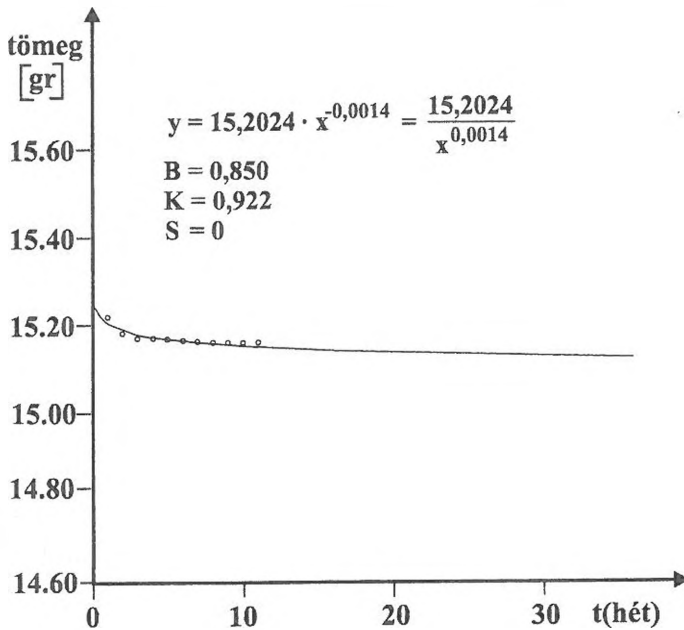
2.2. ábra: 2002/10/29/6 számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
 Fig 2.2. Weight-loss of number 2002/10/29/6 sample int he function of the time during the dissolution



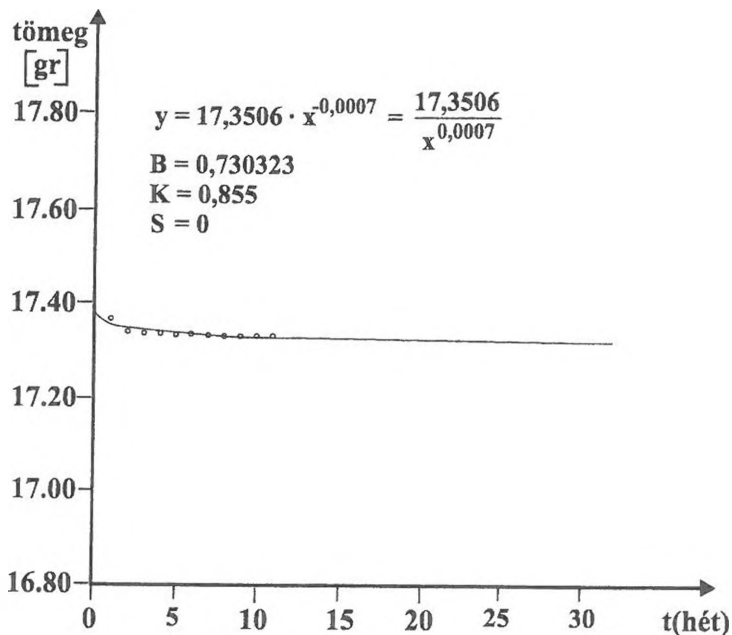
2.3. ábra: 2002/11/27/B számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
 Fig 2.3. Weight-loss of number 2002/11/27/B sample int he function of the time during the dissolution



2.4. ábra: 2002/11/27/D számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
 Fig 2.4. Weight-loss of number 2002/11/27/D sample int he function of the time during the dissolution



2.5. ábra: 2002/10/29/3 számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
 Fig 2.5. Weight-loss of number 2002/10/29/3 sample int he function of the time during the dissolution



2.6. ábra: 2002/10/29/4 számú minta súlyának változása az oldatás során az idő függvényében.
 Fig 2.6. Weight-loss of number 2002/10/29/4 sample into the function of the time during the dissolution

4. Megbeszélés

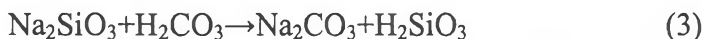
A kova (SiO_2) nátrium-hidroxidban az alábbi módon oldódik.



A keletkező nátrium-szilikát (Na_2SiO_3) víz oldható, de a vizes oldatból az oldatba belépő szén-dioxid hatására könnyen képződik kolloid csapadék. A keletkező szén-sav



a nátrium-szilikát vizes oldatában reakcióba lép és kovásvíz keletkezik, amely csapadék formájában kolloid méretű részecskék képződésével kiválik.



Az azonos időegység alatt azonos koncentrációjú és térfogatú nátrium-hidroxid a kristályos szerkezetű kovából kevesebbet old fel, mint az amorf szerkezetűből. Így a leoldódott kőzet szemcsék tömege is kevesebb lesz az azonos szemcseméretű homokkövekből, ha annak cementáló anyaga az előzőekben bemutatott laboratóriumi tapasztalatok alapján. Feltételezhetjük, hogy ott ahol kevesebb szemcse oldódott le, ott kristályos kova volt a

cementáló anyag, míg a nagyobb tömegű leoldódás esetében amorf szerkezetű a cementáló kova.

