

TÁJVÁLTOZÁSOK A KARSZTOKON, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL AZ EMBERI HASZNÁLATRA

LANDSCAPE CHANGES IN KARSTS WITH SPECIAL REGARD TO ANTHROPOGENIC ACTIVITY

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2

keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: About 12% of the Earth's surface (approx. 20 million km²) is covered by karstic rocks, while 25% percent of the global drinking water supply is provided by karst springs. These areas offer island-like homes for numerous endemic species and they have important scenic values. Karst systems are highly vulnerable, they respond rather sensitively to any type of pollution, anthropogenic influences and even to climate change. High-level of protection is required in order to preserve these unique natural habitats, as well as to protect karst water reservoirs. Population growth and therefore primarily the ever-increasing agricultural demand, as well as the quarrying of carbonate rocks and mining of embedded minerals have become more important than the protection of these landscapes. Even though every effort is made by nature conservation as to put these areas under protection, the agricultural utilization of karst-environments is significant in countries with increasing number of inhabitants as a result of attempting to provide a sufficient quality of life. The landscape management of karst environments has a long history. These landscapes have undergone significant changes since the beginnings. This study paper a number of examples for land use changes mostly on foreign karst areas that were visited by the author; moreover it aims to summarize those future tasks that are needed in order to decrease the human-induced alterations of karst areas.

1. Bevezetés

A tájváltozások a karsztokon három szakaszra oszthatók. Az első egy hosszú természettörténeli szakasz, jelentéktelen változással, a második a mezőgazdasági műveléssel kezdődő változás, s napjainkban zajlik a harmadik szakasz, amikor az ember rövid idő alatt változtatja meg a tájat anélkül, hogy prognosztizálná a változások hatásait. A karsztok a Föld felszínének 12 % - át (kb. 20 millió km²) foglalják el, a Föld lakosságának egynegyede (25%) azonban karsztvizet iszik. A karsztok otthont adnak sok endemikus fajnak, jelentős a látványértékük és gazdasági jelentőségük. A karsztrendszerek nagyon sérülékenyek, érzékenyen reagálnak a szennyezésre, az antropogén hatásokra, de a klímaváltozásra is.

A karsztöko - rendszerek sérülékenysége miatt kezdték meg 1980-as és 90-es években a tájhasznosítás hatásainak vizsgálatát a karsztokon. Az emberi tevékenység hatására felgyorsultak az utóbbi évtizedekben a károsodási folyamatok a karsztok 3Ds rendszerében. A nem karsztos anyagok

gyorsan bejutnak a karsztvízrendszerbe, módosítják, vagy veszélyeztetik az ivóvizeket és azokat a formákat, amelyek millió évekig fejlődtek. A karsztok érzékenysége és sérülékenysége miatt, a 90-es évektől előtérbe kerültek a gyakorlatorientált kutatások mind hazai, mind nemzetközi (BÁRÁNY KEVEI, 1987, 1998; PFEFFER K-H, 1990) szinten. A sérülékenység értékelése általában a karsztvizek szennyeződés vizsgálatával történik. A víz a karsztos és nem karsztos kőzetek határán, és/vagy a talajon keresztül jut a karsztba. A talaj megszűri a vizet, a víznyelőkön bejutó vizek azonban szűrés nélkül jutnak a rendszerbe. A járatokban a szennyező anyagok nem kötődnek meg, s mivel a járat-rendszerek a karsztban összetartóak, a szennyeződés nem hígul fel mozgás közben. A karsztvizek gyakran szennyeződnek, ami az emberiség vízellátását veszélyezteti.

2. Antropogén hatás a karsztokon

A Nemzetközi Földrajzi Inió (IGU) Karszt Bizottsága, megalakulását követően, 1987-ben már „*Karst and Man*” címen tartotta első nemzetközi konferenciáját Posztójnán. Az antropogén hatásra végbement változásokat először a hidrológiai rendszerrel hozták kapcsolatba (HABIC, SECULIC, XIANG SHIJUN-CHEN JIAN 1987), később a mezőgazdasági hasznosítás hatásait elemezték (NICOD 1987, UHLIG 1987) a szerzők. Emellett több olyan károsodás következett be a karsztokon, amelyeknek hatása hosszútávon érvényesül. Ezek között tarjuk számon a mészkőjárdák pusztulását (GOLDIE, 1987), a talajok károsodását (savanyodás, nehézfém terhelés) (KASZALA - BÁRÁNY-KEVEI 2004), a korai legeltetések, erdőpusztítások (SAURO 1987), és az ipari termelés módosító hatásait (BOGNAR 1987).

2012-ben az IGU Karsztbizottsága Kölnben „*Human impacts and environmental changes in karst*”, valamint „*Management and conservation of karst landscapes*” címen szekcióülést az ICG konferencián. A konferencia megállapította, hogy az emberi hatások és a környezeti változások megértése nélkül nem valósítható meg a fenntartható fejlődés a karsztokon. Az erdőirtás, az urbanizáció, az ipari tevékenység, a mezőgazdaság, a bányászat, a turizmus és a rekreáció, a katonai tevékenységek és a víz hasznosítása, mind-mind károsíthatja a karsztokat. Minimalizálni kell a jövőben a különböző gazdasági tevékenységeket a karsztokon, hogy megfelelő kezeléssel azok megvédhetők legyenek a jövő generációk számára (BÁRÁNY KEVEI 2012).

2.1. Az ember és a karsztok kapcsolatának fejlődése

A karsztok környezet-érzékeny rendszerének változását a természeti tényezők mellett, megjelenése óta az ember kisebb-nagyobb mértékben mindig befolyásolta. Eleinte elsősorban csak a barlangok és környezete került az emberi tevékenység hatása alá, később a földművelés általánossá válásával, fokozatosan kiterjedt tevékenysége a karsztos vízgyűjtőkre és a távolabbi területekre. A legújabb kormeghatározás szerint (CONRAD et al. 2004) a *Homo sapiens* (C^{14} -es vizsgálattal) első megjelenése 3900-5000 év közé tehető. A karsztok paleoökológiai kutatásai is egyre fontosabbak, mert pontosabbá teszik a karsztok hosszú természet-történeti múltjának pontosabb megismerését.

A neolitikum előtt a prehisztorikus idők embere a barlangokban tudott meghúzódni a természetes ellenségei elől. Az első karsztos tájhasználat a mediterrán régióban és Távol-keleti civilizációknál alakult ki. Az egymástól távol élő civilizációk azonos módon használták kezdetben a barlangokat. Több mediterrán ország barlangi festményein megtaláljuk a korai igénybevételre utaló bizonyítékokat. A barlang falfestményein megjelentek az állatok, amelyekkel gyakran együtt élt az ember a barlangban (1. kép). A barlangjáratok üledékeiben megmaradt csontvázak, eszközök, tűzhely- és ételmaradványok fontos információkat hordoznak az emberiség történetének egyes szakaszairól és lényegesek a prehisztorikus életterek rekonstrukciója szempontjából is. Az emberiség fejlődéstörténetének adatai, és az egyéb interdiszciplináris értékelések még sok információt szolgáltatnak a paleoökológiai történekekről.



1. kép. Neolitikus barlangfestmény a Rouffignac barlangban
(Dordogne völgy, Dél-Franciaország)
Picture 1. Neolithic cave painting in Rouffignac cave (Dordogne valley, South France)
(La Goélette Paris 47.70.48.91.slide)

Az ember már a prehisztorikus időszakban felismerte a barlangok multifunkcionális jelentőségét, de először csak szezonálisan, majd a neolitikumtól állandó lakóhelyként használta a barlangokat (TRIMMEL 1968). A barlangok helyenként sírhelyként is funkcionáltak (pl. Yucatánon és Kali-

forniában), de pogány kegyhelyekként is szolgáltak a legendák szerint (pl. a Drach Mallorcán, a Teufelshöhle a Frank Jurában). Dél-Amerikában a puebló- és navajó indiánok krisztus után 1100 - 1300 között használták lakóhelyként a barlangokat. Dél-Olaszországban a Bizáncból elmenekült szerzetesek a 8. századtól a 13. századig leltek menedékre a barlangokban. Később a 15. század folyamán a földművesek foglalták el a természetes barlangokból kialakított barlanglakásokat (2. kép), amit *sassi* néven említ a szakirodalom.



2. kép. Barlanglakások Massafrában (Dél-Olaszország)
Picture 2. Cave „flats” (*sassi*) in Massafra (South-Italy) (original)



3. kép. Luegg vára a predjamai barlang (Szlovénia) bejáratánál
Picture 3. Castle of Luegg at the front of Predjama cave (original)

A közelmúlt embere a háborúk idején rejtekhelyként használta a barlangokat (pl. vietnami háborúban), de fegyvereket is raktároztak bennük (Posztojna - i barlang), és kórházat rendeztek be pl. az Old St. Michel barlangban, a Gibraltári hegységben. Néhány barlang erődként nyújtott védelmet a szembenálló felek számára, ezt szolgálta Luegg vára Predjamán (3. kép), és Montezuma erődje Amerikában.

2.2. A karsztvíz használatának változása

Kínában és a Kolumbusz előtti Amerikában is a karszt-kutak és a barlangi források voltak a legfontosabb ivóvízforrások. A mexikói Yucatán-félszigeten a maya civilizációk idejétől kezdődően egészen a 19. századig a karszt kutak jelentették a lakosság ivóvíz potenciálját.



4. kép.Felszíni vízvezeték Montpellierben
Picture 4. Aqueduct in Montpellier (original)

Krisztus után 70-ben Lorrainban a vízigény növekedése miatt már alagutas vízrendszert építettek ki. Az ősi vízvezetékeket a felszín alatt vezették (pl. Veronát a Montorio forrásból, Besancont a Vésantio forrásból látták el). A felszínelatti vízvezetés lehetővé tette a nagy távolságra történő vízszállítást. Az egykori Fucino tó (Olaszország) oldalából több vezeték indult a római időkben egyrészt a környező területek vízellátása, másrészt a tó vízszintjének egyensúlyban tartása céljából. Napjainkra a tó már kiszáradt, mezőgazdasági művelés zajlik a tó helyén, de itt található Európa egyik legjelentősebb radar „farmja”, ahol a felvételek alapján műhold képeket állítanak elő. Róma ellátására 11 vezetéket építettek ki, amit a karsztforrások tápláltak. Köln vízellátását is így oldották meg a korai időkben, de hasonló volt Karthágó vízellátása a Djebel Laghonan forrásból Hadrian császár idejében.

A csővezetékek és „*aqueductók*” (felszínfeletti vízvezetékek) jelentős problémája volt a földrengés veszélyeztetettség, és a mészlerakódás. Mindezek ellenére az akkori vízvezetékek rekonstrukció után még ma is használhatók, és sok helyen megtalálhatók a mediterrán területeken (4. kép).

A mexikói Yucatán-félszigeten a maya civilizációktól kezdődően a 19. századig biztosították a karszt kutak a lakosság ivóvíz ellátását. A beszakadásos dolinák (cenote), vagy karszt-kutak is ivóvíz ellátására szolgáltak, mivel a Yucatán félszigeten a karsztvíz felszín közelben helyezkedik el (5. kép).



5. kép. Cenote (beszakadásos dolina) a Yucatán félszigeten Chichén Itza területén
Picture 5. Cenote at Chichen Itza , Yucatan peninsula (Mexico) (original)

A szubtrópusi Mexikó barlangjainak mennyezetén, több helyen megjelenik a fák gyökérzete és mélyen behatol a páradús barlangi termekbe, gazdag cseppkőképződményein a laterites talaj magas vastartalmának nyomai jelennek meg.



6. kép. Az Aqua Azul tetarata sor legalsó tufagátja (70 m széles)
Picture 6. The undemost tufa damm of Aqua Azul tetarata (kalktuff) serie (original)

Karsztvízből táplálkozik trópusi Közép-Amerika egyik legjelentősebb folyója a Grijalva. Mészen gazdag karsztvízéből kiváló kalcium építőanyag, folyamatosan Közép-Amerika legnagyobb tetarata sorozatát évezredek óta.

Turisták ezrei keresik fel Palenque (7. századi maja város) közelében látható Aqua Azult (6. kép). A tufagátakat építő folyónak igen bőséges a vízhozama, de szennyezettsége miatt ott jártunk idején (1992) nem javasolták benne a fürdözést.

A karsztvíz energiájának hasznosítása is előfordult már a középkorban is, vízimalmokat építettek a karsztvízre az arab világban, de a 18-19. században a papírgyártás is használta már a karsztforrások energiáját. A mésztufa gátaknak (travertínók) kettős előnye volt az emberi hasznosítás számára: a víz átbukásánál energia kinyerésre volt lehetőség, s lehetővé tette gyapjúipar kialakítását (pl. Tivoli Olaszországban, vagy Fez Medina Marokkóban, Seeburg Urach környékén a Sváb Albban). Sajnos azonban az erőteljes vízhasználat csökkentette a tufagátak fejlődését.

2. 3. A mezőgazdasági művelés hatása a karsztokon

A mezőgazdasági hasznosítás a karsztokon, a mediterrán területeken és Távol-Keleten már a neolitikumban megjelent. Fontos volt ezeken a területeken az öntözés, amelynek a bázisát a karsztvizek biztosították. Spanyolországban a Rio Mundóból öntöztek (Murciában) a Jalon völgyben, az Ebro vízgyűjtőjén is karsztvízből öntözték a huertákat, Felső Galileában a Mont Gilboa forrásból öntöztek. A Sziklás hegységben az indiánok már a spanyol hódítás előtt öntöztek, technikájukat a missziók fejlesztették tovább.

A mészke szurdokokkal tagolt karszt platókon a juhlegeltetés és rétgazdálkodás folyt. Füves területek ott alakultak ki, ahol az eredeti erdőket felégették. Ez történt Felső - Murgióban, a szlovéniai karszton, a dalmát Zagorában, az andaluziai Sierra Gorda területén és a Közép-Atlaszban.

A korán megindult mezőgazdasági hasznosítás következtében jelentős változást hozott a karsztokon a talajerózió. A természetes vegetáció helyén a mezőgazdasági művelés után (a talajok fellazítása következtében), a téli csapadékos időszakban, erős talajerózió és kopárosodás ment végbe, nyomai a mai napig mindenütt megfigyelhetők a karsztos térségekben (7. kép).

A neolitikumi transz-humansz állattartás és rétgazdálkodás hatására is degradálódott a mediterrán területek vegetációja és kialakult a macchia, a garrigue és frigana másodlagos asszociációja. A karszt depressziók mélyebb rétegű talajain szőlő és olajfa ültetvényeket telepítettek. A Lessini Alpokban a kaszálórét gazdálkodás már a 14. században általános volt (SAURO 1973). Az erdősült és legeltetett középhegységek hasznosítása a középkorban, majd később, a 18. és 19. században is folytatódott.



7. kép. Kopár karrok és karsztzurdok a Sierra Tramuntanában (Mallorca)
 Picture 7. Bare karren and karst canyon in Sierra Tramuntana (Mallorca)(original)



8. kép. Cala del Sasso Olaszországban (baloldal), a kitermelt fák
 elszállításának kiépített mesterséges útja (jobboldal), 4444 lépcsővel)(Italy)
 Picture 8. Cala del Sasso in Italy (left), the man made route
 for the transport of lumber three (right)(Italy)(original)

A korai hajóépítésekhez nagymennyiségű fára volt szükség a Földközi-tenger vidékén, ami erdőirtásokhoz vezetett ezen a területen, ami szintén felerősítette lokálisan a talajeróziót (8. kép).

2.4. A bányászat hatása a karsztokon

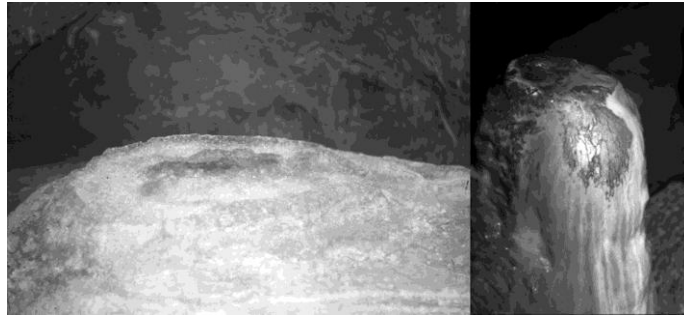
Fontos változást hozott a karsztokon az ásványkincsek és nyersanyagok, a bauxit, mészkő és gipsz feltárása és hasznosítása. A római korban már hasz-

nálták a barlangi agyag és homok üledékeket festőanyagként. A salétrom és nitrát felhalmozódásokat manufaktúrák dolgozták fel Kínában, de Európában is. A karsztok ritka képződményei (kalcit, aragonit és kék fluorit) kedvelt díszítő anyagok voltak. A guanót trágyázásra termelték ki. Szardínia délnyugati partjainál a karsztban már a föníciaiak felfedezték az ezüstgalenitet, de a kelták a vasércet (pisolit, sziderolit ill. Böhnerz) már a római időktől bányászták a 19. század közepéig. Ez a vasérc a kőzet mállástermék volt a karszt depressziókban és barlangi üregekben. Angliában a vasérc bányászat volt jelentős a karsztokon, de réz és ólom is előfordult itt. A Peak Districten és Derbyshireben ólmot, baritot és fluoritot termeltek ki. A sziderit bányászata a német Amberg környékén is jelentős (ezt az előfordulást már a rómaiak is ismerték). A karsztbauxitot 1821-ben fedezték fel Franciaországban. A legtöbb karsztbauxitot Európában a mediterrán területeken találták.

Korán megkezdődött a karsztokon a kőbányászat is, mivel a mészkő és a karbonátos kőzetek jó építőanyagok, ezért már az Egyiptomi birodalomban használták. Gyakran építőkőnek használták a travertinók kristályos, porózus, laza anyagát is a templomok építése során, mivel az ilyen épületeknek igen jó az akusztikája. Normandiában, a Szajna völgyében és a belga Ardenneknben a mésztufát bányászták, amit Németországban a Sváb Albban építkezésekhez használtak fel. A Caen-i mészkövet Angliába exportálták, de gyakori volt a gipszbányászat is.

3. Újkori tájhasznosítás a karsztokon

A karsztok érzékenysége és sérülékenysége miatt, a karsztkutatások mind nemzetközi, mind hazai szinten, a gyakorlatorientált kutatások irányába fordultak az utóbbi évtizedekben (PFEFFER K-H 1990, BÁRÁNY KEVEI 1992). A sérülékenység értékelése a karsztvizek szennyeződés vizsgálatán alapul (HASHIMOTO, et al., 1982, FOSTER 1987, DOERFLINGER et al. 1999, ZWAHLEN 2003, RAVBAR 2007). A nem karsztos kőzetek határán, vagy a talajon keresztül jut a víz a karsztos rendszerbe, így a talaj megszűri azt. A víznyelőkön azonban szűrés nélkül jut a víz a rendszerbe, s a járatokban a szennyező anyagok nem kötődnek meg, mivel a járat-rendszerek a karsztban összetartóak, s a szennyeződés nem hígul fel mozgás közben. A káros anyagok a karsztvízrendszerbe jutva veszélyeztetik a forrásokon kilépő ivóvízbázisokat, de azokat a formákat is, amelyek millió évekig alakultak ki a rendszerben (9. kép), Európában több barlangban megfigyeltük a cseppkő-degradációt.



9. kép. Cseppkő visszaoldódás a Marble Arch barlangban (baloldal) (Irország) és a Baradlában Aggteleken (jobboldal)

Picture 9. Redissolution of speleothems in the Marble Arch cave (left) (Ireland) and Baradla cave (right) (Aggtelek, Hungary)(original)

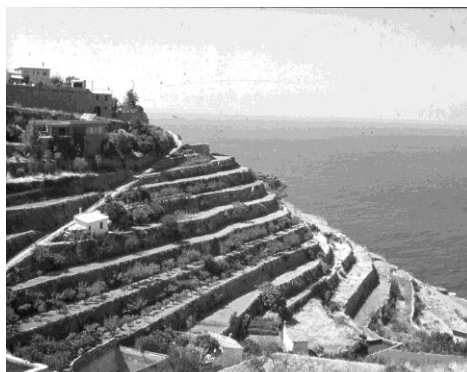
A Föld lakossága folyamatosan nő, ezért a karsztok mezőgazdasági hasznosítása továbbra is fontos gazdasági tevékenység. A poljékban megfelelő vastagságú talaj biztosítja a mezőgazdasági művelést, annak ellenére, hogy azok időszakosan víz alá kerülnek, ami akadályozza a zavartalan művelést (10. kép). A lejtőkön viszont az erózió veszély miatt, csak a teraszos művelés lehetséges (11. kép).



10. kép. Mezőgazdasági művelés a Popovo-(baloldal) és Planina poljén (jobboldal), a Dinári karszton

Picture 10. Arable land on Popovo- (left) and Planina poljes(right) in Dinaric Karst (original)

Délkelet-Ázsiában a rizstermesztés öntözés igénye hívta életre a karsztok hasznosítását. A megfelelő mennyiségű karsztvizet a monszun rendszeres csapadék nyáron biztosítja. A tározókban elraktározott vízzel a száraz periódusban öntöznek. A csapadékos periódusban az erős lehordódás következtében a kőzet exhumálódik, s kialakulnak az antropogén eredetű köerdők. Hasonló folyamatok játszódtak le Fülöp-szigeteken, Jáván és Sulavesin (UHRUSHIBARA-YOSHINO 1993).



11. kép. Olajfa ligeterdők telepítése az erózió veszélyes karsztlejtőkön a Sierra Tramuntanában (Mallorca)

Picture 11. Parklike olive forestry on the erosive slopes in Sierra Tramuntana (Mallorca)(original)

Dél-Koreában a Taebek hegységben, az élénk reliefű területeket is szántóföldi művelésre hasznosítják, mivel itt az ellátandó lakosság-számhoz viszonyított termőterület igen kicsi, s emellett a terra-rossza jellegű talaj (12. kép) termőképessége sem túl jó.



12. kép. Szántóföldi hasznosítás a Taebek-hegységben (Dél-Korea) (baloldal), terra rossa jellegű talajon (jobb-
oldal)

Picture 12. Arable farming in Taebek Mountains (South-Korea) on the terra-rossa like soil (original)

A karsztos dolinákat is művelik, az itt akkumulálódott vastagabb talajtakaró miatt (13. kép). A dolinákba gyakran kis szerszámos házikót is beépítenek, amivel azonban megzavarják a természetes oldási folyamatokat.

A korábbi bányászat hatására napjainkban beszakadások keletkeztek az anyagihiány miatt a nagyvárosok közelében. A mészkőbányák helyein olyan „tájsebek” alakultak ki, amelyeknek a rekultivációja napjainkban is megoldhatatlan. Több kísérlet történt a felhagyott bányák benövényesítésére, valójában a kérdést a mai napig sem tudták megoldani a kutatók (GUNN 1999). A mészkő bányászat világszerte nagy területeket érint ma is. Dél-Korea mészkő igényének pl. kétharmadát egy, a Taebek

hegységben működő kőbánya ókori (Karbon) mészköve biztosítja (14. kép), a bánya mellett kialakult település (15. kép) képe hasonló az egykor Európában is létrehozott ipari városokéhoz.



13. kép. Növénytermesztés (chili) a dolinákban (Dél-Korea)
Picture 13. Arable land (chili) in a dolines (South-Korea) (original)



14. kép. Karbonkori mészkőbánya Dél-Koreában
Picture 14. Limestone quarry (Karbon) in South-Korea (original)



15. kép. A kőbányához tartozó bányász település
Picture 15. The settlement belong to quarry (original)

Igen jelentős mennyiségű márvány kitermelése folyik a portugáliai Borba közelében (16. kép), ahol helyben munkálják meg szállításra készen a márványlapokat (jelentős mennyiség exportra kerül).



16. kép. Márványbánya Borba közelében Portugáliában
Picture 16. Marble mining in Portugal near of Borba (original)

A karsztbauxit gyakran a karsztvízszint alatt helyezkedik el, ezért ezeknek a bányáknak a művelése a karsztvízszint jelentős csökkenésével jár. Ez következett be hazánkban a Dunántúli Közép-hegységben, ahol a bányaművelés több 10 m-el csökkentette a karsztvízszintet.

Komoly károsodást szenvedtek az emberi használat során a Nagy-Britanniában található mészkőjárdák (karrok), mivel legelő területek elhatárolására letermelték és elhordták sok helyről a felszínre bukkanó mészkőjárdákat (GOLDI 1987). Gyakran kerítések díszítésére ma is használják (17. kép) a mészkőjárdák anyagát.



17. kép. Mészkőjárdák Great Asby Skarson (Anglia)
Picture 17. Limestone pavements on Great Asby Kars (England)(original)

A világ egyik legnagyobb barlangrendszerében, a Mammoth barlangban, salétrom bányászatot folytattak hosszú időn keresztül. A dolgozók megóvása érdekében tartózkodási helyet építettek a barlangba (18. kép). A káliumnitrát kioldásos bányászata természetesen káros volt a bányászok

egészségére, s a jó barlangi levegő ellenére voltak munkások, akik meghaltak itt, légúti ártalom következtében.



18. kép. Védő házikó a salétrom bányászok számára a Mammoth barlangban a történelmi bejárat közelében

Picture 18. Protection cottage for the miners near to „Historical entrance” of Mammoth cave (original).



19. kép. Az Abukuma barlang kopár, külső környezete (baloldal), egy óriáskerékkel, és az Irimizu barlang bejárata (jobboldal)

Picture 19. Bare limestone surface of Abukuma cave (left) with routa panoramica, and the front of Irimizu cave (original)

Japán karsztjain a nagy létszámú túrizmus okoz jelentős terhelést a barlangokban. Két jelentősebb barlang található északkeletre Tokyótól, az Abukuma hegységben. A képződményekben gazdagabb Abukuma barlang a Világ Örökség része. 1996-ban fedezték fel mészkőbányászat során. Tőle 4km-re északra találjuk az Irimizu barlangot, amelyik már 1927-től ismert (mindkettő a Fukushima prefektusban fekszik). A barlang látogatóknál rosszszullétek léptek fel az utóbbi években a barlangi vizitek idején, feltehetően a kilégzés magas CO₂ mennyisége következtében. Japán kutatók vizsgálták a barlangok CO₂ terhelését, és megállapították, hogy az a nagy létszámú túrizmus következménye, ezért és javasolták a látogatószám csökkentését (URUSHIBARA személyes konzultáció, 19.kép).

4. Összegzés és kitekintés

Néhány emberöltő alatt az ember drasztikusan átformálta a tájat, ami a karsztok háromdimenziós hatásfelületén sokkal gyorsabban ment végbe, mint más közettípusokon. Az ember által okozott főbb változások:

- a mezőgazdasági tájhasználat során kialakult talajerózió,
- az ivóvíz használat és a bányászat miatt kialakult karsztvízszint csökkenés,
- a bányászat tájsebeinek a karsztok tájesztétikai érték-csökkentő hatása.
- talaj és vízszennyezések (savanyodás, vízminőség romlás),
- cseppkő degradáció.

A kutatások további feladata feltárni a sérülékenység következtében kialakult károsodásokat a karsztokon:

- ki kell terjeszteni a tájvédelmet azokra a karsztos területekre, ahol ma még extenzív mezőgazdasági művelés zajlik,
- meg kell tiltani az erdőirtásokat, a kitermelés helyén őshonos fajokat kell telepíteni,
- meg kell szüntetni a nagymérvű vízkitermelést, csak annyi víz kivétele engedélyezhető, amennyi visszapótlódik,
- csökkenteni kell a vízgyűjtőkön az ipari termelést (ércbányászat, kőbányászat).

A fenti áttekintés nem teljes, mivel minden földrajzi-, illetve ökozónákban sajátos, csak zónára jellemző problémák is felléphetnek. A globális felmelegedéssel általános problémája a Föld népességének napjainkban az ivóvízkincs-, a termő- és erdőterületek csökkenése, a környezet-szennyezés, és annak planetáris kiterjedése. Az érzékeny karsztok kutatása, a hasznosításának és a megfelelő kezelésének kérdése a közeljövő fontos feladata, aminek a megoldása csak integrált, multidiszciplináris projektek keretében valósulhat meg.

IRODALOM

BÁRÁNY KEVEI I. (1987): Man's impact on karst topography in Hungary – In Kunaver J. (ed): Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna. Ljubljana, pp. 207-220.

BÁRÁNY KEVEI, I. (1992): Les facteurs écologiques dans la formation du karst. – In.: Karst et Évolutions Climatiques. Hommage a Jean Nicod. Press. Univ. de Bordeaux, pp. 53-59.