Összetettebb a helyzet konglomerátumok esetében. A leoldódó közetszemcsék mérete igen változó (közel sem homogén) így a leoldódó szemcsék tömegét elsődlegesen és véletlenszerűen a leoldódó szemcsék mérete határozza meg.

A rendszeres oldatcsere (azonos koncentrációjú és térfogatú oldatok újra felöntése) lehetővé teszi, hogy folyamatos legyen a cementáló anyag oldódása, azaz mindig újabb és újabb felületek lépnek reakcióba a közel azonos koncentrációjú oldatokkal. Ebből adódik, hogy a leoldás mennyisége az idő függvényében nő. A súlycsökkenés mértéke az amorf kovatartalomtól függ.

Ezzel szemben, ha nem cseréljük az oldatot, az oldószer lúgtartalma fokozatosan csökken (1), a légből beoldódó szén-dioxid (2) növeli az oldat szénsavtartalmát, amely a már oldódott nátrium-szilikáttal lép reakcióba (3), és kovasav (H_2SiO_3) válik ki. A kolloid méretű kovasav részecskék az oldat színét megváltoztatják. Az oldat fehéren opalizál. A leoldott közetszemcsék felületére a kocsonyás gélszerű kovasav rátapad, arról nehezen lesz eltávolítható, a leoldott közetszemcsék emiatt visszacementálódnak és így utólagosan megnövelik a minta tömegét. Az apró szemcseméretű homokkövek részecskéinek felülete lényegesen nagyobb, mint a nagyszemcse méretű konglomerátumoké. Ebből adódik, hogy lényegesen nagyobb mennyiségű kovasav tapad meg a kis szemcseméretű és homogén összetételű homokköveken, mint a heterogén szemcseméretű konglomerátumokon. Ez a különbség a leoldott anyagok tömegében is jelentkezik.

5. Következtetések

- A leoldásos módszer alkalmasnak tűnik közel azonos szemcseméretű homokkövek kova kötőanyagának minősítésére, amorf vagy kristályos voltának jelzésére.
- A módszert zavaró tényező a szén-dioxid, amely kiiktatása további kísérletet igényel.
- A konglomerátumok kötőanyagának elővizsgálatára a módszer jelenlegi formájában nem alkalmas.
- A kísérlet alapján feltételezhető, hogy Salföld területéről vett minták kötőanyaga amorf kova.

IRODALOM

- BULLA B.* (1954): Általános természeti földrajz II. köt. – Tankönyvkiadó, Budapest.
- CHOLNOKY J.* (1929): Magyarország földrajza – A Föld és élete, VI. köt. Franklin Társulat, Budapest.
- EMSZT K.* (1911): Balatonmelléki kőzetek, vizek és gáz kémiai elemzése – A Balaton Tud. Tanulm. Ered. I. köt. VIII. fej. 1-17. Budapest.
- GYÖRFFY D.* (1957): Geomorfológiai tanulmányok a Káli-medencében – Földr. Ért. VI., p. 265-299.
- KALMÁR J.* (2000): Vékonycsiszolatok ásványtani analízise – Kézirat, MÁFI.
- KRAUSKOPF, K. B.* (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures – *Geochim. Cosmochim. Acta* 10, p. 1-26.
- LÓCZY L.* (1913): A Balaton környékének geológiája és morfológiája – A Balaton Tud. Tanulm. Ered. I. köt. I. rész, 1. szakasz. Budapest.
- MOREY, G. W.-FOURNIER, R. O.-ROWE, J. J.* (1962): The solubility of Quartz in water in the temperature interval from 20 to 300°C – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, p. 1029-1043.
- MOREY, G. W.-FOURNIER, R. O.-ROWE, J. H.* (1964): The solubility of amorphous silica at 25°C – *J. Geophys. Res.* 69, p. 1995-2002.
- SIFFERT, B.* (1962): Quelques reactions de la silice en solution: I a formation des argiles – *Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 21, p. 50-75.
- VERESS M.* (2001): A Káli-medence kötengereinek pszeudokarrjai. – In: A vizek és az ember (szerk.: Kovács J.-Lóczy D.), Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajzi Intézet, p. 259-281. Pécs
- VERESS M.* (2003): Adalékok a homokkő anyagú kötengerek (Káli-medence) pszeudokarrjainak morfogenetikájához – *Zirci Természettud. Múzeum Közleményei* (megj. alatt)
- WHITE, B. W.* (1988): *Geomorphology and Hydrology of karst terrains* – Oxford University Press, New York
- WHITE, D. F.-BRANNOCK, W. W.-MURATA, K. S.* (1956): Silica in hot spring waters – *Geochim. Et Cosmochim Acta*, 10, p. 27-59.