BÁRÁNY KEVEI I. (1998): Geoecological system of karsts. Acta Carsologica. – Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. pp. 13-25

- BÁRÁNY KEVEI I.* (2012): The significance of landscape ecological research in the 21st century. Proceed. Int. Geographical Conference (IGC) Cologne.
- BOGNAR A.* (1987): The exploitation of bauxite ore deposits in the area Ombrovac and its influence on karst landscape – In: Kunaver J. (ed) Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana, pp.169-179.
- CONRAD N. – GROOTES P. M. – SMITH S. H.* (2004): Unexpectedly recent dates for human remains from Vogelherd –Nature 430. pp. 198-201.
- DOERFLINGER, N. – JEANNIN P.Y. – WAHLEN F.* (1999): Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tool (EPIKmethod). – Environmental Geology 392. pp.165-176.
- GOLDIE H.S.* (1987): Human impact on limestone pavement in the British Isles. – In: Kunaver J. (ed) Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp. 179-201.
- GUNN J.* (1999): The reclamation of quarried limestone rock slopes – Proceed. of the Int. Seminar on Land Degradation and desertification. Aveiro. pp. 93-100.
- HABIC P.* (1987): The problematics of karst water use and protection on exaple of Unica river near Postojna – In: Kunaver J. (ed) Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp.179-201.
- HARDWICK P – GUNN J,* (1996): Modern fluvial processes on a macroporous Drif-Covered Cavernous Limestone Hillslope, Castleton, Derbyshire, UK. – In: Advances in Anderson M G and Brook, S M (eds): Hillslope Processes, Vol. 1. John Wiley and Sons Ltd. pp. 398-428.
- HASHIMOTO T. – STEDINGER J. R. – LOUCKS D. P.* (1982): Reliability, resiliency and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation – Water Resources Research 18. 1. pp.14-20.
- JAKUCS L.* (1987): Traces of effects of acidic rain (sedimentation) in the re-dissolution of cave dripstones – ENDINS. Mallorca. pp. 49-59.
- KASZALA R.-BÁRÁNY KEVEI I.* (2004): Heavy metal content of soils in the karstic area of North Hungary. – In: Calabrese EJ, Kostecki PT, Dragun J (eds): Contaminated Soils, Sediments and Water. Science in the Real World. Volume 9. Springer. pp. 167-175.
- NICOD, J.* (1987): A menagements agraries dans de petites depressions karstiques (en Provanceet dans les Causses, et dans quelgues regions de comparaisons en Italie et Yugoslavie) – In: Kunaver J. (ed): Karst and Man.

- Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp. 97-111.
- RAVBAR, N. (2007): The protection of karst waters: a comprehensive Slovene approach to vulnerability and contamination risk mapping. – ZRC Publishing, Ljubljana. 254 p.
- SAMU A. – FEKETE I. – BÁRÁNY KEVEI I. (2012): Sequential extraction procedure for the speciation of heavy metals in the sediments of swallow karstic lakes on the Aggtelek and Slovak karst (Hungary and Slovakia) – Slovensky Kras, Acta Carsologica Slovaca, 50/1. pp. 55-64.
- SECULIC, A. (1987): Protection of water resources on karst-poljes on the examples of the Cetina river-Dalmatia – In: Kunaver J. (ed): Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp. 41- 48.
- TRIMMEL H. (1968): Höhlenkunde – Braunschweig. 300 p.
- TROFIMOVA, E. V. (1999): Karst caves in the Irkutsk Amphitheatre, Russia: ecological condition and problems of conservation. – In: Bárány Kevei I. – Gunn, J. (eds.) Essays in the ecology and conservation of karst. pp. 153-160.
- UHLIG H. (1987): Agricultural geography and geoecology of karst-regions in South-East Asia – In: Kunaver J. (ed): Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp. 137-159.
- URUSHIBARA-YOSHINO, K. (1993): Human impact on karst soils Japanese and other examples – *Catena, Supplement*, (25), Clemlingen, pp. 219-233.
- ZWAHLEN, F. (eds.) (2003): Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifer. – COST Action 620. Final Report. Neuchatel. 297 p.
- XIANG SHIJUN – CHEN JIAN (1987): Karst collapse induced by pumping and draining groundwater, its forming conditions and factors affecting – In: Kunaver J. (ed): Karst and Man. Proceed. of the International Symposium on Human Influence in Karst. Postojna, Ljubljana. pp. 65-76.

FÖLDRAJZI POSSZIBILIZMUS VIZSGÁLATA
AZ ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG PÉLDÁJÁN

THE STUDY OF GEOGRAPHIC POSSIBILISM THEORY
USING THE APUSENI MOUNTAINS AS A CASE EXAMPLE

TELBISZ TAMÁS¹ – IMECS ZOLTÁN² – MARI LÁSZLÓ¹ – BOTTLIK
ZSOLT³

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

²Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Földrajz Kar, Magyar Földrajzi Intézet

³ELTE Regionális Tudományi Tanszék telbisztom@caesar.elte.hu

Abstract: In this study we analyze the relationship of environmental and social factors by the example of Apuseni Mts (Romania, Carpathians). The study area is 16,730 km² with 1381 settlements and 780,000 people. Karst terrains occupy 6% of the study area and a further 9% is covered by partly karstifiable formations. On the other hand, only 1% of the population lives on karst areas. It is demonstrated that karst terrains have lower population density (11.8 p/km² on the average) than non-karst in almost all elevation classes that supports the lithological impact on social characteristics. On the contrary, Quaternary terrains have the highest population density (204 p/km²). Topography in itself has a strong, but not deterministic impact on the spatial distribution of population. The population density is in close exponential correlation ($r^2=0.81$) with elevation, further on, the characteristic settlement size (median population) is also closely correlated ($r^2=0.87$) with elevation using a logarithmic regression. Although population is partly determined by elevation, the settlement structures are greatly variegated and there is an extremely high settlement density area in the core of Apuseni Mts (the so called Land of Moji) at relatively high altitudes and partly on karst terrains. Mainly due to this anomaly, the settlement density is only very loosely correlated with elevation a.s.l., however it is in close relationship with relative elevation (height). We also analyzed the relationship of other, more compound social factors (e.g. demographic structure, education, ethnicity) and topography. In some cases these show very weak but statistically significant correlations. As a conclusion, our research demonstrated the measurable effect of certain environmental factors (including karstification) on basic social features.

Bevezetés

Természet és társadalom viszonyrendszerének vizsgálata hagyományosan a földrajztudomány egyik alapvető feladata (CASTREE 2011, HARDEN 2012). A nagy adatbázisok, a statisztikai programok és a térinformatika lehetővé teszik, hogy e kapcsolatot új megközelítésben vizsgáljuk. Olyan új, elsőre talán meglepő szakkifejezések születtek e témában, mint például „*hipszografikus demográfia*” (COHEN–SMALL 1998, SMALL–COHEN 2004), melyek jelzik, hogy a természeti és társadalmi tényezők összekapcsolhatók és együtt vizsgálhatók. MEYBECK et al. (2001) egy hasonló fel fogásban készült globális elemzés alapján arra a következtetésre jutott, hogy a tagolt illetve magasra kiemelt térszín kevésbé korlátozza az emberi megte-

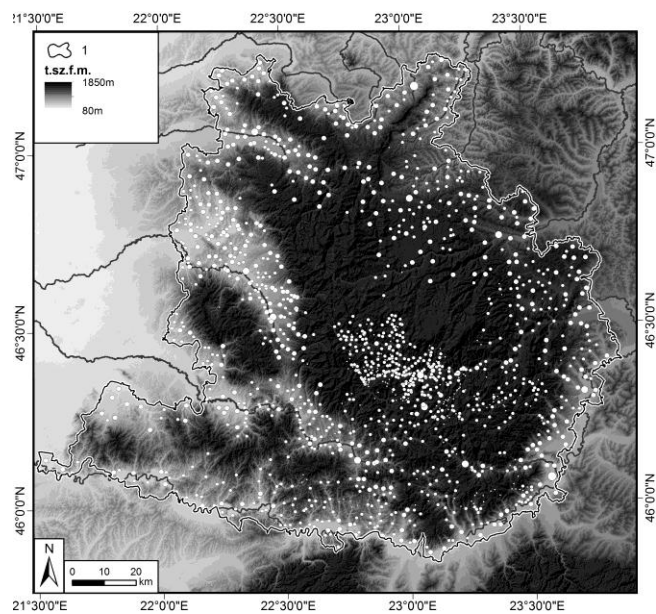
lepedést, mint a vízfolyások hiánya. SONG et al. (2007) egy kínai tájegység (Longitudinal Range-Gorge Region) vizsgálatánál arra a következtetésre jutott, hogy ebben a táji léptékben az éghajlat kevésbé fontos, és a domborzat, a vízhálózat valamint a közlekedési hálózat sűrűsége áll szoros kapcsolatban a népsűrűséggel. A mészkő és más karsztosodásra alkalmas kőzetek elterjedése meghatározó a domborzat és a hidrológiai rendszer szempontjából, így ennek hatása számos esetben jól tükröződik társadalmi mutatókban is, amit már több korábbi tanulmány is vizsgált (pl. URUSHIBARA–YOSHINO 1995, MÓGA 1998, LOVÁSZ–GYENIZSE 2012, TELBISZ et al. 2013, 2014).

Jelen tanulmányban mi is ezeket a kérdéseket vizsgáljuk táji léptékben. Célunk, hogy térinformatikai-statisztikai módszerekkel kimutassuk, hogy mennyire szoros (vagy laza) egyes természetföldrajzi és társadalmi tényezők kapcsolata, kiemelten vizsgálva a karsztos területeket. Mintaterületünk az Erdélyi-szigethegység. Az Erdélyi-szigethegység mind természeti, mind társadalmi szempontból nagyon változatos terület, éppen ezért a hegység egyes részeire illetve egészére vonatkozóan is nagy figyelmet kapott az ember és környezet kapcsolat vizsgálata a közelmúlt földrajzi kutatásaiban (pl. ABRUDAN–TURNOCK 1999, SURD–TURNOCK 2000, BUZA et al. 2001, BOȚAN 2010, TĂȚAR C-F. 2013), és COCEAN (2001) külön felhívta a figyelmet a karsztok jelentőségére is.

Adat és módszer

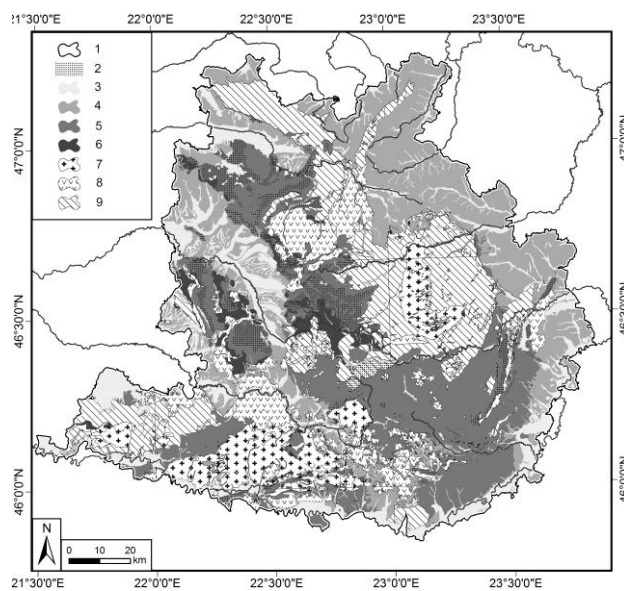
A természeti tényezők közül az alábbiakat vettük számításba:

- Domborzat (SRTM adatbázis alapján, ld. RABUS et al. 2004, 1. ábra). Ennek a terepi felbontása ~90 m, ami a jelen vizsgálatok léptékének megfelelő, bár számolni kell azzal, hogy a meredekebb lejtőszögek értéke kisebb, mint a valóságban (KIENZLE 2004). A magassági értékekből szokásos térinformatikai eljárásokkal meghatároztuk a lejtőszög-értékeket illetve az 5 km sugarú környezet legalacsonyabb pontjához viszonyított relatív magasságot.
- Geológiai adottságok (1:200 000 méretarányú román geológiai térképek alapján, 2. ábra). A digitalizálás után kategóriákba soroltuk a litológiai egységeket. Kétféle kategorizálást alkalmaztunk:
 - Kor és fő típus alapján az alábbi kategóriákba soroltuk a kőzeteket: negyedidőszaki üledékes; terciér üledékes, középidői üledékes, óidei üledékes, mélységi magmás, vulkáni, metamorf.
 - Karsztosodás alapján pedig 3 csoportot állítottunk fel: karsztos; részben karsztos; nem karsztos formációk



1. ábra: Az Erdélyi-szigethegység domborzata és települései
Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület

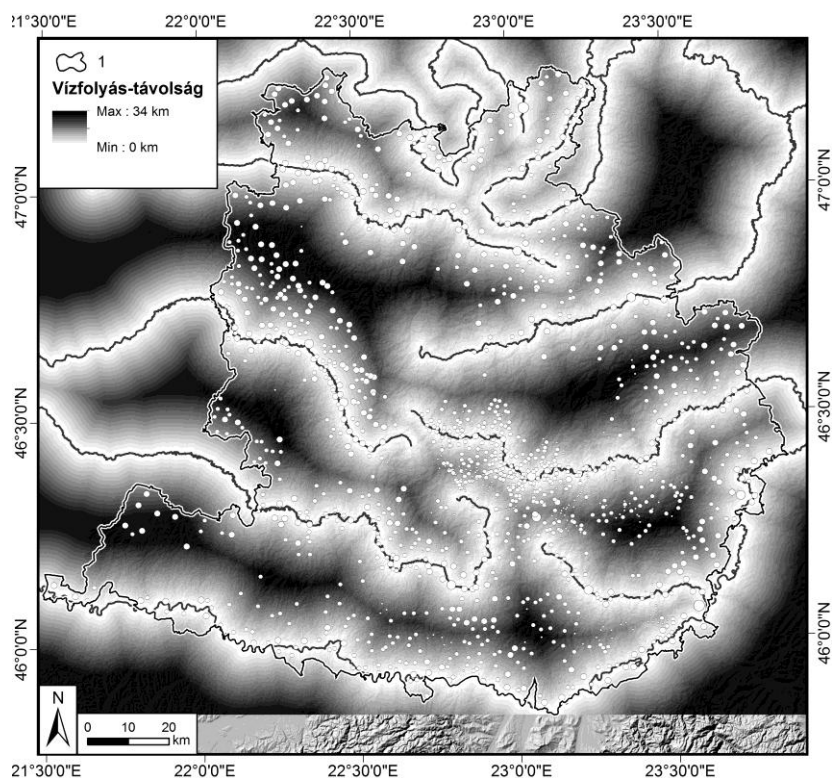
Fig. 1: Relief and settlements in the Apuseni Mts
Legend: 1. Study area



2. ábra: Az Erdélyi-szigethegység egyszerűsített geológiai térképe
Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület, 2. karszt, 3. kvarter, 4. terciér, 5. mezoz., 6. paleoz., 7. mélyégi, 8. vulkáni, 9. metamorf

Fig. 2: Simplified geology of the Apuseni Mts.
Legend: 1. Study area, 2. Karst, 3. Quaternary sediments, 4. Tertiary sediments, 5. Mesozoic sediments, 6. Palaeozoic sediments, 7. Plutonic, 8. Volcanic, 9. Metamorphic.

- **Vízrajz:** alapként a topográfiai térképek alapján digitalizált vízfolyásokat vettük, melyekből kiemeltük a helyi viszonylatban jelentősebbeket. Ez azokat a vízfolyásokat jelenti, melyek szélesebb völgygel rendelkeznek, és így többnyire ezekben fut az út- és vasúthálózat is (a felsőbb részeket leszámítva). Ezután térinformatikai módszerekkel meghatároztuk minden pixelre a jelentősebb vízfolyásoktól mért távolságot (továbbiakban: vízfolyás-távolság; 3. ábra).

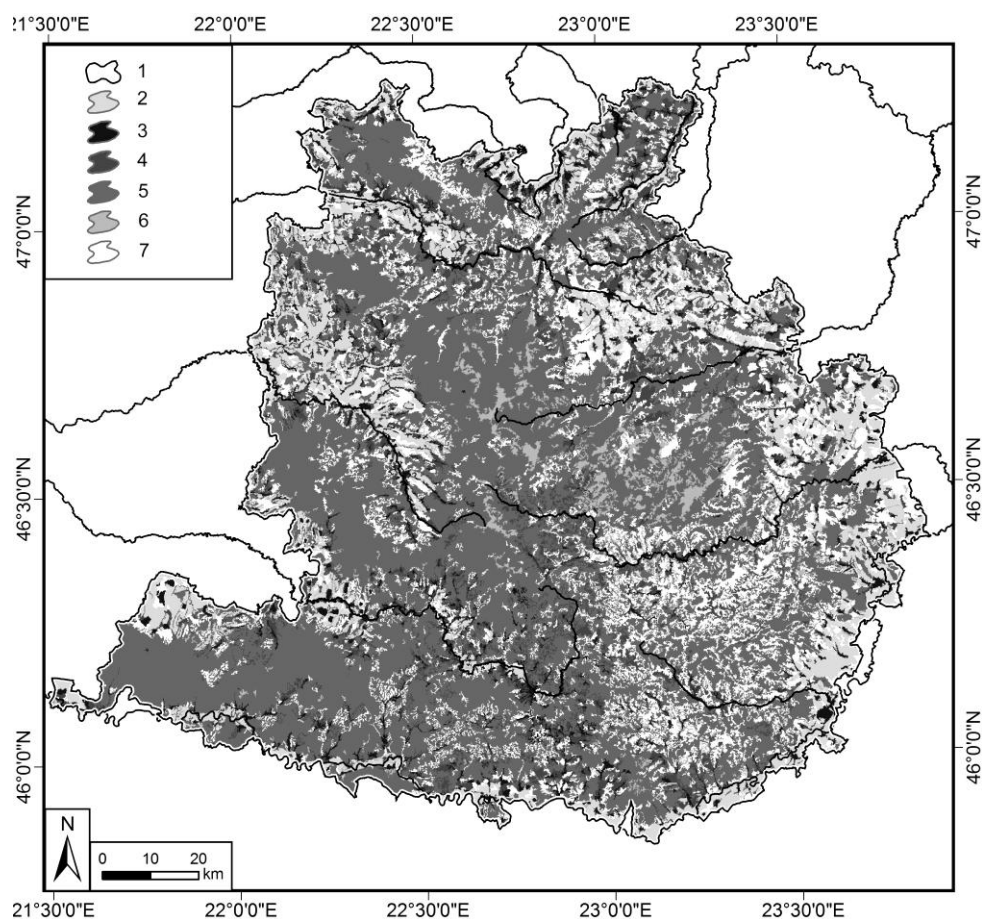


3. ábra: A jelentősebb vízfolyásoktól mért távolság
Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület

Fig. 3: Distance from the main rivers in the Apuseni Mts
Legend: Study area

A felszínborítottság valójában csak félig tekinthető természeti tényezőnek, mivel ennek alakulását a társadalom működése is erősen befolyásolja, így ezt külön tényező csoportnak tekintjük. Alapadatként a Corine Land Cover (CLC) 2006-os adatbázist használtuk, mely az európai országokra egy egységes felszínborítási adatbázis (BÜTTNER et al. 2004, BÜTTNER 2009). Ennek kategória-rendszerét szintén egyszerűsítettük a jobb áttekin-

hetőség érdekében, a területen nem szereplő kategóriák elhagyásával illetve egyes kategóriák összevonásával. Az alábbi osztályozást használtuk: szántók, mesterséges területek, csupasz területek, komplex mezőgazdaságú területek, füves-bokros területek, bányaterületek, legelők, víz (4. ábra).



4. ábra: Az Erdélyi-szigethegység felszínborítása (CLC2006 alapján)

Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület, 2. szántó, 3. mesterséges, 4. komplex, 5. erdő, 6. fű, bokor, 7. legelő

Fig 4: Land cover map of Apuseni Mts (after CLC2006 data).

Legend: 1. Study area, 2. Arable land; 3 Artificial; 4. Complex; 5. Fore, 6. Grass, bush, 7. Pasture

A társadalmi adatok a Román Nemzeti Statisztikai Hivataltól származnak. Romániában az adminisztratív beosztás az alábbi hierarchikus szintekre tagolódik: falu, járás (a vizsgált területen ez átlagosan 7-8 faluból álló egység), város, nagyváros, megye, makrorégió. A legalapvetőbb adatok elérhetők település (falu, város) szinten is, de más adatok csak járások szintjén, így az elemzéseink egy része települési, más része járási adatokra épül.

A vizsgált területet úgy határoltuk le, hogy a peremén elhelyezkedő Kolozsvár (325,000 fő) már ne legyen benne, mert ennek adatai szélsőségesen torzították volna a vizsgálatokat.

Az egyes tényezők térbeli elhelyezkedését térképi ábrázolásokkal, Kernel típusú sűrűségszámítással és statisztikai kimutatás táblázatokkal vizsgáltuk.

A tényezők kapcsolatának erősségét lineáris és nemlineáris regressziószámítással határoztuk meg. Ezt egyrészt járás szinten alkalmaztuk. Másrészt a raszteres természetföldrajzi adatok (magasság, relatív magasság, lejtőszög, vízfolyás-távolság) alapján osztályozást hajtottunk végre, és az osztályok jellemző értékeinek (darabszám, sűrűség, összeg, medián) trendszerű változásait vizsgáltuk.

A térinformatikai elemzésekhez az ESRI ArcGIS 10.1 szoftvert használtuk.

Eredmények

A terület általános jellemzői

A teljes vizsgált terület $16\,730\text{ km}^2$ területű, melyen 1381 település található (181 járás) és 780 000 fő él itt, így átlagos népsűrűsége $46,6\text{ fő/km}^2$. Magassági tartománya 105 m és 1849 m (t.sz.f.) közé esik, ebből a legkiterjedtebb tartomány a 350-400 m közötti zóna, ettől fölfelé szintenként logaritmikusan csökken a terület mérete. A terület éghajlata kontinentális, a magasabb részekén hegyvidéki, az évi középhőmérséklet $4,3^\circ\text{C}$ -tól $11,0^\circ\text{C}$ -ig, míg az évi csapadékösszeg 531 mm-től 1134 mm-ig változik a t.sz.f. magassággal fordított illetve egyenes arányban.

A főbb geológiai egységek megoszlását és az ehhez tartozó népességi és települési adatokat az *I. táblázat* tartalmazza. Bár az összterületnek csupán 15%-át alkotják a negyedidőszaki üledékek, a népességnek 65%-a lakik itt, így ezeken a részekén magas (204 fő/km^2) a népsűrűség. Ezzel szemben a magmás kőzetek jelentik a másik végletet, ahol a népsűrűség 10 fő/km^2 alatt marad, ám ez nem feltétlenül a kőzettani adottságok közvetlen következménye, hanem abból is fakadhat, hogy ezek a kőzetek a hegység magasabb részeire jellemzők. A karsztos területek népsűrűsége is ehhez az értékhez áll közel ($11,8\text{ fő/km}^2$), de nem oly kirívóan alacsony, mint azt más területeken (pl. Gömör–Tornai-karszt, *TELBISZ* et al. 2013, Montenegro, *TELBISZ* et al. 2014) tapasztalhattuk. Ugyanakkor a karsztok t.sz.f. magassága általában kisebb, mint a magmás és metamorf kőzeteké, így elmondha-

tó, hogy szinte mindegyik magassági osztályban a karsztok népsűrűsége a legalacsonyabb.



5. ábra: Élet a karszt. A) Összetett töbör Erdődámos határában; B) Turistaszállássá alakított hagyományos mój ház a Királyerdőben; C) Szemégyűjtőként szolgáló töbör a Pádison; D) Az Aranyosfői-fennsík lakott része
 Fig. 5: Life on karst. A) Compound doline in the surroundings of Damis; B) Traditional moji house transformed into a tourist resort; C) Doline on the Padis plateau serving as a waste pit; D) inhabited part of Scărișoara plateau

A Gömör–Tornai-karszttal ellentétben, ahol mindössze 1-2 falu van a karszt, az Erdélyi-szigethegység számos részén találkozhatunk kifejezetten a karszt elhelyezkedő településekkel (5. ábra). Igen jellegzetesek például a Királyerdőben húzódó Tízfalusi-fennsík szórt települései, de vannak itt viszonylag zárt falvak is, mint például Erdődámos. Ezeken a helyeken a kert végében gyakran egy (vagy több) töbör húzódik. A települések létalapját itt az a természeti adottság teremti meg, hogy a Királyerdő nagy része vegyes karszt, sűrűn váltogatják egymást a nyílt karsztos és nemkarsztos foltok, így rövid forrás-patak-nyelő rendszerek alakulnak ki, melyek lehetővé teszik a víznyerést. Jellemző, hogy saját forrással rendelkeznek a házak, illetve más esetekben néhány család összefogásával kis tározókat alakítanak ki. A karsztfennsíkokon gond a szemét kezelése is, ezt sokszor a természetes mélyedésekben, azaz a töbrökben helyezik el. Különösen gond ez ott, ahol a turizmus nagyobb jelentőségű, így többek között az egyébként csak ideiglenesen lakott Pádís-fennsíkon, ahol a nem környezettudatos látogatók nagy mennyiségben otthagyt szeméjtét senki nem szállítja el.

A karsztfennsíkok megközelítése a meredek peremek miatt nem egyszerű, még a viszonylag alacsony Királyerdő esetében sem. Így az önellátás sokáig fennmaradt ezeken a térszíneken. A 20. század második felében az utak ugyan kiépültek és támogatták a falusi népesség ingázását (bányákba) illetve városokba költözését, ám a rendszerváltás után a tömegközlekedés (buszjáratok) egészen ritkává váltak. Az viszont a legutóbbi néhány év friss fejleménye, hogy a rossz állapotú utakat elkezdték igen jó minőségben újjáépíteni (pl. Magyarremete-Barátka; Pádis; Aranyosfői-fennsík). Ez megadja a lehetősége a turizmus fejlesztésére is. Az Aranyosfői-fennsík (ami szintén hagyományosan lakott karsztfennsík) forgalma például tízszeresére nőtt az új út miatt egyetlen év alatt, ami természetesen számos környezeti problémát is felvet.

I. táblázat

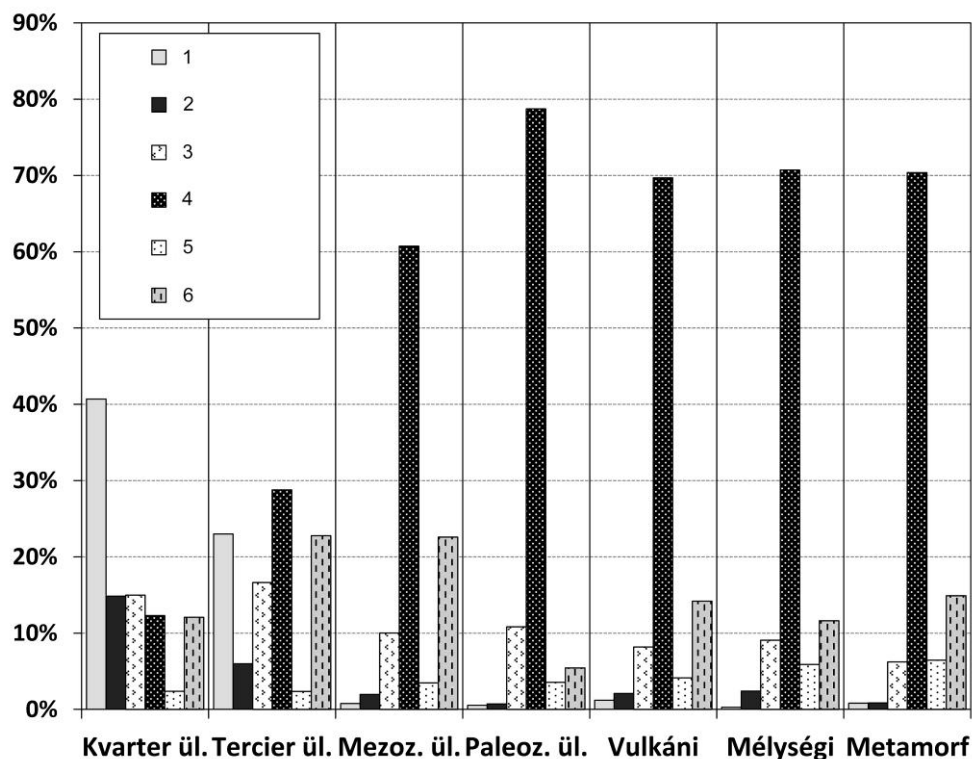
Table I.

Népesség és a települések megoszlása geológiai kategóriák szerint
Table I. Distribution of population and settlements according to geology

Kőzet-kategória	Terület (km ²)	Terület %	Népesség	Népesség %	Népsűrűség (km ⁻²)	Település-szám	Település %	Telep.sűrűség (km ⁻²)
Kvarter üledékes	2497	15%	509889	65%	204.2	461	33%	0.185
Tercier üledékes	3665	22%	132768	17%	36.2	251	18%	0.068
Középidői üledékes	3993	24%	65997	8%	16.5	344	25%	0.086
Óidei üledékes	419	3%	4861	1%	11.6	46	3%	0.110
Mélyégi	1328	8%	12666	2%	9.5	44	3%	0.033
Vulkáni	1747	10%	14938	2%	8.5	62	4%	0.035
Metamorf	3081	18%	38218	5%	12.4	173	13%	0.056
Karsztosodás szerint								
Nem karsztos	14232	85%	725571	93%	51.0	1213	88%	0.085
Részben karsztos	1534	9%	42415	5%	27.7	125	9%	0.082
Karsztos	964	6%	11351	1%	11.8	43	3%	0.045
Összeg/Átlag	16730	100%	779337	100%	46.6	1381	100%	0.083

Visszatérve az adatokhoz: az Erdélyi-szigethegység felszínborítottsága az alábbiak szerint oszlik meg. A teljes vizsgált területnek a felét borítja erdő, 17%-án legelők találhatók, miközben a szántók aránya mindössze 12%, a komplex mezőgazdasági területeké pedig 11%. Mindez azonban a fenti közzétípusok szerint egyenlőtlenül oszlik meg (6. ábra). A negyedidő-

szaki üledékekkel borított területeken legjelentősebb a szántó (41%), és emellett a komplex mezőgazdaság aránya is viszonylag magas (15%), ugyanakkor a felszínből sok helyet vesznek el a mesterséges kategóriák is (15%). A harmadidőszaki üledékes térszínnek esetében a legkiegyenlítettebb az egyes osztályok eloszlása, de már itt is az erdők a legjellemzőbbek (29%), miközben a szántók csupán 23%-ot adnak, és a legelők aránya itt a legmagasabb, ugyanekkora értékkel. Az összes többi geológiai kategóriában magasan az erdők dominálnak (61-78%), gyakorlatilag szántóterület nélkül, kevés komplex mezőgazdaságú területtel (6-11%), és valamivel több legelővel (12-23%, kivéve az óidei üledékes térszíneket), ami a hagyományos pásztorkodás jelentőségére utal. A zömmel középidői üledéken kialakult karsztok illeszkednek a hegyvidéki jellegzetességekhez, de azon belül az erdőterületek (64%) az alsó határhoz, a legelők (20%) inkább a felső határhoz állnak közelebb, ami megfelel a karsztvidékek általános jellemzőinek (bár sok más karsztvidéken a legelők még sokkal kiterjedtebbek az erdők rovására).

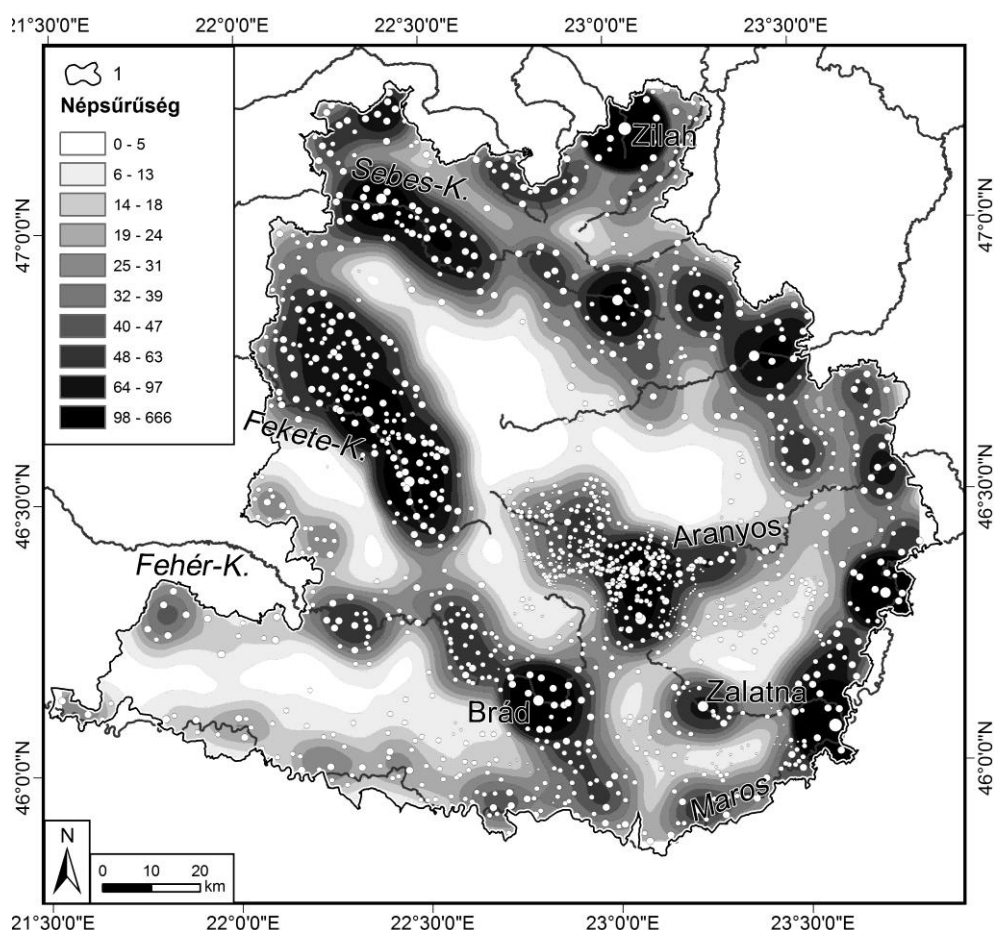


6. ábra: Felszínborítási kategóriák megoszlása kőzettípus szerint

Jelmagyarázat: 1. szántó, 2. mesterséges, 3. komplex, 4. erdő, 5. fű, bokor, 6. legelő

Fig. 6: Land cover categories according to geology. 1: Arable land; 2: Artificial; 3: Complex; 4: Forest; 5: Grass, bush; 6: Pasture

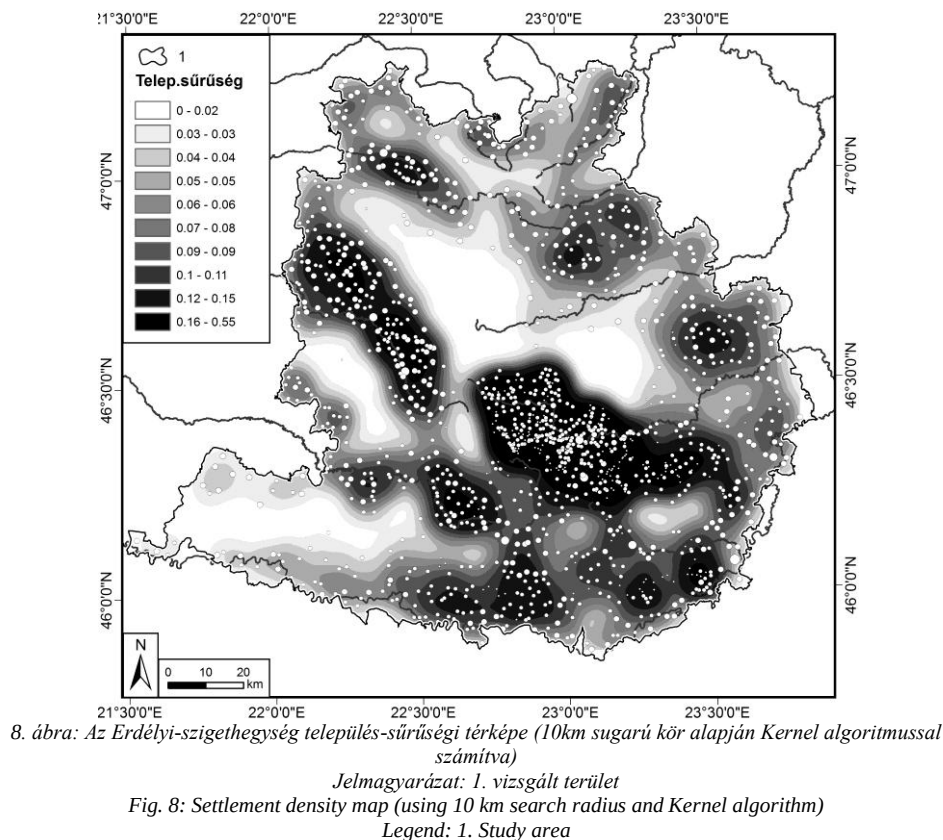
A fent említett tényezők hatását tükrözi a népesség térbeli mintázata, amit legjobban a népsűrűség (7. ábra) és település-sűrűség (8. ábra) térkép segítségével ábrázolhatunk. Ezekből nagyrészt hasonló kép rajzolódik ki: nagy sűrűségű területek találhatók a Sebes-, Fekete- és Fehér-Körös folyók völgyében, az Erdélyi-szigethegység keleti oldalán (részben a Maros, részben más a hegységből kilépő folyók mentén), és az Aranyos felső szakasza mentén. Ugyanakkor a két térkép különbségeit is fontos figyelembe venni: a nagyobb városok (pl. Brád, Zalatna, Zilah) a népsűrűség értékeit jelentősen növelik, miközben a település-sűrűség erősen lecsökken. Ezzel szemben az aprófalvas térségek népsűrűsége viszonylag alacsony, ám a település-sűrűség annál nagyobb.



7. ábra: Az Erdélyi-szigethegység népsűrűségi térképe (10km sugarú kör alapján Kernel algoritmussal számítva)
Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület

Fig. 7: Population density map (using 10 km search radius and Kernel algorithm)

Legend: Study area

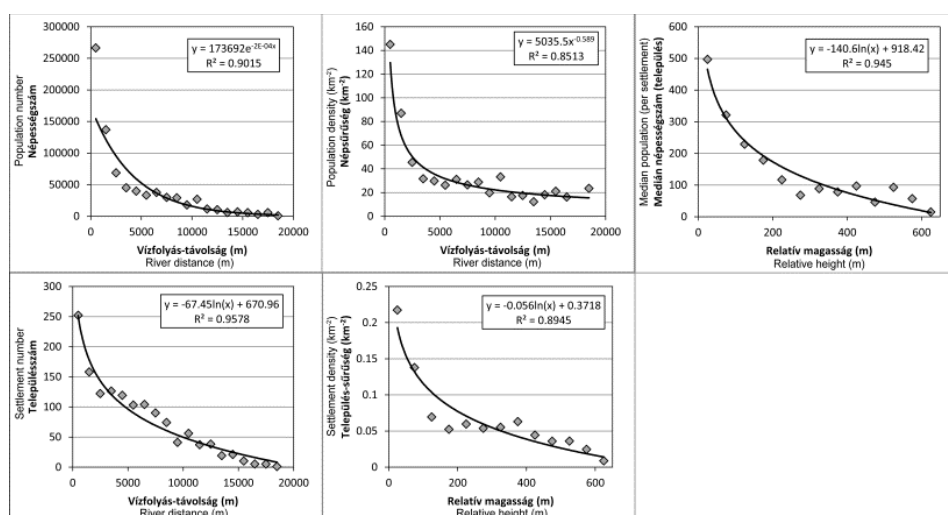


Különösen szembetűnő az Aranyos felső szakasza mentén, viszonylag nagy tengerszint feletti magasságban, kis részben karsztos területen kialakult extrém település-sűrűségű zóna, a Mócvidék. Lakói a sajátos hagyományokkal, építészettel, tájszólással, kulturális örökséggel rendelkező mócok. Alapvetően hegyvidéki gazdálkodási kultúrát alakítottak ki, melynek fő elemei az erdőgazdálkodás (a ráépülő kézműiparral), a hegyi pásztorkodás és egyes helyeken a bányászat (kiemelten: arany, ezüst), mely az ókorig visszamenő múlttal rendelkezik. A Mócvidék benépesülése, lakóinak nép eredete vitatott kérdés (BOȚAN 2010), de tény, hogy a helyi természeti viszonyokhoz nagymértékben alkalmazkodó, hagyományos társadalom alakult ki ezen a területen. Ezt a 20. század második felében kezdődő folyamatok hátrányosan érintették, elnéptelenedést, ipari-bányászati rombolást okozva (BUZA et al. 2001). Így az elmúlt 1-2 évtizedben egyre inkább fölmerült a kérdés, hogy hogyan lehetne megőrizni ezt az európai viszonylatban már meglehetősen ritka, hegyvidéki hagyományos társadalmi örökséget (ABRUDAN–TURNOCK 1999, SURD–TURNOCK 2000). Leggyakrabban

emlegetett megoldás a természeti adottságokat újra (és máshogyan) kiakná-
zó (öko)turizmus (TÁSTAR 2013), ami azonban újabb problémákat vet föl,
ám ezek tárgyalása nem tartozik e tanulmány céljai közé.

Az osztályozott raszter alapú elemzések eredményei

A térbeli mintázatok térképi elemzése mellett a statisztikai regresszió-
analízis mutatja meg számszerűen az egyes tényezők közötti kapcsolatokat
(II. táblázat). Ez a táblázat az osztályozott raszterek összeg (népességszám),
darabszám (településszám), medián és sűrűségértékeinek trendszerű válto-
zásaira illesztett függvények típusát és a determinációs együttható (r^2) érté-
keit mutatja be. Ez alapján megállapítható, hogy az *alap domborzati-vízrajzi
adottságok viszonylag erősen meghatározzák a népesség térbeli elhelyezke-
dését*. Ugyanakkor a kapcsolat erőssége és függvénytípusa mutat némi vál-
tozatosságot. Kiemelendő, hogy a folyó-távolság általában másképp befo-
lyásolja a népesség térbeli elhelyezkedését, mint a közvetlen domborzati
mutatók. A legszorosabb függvényszerű kapcsolatokat diagramon is bemu-
tatjuk (9. ábra). Az egyes tényezők elemzése előtt meg kell említeni, hogy
az abszolút mutatókat (népességszám, településszám) befolyásolja az adott
kategória területe is, így ezek inkább tájékoztató jellegűek, és a sűrűség illet-
ve a medián értékek a fontosabbak.



9. ábra: Regressziós függvénykapcsolatok
Fig. 9: Functional relationships by regression analysis

Általánosságban elmondható, hogy felfelé, illetve a meredekebb térszínek felé haladva mind a népességszám, népsűrűség, mind a település-szám, település-sűrűség exponenciálisan csökken. A települések jellemző mérete (medián népessége) viszont logaritmikusan csökken felfelé illetve a meredekebb térszínek felé. Korábbi vizsgálataink (TELBI SZ et al. 2013, 2014) során már kiderült, hogy nem mindig ugyanaz a természeti tényező határozza meg legszorosabban egy-egy népességi mutató alakulását. Az Erdélyi-szigethegységben a közvetlen domborzati mutatók közül a népsűrűséget a lejtőszög, a település-sűrűséget viszont a relatív magasság határozza meg legjobban. Szintén a relatív magasság mutatja a legszorosabb kapcsolatot a jellemző (medián) népességszámmal.

Számos tekintetben (népességszám, népsűrűség, településszám) a folyótól való távolság alapján adható a legjobb becslés (v.ö. SMALL–COHEN 2004). Érdekes, hogy miközben a legtöbb mutatót jól modellezi a folyótávolság, addig a karakterisztikus településméret (medián) ezzel szinte nem mutat összefüggést (sőt inkább ellentétesen változik). Ez azt jelzi, hogy a folyók közelében is számos kis népességű település található, illetve akadnak olyan viszonylag nagyobb települések (pl. a Királyerdő vagy a Zarándi-hegység peremén), melyek az általunk fontosnak jelölt vízfolyásoktól távolabb helyezkednek el.

II. táblázat
Table II

Változók közötti regressziós kapcsolatok r^2 -értéke és az összefüggés függvénytípusa
 r^2 values and best-fit function types of the classified raster based regression analysis

	Népesség	Népsűrűség	Települések jellemző (medián) népességszáma	Településszám	Település-sűrűség
Magasság (t.sz.f.)	0.86, exp	0.81, exp	0.86, log	0.79, exp	0.28, exp
Relatív magasság	0.84, exp	0.70, exp	0.95, log	0.92, exp	0.89, log
Lejtőszög	0.76, exp	0.83, exp	0.82, log	0.52, exp	0.60, exp
Vízfolyás-távolság	0.87, log	0.85, hatv	0.30, lin (+)	0.96, log	0.77, lin

Járási adatok elemzése

A járások térbeli kiterjedése alapján zóna-statisztikát készítve meghatároztuk a raszteres természeti adatok átlag és maximum értékét (ez utóbbit azért, mert számos járásnak olyan a szerkezete, hogy a völgytől a hegytetőig nyúlik, így a maximum magasság a hegyvidéki karaktert esetleg jobban visszaadhatja). Továbbá figyelembe vettük, hogy az egyes felszínborítási kategó-

riák a járás területének hány %-át foglalják el. A társadalmi adatok közül kiválasztottunk egy demográfiai jellemzőt (60 év feletti és 30 év alattiak arányszáma), néhány oktatási jellemzőt (maximum elemi iskolát végzettek aránya; egyetemi végzettségűek aránya), néhány etnikai jellemzőt (magyarok aránya; románok aránya) és néhány vallási jellemzőt (ortodox, katolikus, református vallásúak aránya).

Járási szinten az adatok nagyobb szórása miatt a tényezők közötti kapcsolatok jóval gyengébbek, ugyanakkor a 181 adat miatt már 0,15-nél nagyobb lineáris korrelációs együttható (r) is szignifikáns kapcsolatot jelez. A teljes korrelációs táblázat bemutatására és elemzésére itt nincs lehetőség, de a fontosabb összefüggéseket kiemeljük.

A domborzati tényezők egymással többnyire elég szoros összefüggést mutatnak ($r > 0.8$), de a folyó-távolsággal nem szignifikáns a kapcsolatuk. A felszínborítási adatokon belül a szántók és erdők aránya mutat viszonylag szoros, fordított kapcsolatot ($r = -0.76$), ami érthető, mivel ezek gyakorlatilag egymás komplementerei. Néhány további felszínborítási tényező között gyenge, de szignifikáns kapcsolat mutatható ki. A vizsgált társadalmi adatokon belül szoros kapcsolat ($|r| > 0.8$) mutatható ki a románok és magyarok aránya között (ismét komplementer jelenségről van szó, mivel az egyéb nemzetiségek aránya nagyon kicsi a vizsgált területen), a románok és ortodoxok, illetve a magyarok és reformátusok arányszáma között, ami megfelel a helyi nemzetiségek és vallások közti ismert kapcsolatnak, viszont érdekes, hogy a katolikusok és magyarok aránya között nincs kapcsolat. Továbbá triviálisnak tűnő, de csak közepesen erős, fordított kapcsolat ($r = -0.57$) van az egyetemi végzettségűek és a max. elemi iskolát végzettek aránya között.

Számunkra legérdekesebb azonban az egyes tényezőcsoportok között fennálló kapcsolatok léte illetve hiánya. A szántóföldek elterjedését nyilvánvaló módon a domborzati paraméterek viszonylag erősen determinálják, azok közül is leginkább az átlagos lejtőszög ($r = -0.78$), és fordított előjellel ugyanez érvényes az erdőkre is ($r = 0.65$). A mesterséges területeket szintén erősen korlátozzák a domborzati paraméterek, de ez esetben legszorosabb a kapcsolat a relatív magassággal ($r = -0.64$). A füves-bokros területek pedig leginkább a t.sz.f. magassággal mutatnak összefüggést ($r = 0.61$). A társadalmi tényezőkkel való kapcsolat rendszerint már igen gyenge, de azért statisztikailag szignifikáns ($r \sim 0.3-0.4$) sok tényezőpár esetén. Ezek közül a fontosabbak: az átlagos lejtőszöggel egyenesen nő a románság (s így az ortodoxok) részaránya és csökken a magyaroké (reformátusoké), ami visszavezethető a két nép történelmileg kialakult, eltérő benépesítési folyamataira. A magyarok többnyire a sík, alföldi (vagy legalább medence) jellegű területeket népesítették be, míg a románok inkább alkalmazkodtak a hegyvidéki

életformához (a nemzetiségi határ hasonló jellegzetességet mutat a Gömör–Tornai-karszton is, vö. *TELBISZ* et al. 2013). Mindez természetesen csak nagy átlagban érvényes, mögöttes struktúraként értelmezhető, amit a gyenge korreláció is mutat. A képzettségi szint leginkább a folyó-távolsággal mutat összefüggést, hiszen a központi (iskola, egyetem) funkciókkal rendelkező települések jellemzően inkább a jobb közlekedéssel rendelkező nagyobb völgyekben helyezkednek el. Érdekes, hogy a hegyvidéki térségek elnéptelenedési, előregedési sőt kihalási folyamatai, amit számos szerző leírt (az Erdélyi-szigethegységben többek között *SURD–TURNOCK* (2000); Szerbiában *MILOŠEVIĆ* et al. (2010, 2011), az általunk vizsgált adatokban (idősek-fiatalok aránya) nem tükröződik, hiszen a t.sz.f. magassággal egyáltalán nincs összefüggés, de az átlagos lejtőszöggel is éppen hogy csak szignifikáns a kapcsolat ($r=0.23$).

Következtetések

Összességében megállapítottuk, hogy az Erdélyi-középhegység területén a domborzati adottságok jelentős mértékben befolyásolják a népesség térbeli eloszlását. Bár a felszínborítás erős emberi befolyás alatt áll, ennek fő tényezőit (szántók illetve erdők elterjedése) mégis döntő mértékben a domborzati tényezők határozzák meg. A vízrajzi adottságokat (melyeket jelen cikkben leegyszerűsítve a jelentős vízfolyásoktól való távolságként értelmeztünk) a fentiekhez képest önálló tényezőként kell értelmezni, mert számos esetben másként hat a társadalmi paraméterekre, és például a népsűrűséget a vizsgált területen legjobban ezzel tudjuk jellemezni. A geológiai adottságok is fontosak a népesség földrajzi elhelyezkedésének értelmezéséhez, hiszen a negyedidőszaki üledékekkel borított térszínnek kiemelkedően nagy népsűrűségűek a többi közettípushoz viszonyítva, amihez természetesen az is hozzájárul, hogy ezek általában az alacsonyabb területekre jellemzők. A népsűrűség szempontjából a karsztok nem mutatnak annyira jelentős eltérést, mint más karsztvidékeken, de itt is az alacsony népsűrűség jellemző rájuk. Az Erdélyi-szigethegységben annyira jellemző egyes karsztokon (pl. Királyerdő, Aranyosfői-fennsík) a víznyerési lehetőségeknek köszönhetően hagyományos települések alakultak ki már évszázadokkal ezelőtt. A település-sűrűséget vizsgálva egy jelentős pozitív anomália mutatható ki, a rendkívül elaprózott, kis településekből álló, magasan fekvő, kis részben karsztvidékekre is kiterjedő Mócvidék, mely sajátos történelmi-kulturális örökséget hordoz, és jó példa a hegyvidéki természeti adottságokhoz alkalmazkodó népcsoportra. Ezen örökség megőrzését az ökoturizmus is segítheti, amihez jó alapot jelent, hogy a vidék természeti látnivalókban is gazdag, melyhez a

területaránynál jóval nagyobb mértékben járulnak hozzá a karsztos felszíni és felszín alatti formák (pl. Aranyosfői-jégbarlang; Ordancusa-szoros). Ugyanakkor a turizmus kétélű fegyver, ezért a fenntartható tájhasználat érdekében szükséges az idegenforgalomhoz kapcsolódó környezeti problémák felmérése és kezelése is.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 104811 számú pályázata és az MTA Bolyai Ösztöndíj (TT) támogatta. Köszönjük továbbá Dövényi Zoltánnak a tanulmány javítását segítő megjegyzéseit.

IRODALOM

- ABRUDAN I.–TURNOCK D. (1999): A rural development strategy for the Apuseni Mountains, Romania. – *GeoJournal*, 46, pp. 319–336
- BOȚAN, C. N. (2010): Țara Moșilor. Studiu de geografie regională [The Land of the Moși. Study of Regional Geography]. – Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 527 p.
- BUZA M.–DIMEN L.–POP G.–TURNOCK D. (2001): Environmental protection in the Apuseni Mountains: The role of Environmental Non-Governmental Organisations (ENGOS). – *GeoJournal* 54, pp. 631–653.
- BÜTTNER GY. (2009): Térképezzük Európát: a CLC2006 projekt http://geoiq.hu/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=23&Itemid=63).
- BÜTTNER, G.–FERANEC, J.–JAFFRAIN, G.–MARI, L.–MAUCHA, G.–SOUKUP, T. (2004): The CORINE Land Cover 2000 Project. – *EARSeL eProceedings* 3. 3. pp. 331–346.
- CASTREE, N. (2011): Nature and Society. – In: AGNEW, J. A. – *LIVINGSTONE, D. N.* (eds.): *The SAGE Handbook of Geographical Knowledge*. SAGE Publications, London. pp. 287–299.
- COCEAN P. (2001): Environment Threats in Romanian Karst. – 13th International Congress of Speleology, Brasilia DF, pp. 613–617.
- COHEN J.E.–SMALL C. (1998): Hypsographic demography: The distribution of human population by altitude. – *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 95. pp. 14009–14014.
- HARDEN, C. P. (2012): Framing and Reframing Questions of Human-Environment Interactions. – *Annals of the Association of American Geographers*. 102. 4. pp. 737–747

- KIENZLE, S. (2004): The Effect of DEM Raster Resolution on First Order, Second Order and Compound Terrain Derivatives. – Transactions in GIS 8. 1. pp. 83-111.
- LOVÁSZ GY.–GYENIZSE P. (2012): Impact of Karst Development on Settlement Network in Hungary and Croatia. – Karst Development 2. 1. pp. 21-28.
- MEYBECK, M.–GREEN, P.–VÖRÖSMARTY, C. (2001): A new typology for mountains and other relief classes: an application to global continental water resources and population distribution. – Mountain Research and Development 21. 1. pp. 34-45.
- MILOŠEVIĆ M. V.–MILIVOJEVIĆ, M.–ĆALIĆ, J. (2010): Spontaneously abandoned settlements in Serbia, Part 1. – Journal of the Geographical Institute “Jovan Cvijić” SASA 60. 2. pp. 39-57.
- MILOŠEVIĆ, M. V.–MILIVOJEVIĆ, M.–ĆALIĆ, J. (2011): Spontaneously abandoned settlements in Serbia, Part 2. – Journal of the Geographical Institute “Jovan Cvijić” SASA 61. 2. pp. 25-35.
- MÓGA J. (1998): Természetföldrajzi tényezők hatása a településszerkezetre a Gömör–Tornai-karszt területén. – In: FRISNYÁK S. (szerk.): A Felvidék történeti földrajza. Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza, pp.481–492.
- RABUS B.–EINER M.–ROTH A.–BAMLER R. (2003): The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. – Photogramm. Rem. Sens. 57. pp. 241-262.
- SMALL C.–COHEN J.E. (2004): Continental Physiography, Climate and the Global Distribution of Human Population. – Current Anthropology 45. 2. pp. 269-277.
- SONG, G.–LI, Z.–BAO, Y.–LÜ, H.–GAO, J.–WANG, H.–XU, T.–CHENG, Y. (2007): Spatial distribution regularity and influence factors of population density in the LRGR. – Chinese Science Bulletin 52. 2. pp. 90-97.
- SURD V.–TURNOCK D. (2000): Romania's Apuseni Mountains: safeguarding a cultural heritage. – GeoJournal 50, pp. 285–304.
- TĂȚAR C-F. (2013): Identity Encounters. Host-Guest Interactions in the Land of Moți (Romania). – GeoJournal of Tourism and Geosites 11/1, pp. 66-74.
- TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–PETRVALSKÁ A. (2013): Human-Environment Relations in the Gömör-Torna (Gemer-Turňa) Karst Area and Its Surroundings. – Karsztfejlődés 18. pp. 137-153.
- TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–KŐSZEGI M. (2014): The Impact of Topography on Social factors, a Case Study of Montenegro. – Journal of Mountain Sciences 11. 1. pp.131-141.

URUSHIBARA-YOSHINO K. (1995): Regionality of Karst and the Human Activity in Gunung Sewu, Java Island. – *Acta Geographica, Acta Universitatis Szegediensis*, Szeged 34. Special Issue pp. 122-134.

A PÁL-VÖLGYI-BARLANGRENDSZER BESZIVÁRGÓ VIZEI PERIODIKUS VISELKEDÉSÉNEK ELEMZÉSE

ANALYSIS OF PERIODIC BEHAVIOUR OF CAVE DRIP WATER IN PÁLVÖLGY CAVE

FEHÉR KATALIN¹ – KOVÁCS JÓZSEF² – BORBÁS EDIT²

¹ ELTE TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

²ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

1112 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

Abstract: A long-term monitoring was carried out in Pálvölgy Cave from October 2013 to January 2014. Different parameters of the drip water were measured on two sampling points in the cave. One of the measurement locations was in the Térképész-ág, the other in the Y-folyosó. Electrical conductivity, pH, redox potential, dissolved oxygen and water temperature were detected continuously by an Odeon Range monitor. The aim of our examination was to determine the properties of the time series using different mathematical methods. According to our measurements, pH and redox potential show daily periodicity in both locations. Electrical conductivity has periodic property only in the Y-folyosó.

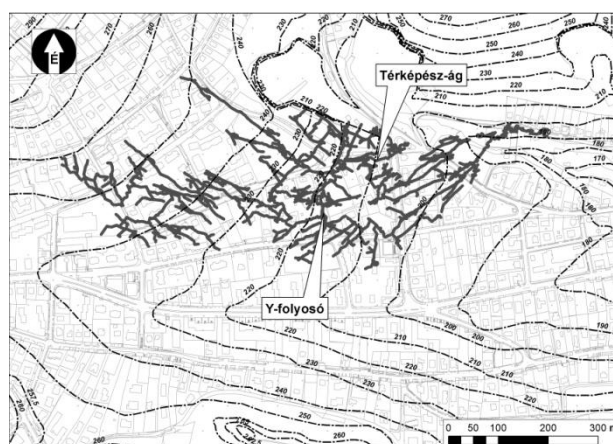
Bevezetés

A Pál-völgyi-barlangrendszerben évek óta folynak a beszivárgó vizek minőségére vonatkozó vizsgálatok időszakos mintavétel segítségével (TAKÁCS-NÉ BOLNER et al. 1989, SÁRVÁRY et al. 1992, MAUCHA 2001, FEHÉR 2011). 2011-ben a Térképész-ágban (BORBÁS–FEHÉR 2013), majd 2013-ban az Y-folyosóban (I. ábra) helyeztünk el olyan műszereket, melyek adatgyűjtő segítségével folyamatosan mérik a pH, redoxpotenciál, fajlagos vezetőképesség, valamint a hőmérséklet perces változásait.

A két mérőpont 2013 október és 2014 január közötti zavartalan, adathiánytól mentes időszakának adatelemző módszerekkel történő elemzését végeztük el, aminek célja a napi periódus meghatározása volt. Ennek sikerét azonban számos „*probléma*” akadályozta. Jelen dolgozatban röviden bemutatjuk a napi periodicitás meghatározásának folyamatát a vizsgált időszakban. További célként fogalmaztuk meg az egyes vizsgált paraméterek átlagos napi menetének meghatározását is.

Méréseink helyszíneit az előző évek vizsgálatai alapján választottuk ki. A Térképész-ág a Szépvölgy erősen összetöredezett zónájának a közelében, 40 m mélységben húzódik. A Pál-völgyi-barlang mérőpontjai közül itt tapasztalható a legnagyobb szennyezettség. Az Y-folyosó mérőpontja lankás

hegylábfelszín alatt, 60 méter mélységben található, antropogén hatástól kevésbé befolyásolt, az itt beszivárgó víz minimális szennyeződést mutat (FEHÉR 2011).



1. ábra: A mérőpontok elhelyezkedése a felszínhez viszonyítva
Fig.1: Sampling locations in the Pálvölgy Cave.

Anyag és módszer

Vizsgált paraméterek, alkalmazott mérőműszer

A pH-t és a redoxpotenciált NEOTEK-PONSEL PHRTA pH/redox/hőmérséklet szenzorral mértük. Mindkét paraméter nemcsak térben, de időben is erősen változékony, befolyásolják az ásványok oldhatóságát és a biológiai aktivitást (SZALAI 2011). Az *oldott oxigén* méréséhez PODOA oxigén/hőmérséklet szenzort alkalmaztunk. Mennyisége szoros összefüggésben van a redoxpotenciállal, valamint a lejátszódó kémiai és biológiai folyamatokkal. A *fajlagos vezetőképesség* méréséhez PC4EA vezetőképesség/hőmérséklet szenzort használtunk. Értéke az oldat összetételének, koncentrációjának függvénye.

A mért paramétereket Odenon Range típusú, Neotek –Ponsel gyártmányú adatgyűjtő műszer segítségével regisztráltuk.

Alkalmazott matematikai módszerek

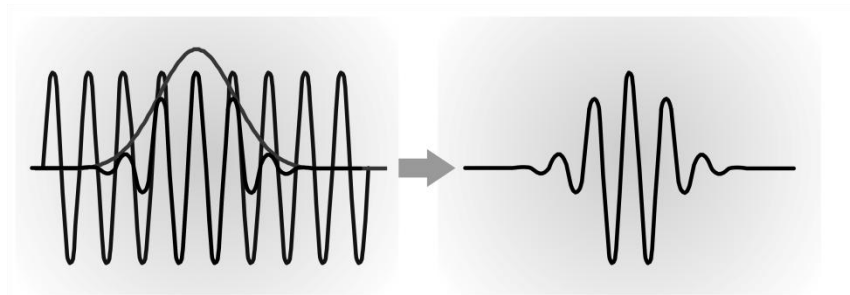
Egy adott idősorban meglévő periódus meghatározására számos becslési módszer alkalmas. Ezek némelyike ahhoz is segítséget nyújt, hogy meghatározzuk, egy adott periódus milyen időintervallumban van meg egy jelben, illetve mikor hiányzik. Ilyen módszer például a „Short Term Fourier

Transform” (STFT) amely Gauss ablakozás esetén ekvivalens a Gábor-transzformálttal, illetve a "multiresolution analysis" valamint az STFT továbbfejlesztésének is tekinthető *wavelet analízis*. Mivel egy adott periódus (1napos jel) vizsgálatáról van szó, a multiresolution analysis nem szolgálja közvetlenül céljainkat. Az STFT kapcsán pedig azt kell megjegyeznünk, hogy ennek felbontása rögzített, az ablakfüggvény szélessége alapján reprezentáljuk a jelet, és ez meghatározza, hogy milyen egymáshoz közeli frekvenciák különíthetők el (frekvenciafelbontás), illetve azt, hogy milyen hosszúságú időintervallumban megváltozó frekvenciák detektálhatók (időbeni felbontás). Egy széles ablak jó frekvenciatartománybeli, de gyenge időbeni felbontást ad. Egy keskenyebb ablak időbeni felbontása jobb, míg frekvenciában gyengébb. Ennek kiegyensúlyozása volt az egyik oka a wavelet transzformáció megalkotásának, és a jelen tanulmányban mi is ezért döntöttünk a wavelet analízis felhasználása mellett.

Egy jel teljesítménysűrűség spektruma akkor jól értelmezhető, ha a jel tágabb értelemben stacionárius, azaz ha első és második momentumai (középérték és variancia) időben állandóak. Ez a feltétel a középértékre azt a korlátozást jelenti, hogy az konstans, a kovariancia (korreláció) esetén pedig azt, hogy az csak a $t_1 - t_2$ különbségtől függ, tehát elegendő egy változó szerint indexelni.

$$E\{x(t_1)x(t_2)\} = R_x(t_1, t_2) = R_x(t_1 + \tau, t_2 + \tau) = R_x(t_1 - t_2, 0) \quad \forall \tau \in R$$

Emiatt a stacionárius jelek könnyen kezelhetők. A természeti folyamatok azonban ritkán stacionáriusak, ezért szükség van a nem stacionaritással megküzdő teljesítménysűrűség-bebecslő eljárásra, azaz idő-frekvencia felbontásra (time-frequency mapping). Kezdeti próbálkozásként a „Short Term Fourier Transform” került alkalmazásra, majd a fentebb említett előnytelen tulajdonságai miatt wavelet analízist alkalmaztunk. A módszer azt feltételezi, hogy az oszcilláló komponensek folyamatosan jelen vannak az idősorban. A wavelet-módszer időben (térben) és skálában (frekvenciában) lokalizált. Ez a megközelítés idő-skála (idő-frekvencia) felbontást eredményez, így ezzel lehetővé válik, hogy a jelnek időben változó jellegzetességeit megragadja. Lokalizált „wavelet”-eket alkalmaz, ezekre bontja fel a jelet, amelyeknek gyakran használt képviselője a már ugyancsak említett Gábor transzformált általánosításával megalkotott Morlet wavelet, amit számításainknál mi is használtunk (2. ábra).



2. ábra: A Morlet-wavelet függvény képe

(<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/wavelet2.html> alapján)

Fig.2: Morlet wavelet transform

A periodicitás meghatározásához nem célszerű trenddel "szennyezett" idősort használni, mivel a trendek meghamisítják a Fourier transzformáltban az amplitúdót. A nem stacionárius idősorok esetén a trend eltávolítását a „hagyományos” (polinomiális, harmonikus stb.) függvényekkel nem lehetett elég pontosan megvalósítani, ezért szükségessé vált egy, a trendszerű változásokhoz minden esetben illeszkedő módszer alkalmazása. Ezt esetünkben egy helyileg súlyozott mozgóátlag simítás (LOESS) használatával (CLEVELAND 1979, CLEVELAND – DEVLIN 1988) értük el.

Eredmények és diszkusszió

A wavelet spektrum analízis lehetővé tette annak vizsgálatát, hogy a napi (24 órás) periódus a vizsgált időszak mekkora részében van meg és mekkora részében hiányzik. A I. táblázat a barlang mind a két mintavételi pontján jeleníti meg az eredményeket, mutatva, hogy a mérési időtartam hány százalékában találtuk meg az egyes paraméterek mért értékeiben a napi periódust.

A LOESS használatával lényegesen precízebben el lehet távolítani egy mért jelből a nagy ingadozásokat, mint egy polinomiális trend alkalmazásával. Erre mutat egy mért idősori részletet a 3. ábra. Megfigyelhető, hogy az illesztett LOESS a rövid változásokra gyorsan tud reagálni, azt érzékenyen tudja követni.

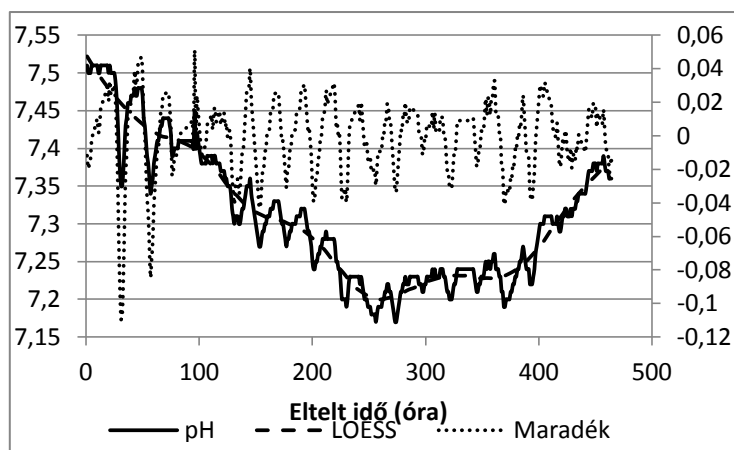
A LOESS és a mért adat különbségét képezve olyan maradékot képeztünk, amiben csak a nagy fluktuáció mintát távolítottuk el, de az éppen vizsgálni kívánt folyamat, a napi ingadozás még megmaradt.

I. táblázat

Table I.

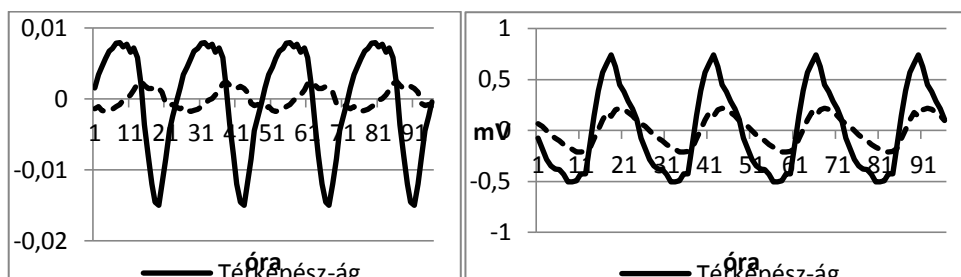
Az egyes paraméterekben megjelenő 24 órás periódus a vizsgált időintervallum százalékában
The presence of the 24-hour period in the components

Térképész-ág			
pH	Redox potenciál (mV)	Vezetőképesség (μS/cm)	Hőmérséklet (°C)
62 %	56 %	21 %	26 %
Y-folyosó			
pH	Redox potenciál (mV)	Vezetőképesség (μS/cm)	Hőmérséklet (°C)
65 %	60 %	56 %	21 %
Oldott oxigén (mg/l)		Oxigén telítettség %	
58 %		56 %	



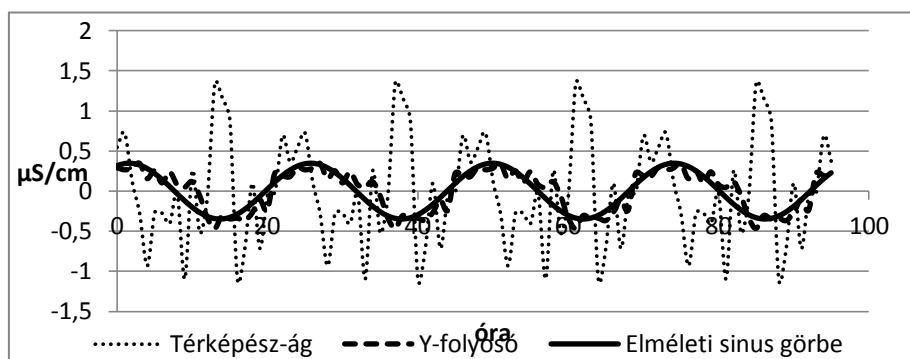
3. ábra: A Térképész-ágban mért pH-értékekre illesztett LOESS, ill. maradékok
Fig.3: LOESS fitting and the residuals for pH values measured in the Térképész-ág

Az így kapott maradék lehetőséget adott arra, hogy a paramétereknek, természetesen a vizsgált időtartamra vonatkozóan, megadjuk/megvizsgáljuk a napi menetét, amit az azonos órák értékeinek átlagaként adunk meg. A jobb szemléltetés miatt némely esetben célszerű több napi menetet megszoorozni és egymás mellé „illeszteni”. Ilyen eseteket mutat be a pH és a redoxpotenciál vonatkozásában a 4. ábra.



4. ábra: A két mérőpont pH (bal oldal) és redoxpotenciál (jobb oldal) maradékvértékeinek napi menete
Fig.4: Daily change of pH (left side) and redox potential (right side) residuals

A pH esetében jól megfigyelhető, hogy a folyamat napi járása periodikus. Ugyanakkor jelentős eltérések vannak a Térképész-ágban és az Y-folyosóban megjelenő napi menet között. Az egyik szembevetendő jelenség, hogy a két amplitúdó nagysága nagymértékben eltér egymástól, a másik, hogy a két ágban napi maximumok és minimumok között több órás eltolódás van. A redoxpotenciál esetében csak az amplitúdók különbsége figyelhető meg, az időbeli eltolódás nem. A két mérőpont adatai közötti eltérés annak tudható be, hogy a Térképész-ágban a kisebb mélység és az erősen tektonizált zóna miatt gyorsabban, szélesebb repedés-törési rendszeren keresztül jut le a víz. Az Y-folyosó esetében lassúbb, egyenletesebb beszivárgást feltételezhetünk.

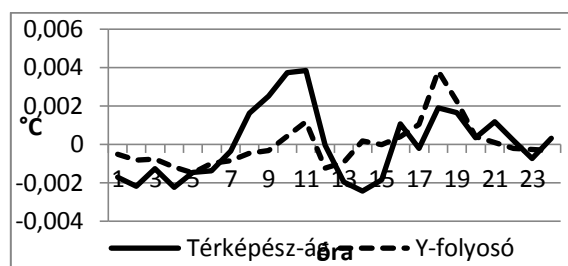


5. ábra A fajlagos vezetőképesség maradékvértékeinek napi menete egy elméleti görbével
Fig.5: Daily change of Electrical conductivity using a theoretical curve

A fajlagos vezetőképesség esetében a napi járás ábrán történő megsokszorozása olyan esetben, amikor nincs a jelben periodikus komponens, félrevezető is lehet (5. ábra). Jól látszik, hogy Térképész-ágban a napi menetben előforduló legnagyobb és legkisebb értékek periodikus hatást kelte-

nek. Azonban ha egy elméleti szinusz-görbét is bemutatunk az ábrán, érzékelhető, hogy a periódus csak az Y-folyosóban van meg. Ebben az esetben az értékek természetes karsztos folyamatokat mutatnak, míg a Térképész-ágnál az antropogén szennyező anyag bejutása elfedi ezeket.

A 6. ábrán a barlangi hőmérséklet napi menetének maradék értékeit mutatjuk be a „megsokszorozás” nélkül. A wavelet spektrum analízis alacsony százalék értékei is azt jelezték, hogy itt nem tapasztalható napi periódus, a maradékértékek ábrázolása ezt alátámasztja.



6. ábra A hőmérséklet maradékértékeinek napi menete
Fig.6: Daily change of temperature residuals

A különböző paraméterekben meglévő napi periódus meglétének egyik oka a felső talajrétegben kialakuló biológiai aktivitás hatása lehet. Erre a jelenségre már régebben is felfigyeltek, JAKUCS (1971) a talajatmosfera vizsgálatát vizsgálva a széndioxid-kibocsátásban mutatott ki napi periodicitást különböző bio- és klímaspecifikus karsztos mikroterekben. Karsztkorróziós talajhatást vizsgálva ZÁMBÓ és TELBISZ (2000) kimutatta, hogy a fedett karrban „*egyenletes, elnyújtott beszivárgás idején a karbonát koncentráció napi periódus szerinti változást mutat*”. A hidrogén-karbonátos oldódás döntő faktorát, a beszivárgó víz CO₂-tartalmát a talajhatás egyik összetevőjeként tekintették, függetlenül attól, hogy ennek forrása a mikrobiális mállás, a növényi légzés vagy a mikroklimatikus tér.

A biológiai aktivitást a meteorológiai-hidrológiai körülmények mellett a geológiai-geográfiai, tektonikai viszonyok is jelentősen befolyásolják. A beszivárgás-lefolyás aránya, ezáltal a kőzetbe bejutó víz mennyisége a felszín morfológiai viszonyainak egyik függvénye. A beszivárgott víz mozgása, sebessége, megtett távolsága a kőzettömeg tulajdonságai (összetétel, kőzetdőlés, tektonikai) által erősen befolyásolt, így a karsztos folyamatokra is hatással van.

A fent felsorolt természetes folyamatokat a felszín beépítettsége miatt az antropogén hatások – ahogy a Térképész-ág vezetőképesség értékeinél láthattuk – „*elmoshatják*”.

Összefoglalás

A Pál-völgyi-barlang két mintavételi pontján folyamatos adatgyűjtő segítségével vizsgáltuk a beszivárgó víz változásait. A pH és a redoxpotenciál értékeinél mindkét ponton napi periodicitást mutatunk ki. A bemutatott eredmények alapján látszólagos ellentmondás érzékelhető. Azok a paraméterek, amelyek a vizsgált időtartamban a napi átlagos menet vonatkozásában periodikusak, a wavelet spektrum felbontás eredményeként csak a vizsgált időtartam közel 60%-ban mutatnak periodikus viselkedést. Ennek oka, hogy az átlagos periodikus viselkedés nem jelenti azt, hogy egy paraméter a vizsgált időtartam teljes hosszában mindig periodikus.

A mért paraméterek közül a pH és a redoxpotenciál amplitúdója a mélyebben lévő, egyenletesebb beszivárgást mutató Y-folyosónál kisebb, mint a Térképész-ágnál. A pH esetében a két mérőhely adatsora között több óra eltolódás van a napi maximumoknál és minimumoknál. A redoxpotenciálnál ez nem tapasztalható. A fajlagos vezetőképesség értékeinél csak az Y-folyosónál van meg a napi periodicitás. A Térképész-ág esetében ez, a természetes folyamatokra utaló tendencia nincs, ezt az antropogén hatások felülírják.

IRODALOM

- BORBÁS E. –FEHÉR K.* (2013): Monitoring vizsgálatok a Pál-völgyi-barlangrendszerben – Karsztfejlődés XVIII, pp 23-36.
- CLEVELAND, W.S.* (1979): Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots, – Journal of the American Statistical Association 74 pp. 829–836.
- CLEVELAND, W.S.–DEVLIN, S.J.* (1988): Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting – Journal of the American Statistical Association 83 pp. 596–610.
- FEHÉR K.* 2011. Újabb adatok a budai termálkarszt beszivárgó vizeinek minőségéről – Karsztfejlődés XVI, pp 203-221.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- MAUCHA L.* (2001): Lakott területek alatt húzódó, fokozottan védett barlangok vizeinek vizsgálata – Jelentés. A Duna-Ipoly Nemzeti Park megbízásából készítette a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, kézirat: Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság Adattár Budapest. pp. 1-20.
- SÁRVÁRY I.–MAUCHA L.–IZÁPY G.* (1992): Vízkémiai, mikrobiológiai és izotóp vizsgálatok, VII. feladat. Beszámoló jelentés. – In: PHARE PRO-

JECT, 134/2. Komplex geológiai vizsgálatok és fúrások a Rózsadomb környezetében. Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium, Budapest.

TAKÁCSNÉ BOLNER, K.–TARDY, J.–NÉMEDI, L. (1989): Evaluation of the environmental impacts in Budapest's caves on the basis of the study of the dripping waters – 10th International Congress of Speleology, UIS pp. 634-639.

ZÁMBÓ L. – TELBISZ T. (2000): A karsztkorróziós talajhatás érvényesülése a karrfejlődésben – Karsztfelődés V, pp 103-114.

SZALAI Z.(szerk., 2011): Bevezetés a talajtanba környezettanósoknak – ELTE ISBN 978-963-279-549-2. pp. 95-96.

A BARLANGI BESZIVÁRGÓ VIZEK ÖSSZEHASONLÍTÓ MONITORING VIZSGÁLATA A PÁL-VÖLGYI-BARLANGRENDSZER KÉT MINTAVÉTELI PONTJÁN

LONG-TERM MONITORING OF CAVE DRIP WATER AT TWO SAMPLING LOCATIONS IN PÁLVÖLGY CAVE

FEHÉR KATALIN¹ – BORBÁS EDIT²

¹ ELTE TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

² ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
1112 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

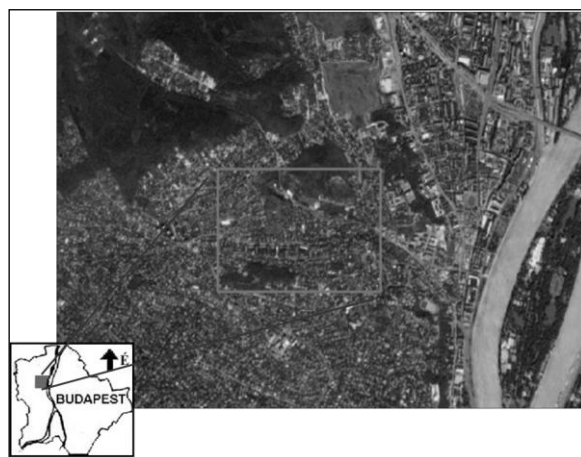
Abstract: We have been investigating the chemical composition of drip water in Pálvölgy Cave for several years. According to our measurements, one of the most polluted point of the cave is located in the Térképész-ág. At this sampling point a long-term monitoring was carried out from 8/2011. Electrical conductivity, pH and water temperature were measured continuously by an Odeon Range monitor. A new measurement point was established in the Y-folyosó in 2013. Our major goal was to determine the different contamination of the two sampling locations. The results of the chemical examination of drip water indicate the permanent anthropogenic effects on the water in the Térképész-ág, and natural karstic processes at the sampling point in the Y-folyosó.

Bevezetés

Földtani értékeink védelme az egyre nagyobb emberi beavatkozás miatt fontos cél napjainkban. Az egyik leginkább sérülékeny terület a karszt és rajta keresztül felszín alatti vizeink. Világhírű gyógyforrásaink a Duna jobb partján, Budapest beépített területén fakadnak. Beszivárgási területük egy részét képezi a Rózsadomb, ahol számos fokozottan védett barlangot tartanak nyilván (1. ábra).

Az erősen urbanizált terület megváltoztatja a természetes hidrológiai viszonyokat. A természetes növénytakaró helyett kertvárosi jellegű, családi házas beépítettség jellemző, az utóbbi időben egyre több lakópark kiépülésével. A burkolt felületek, a közműhálózat, a megváltozott növény-, ill. talajtakaró (pl. kertek) mind magában hordozzák nemcsak a beszivárgás mennyiségének, hanem a minőségének változását is. Az emberi tevékenységből származó számos szennyező anyag megváltoztathatja a természetes karsztos oldódási folyamatokat, de a legnagyobb veszélyt a forrásokban való megjelenésével okozhatja. A folyamat nyomon követését a barlangok becsepegő vizeinek vizsgálatával tudjuk elérni. Ezt több kutató is felismerte és egyre több helyszínen zajlanak mérések (SÁRVÁRY et al. 1992, FEHÉR

1995, *TAKÁCSNÉ BOLNER* et al. 1989, *MARI-FEHÉR* 1999, *MAUCHA* 2001, *MÁDLNÉ SZŐNYI* et al. 2007, *FEHÉR* 2009, *KISS* 2012).



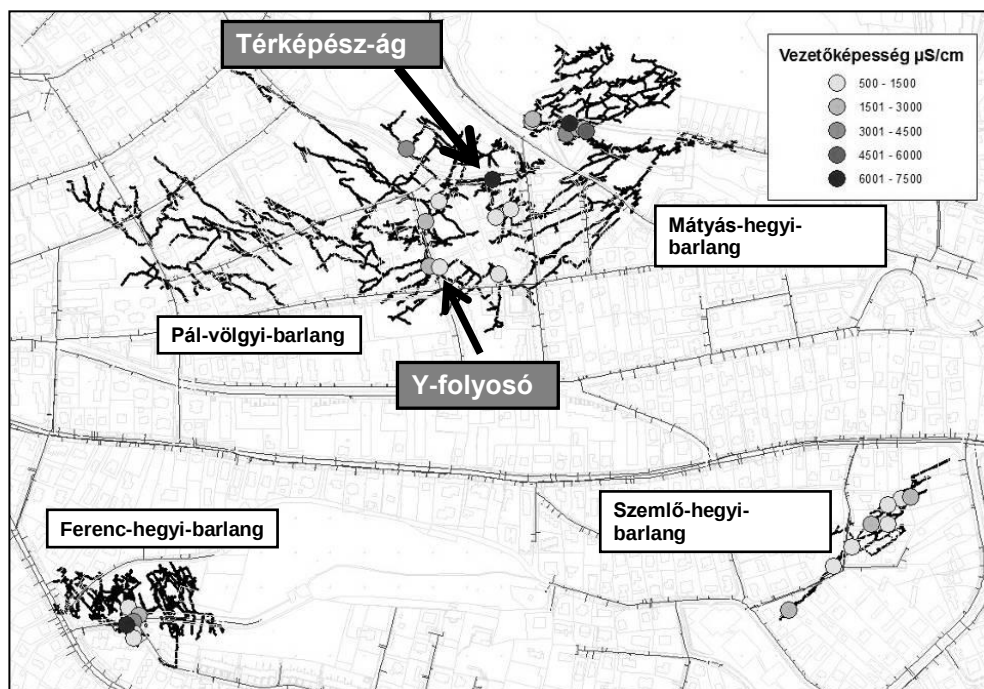
1. ábra: A vizsgált barlang területi elhelyezkedése.
Fig.1: Area of the cave.

A beszivárgó víz minőségi változásait a Pál-völgyi-barlangrendszer, a Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlang különböző időintervallumokban történő vízmintavételek segítségével vizsgálták (*FEHÉR* et al. 2009, *KISS* 2009, *VIRÁG* et al. 2009, *FEHÉR* 2011, *VIRÁG* et al. 2011). A mérőpontok közötti különbségeket a fajlagos vezetőképesség értékével (ami az összes oldott sótartalomra utal) tudjuk a legjobban szemléltetni (2. ábra). A két mérési helyszín kiválasztásánál az volt a szempont, hogy egy szennyezettebb (Térképész-ág), ill. egy, az antropogén hatásoktól kevésbé zavart pontot (Y-folyosó) tudjunk összehasonlítani. 2011 óta adatgyűjtő segítségével végzünk folyamatos mérést a Pál-völgyi-barlangrendszer Térképész-ágában (*BORBÁS-FEHÉR* 2013), 2013 óta pedig az Y-folyosóban is.

A Pál-völgyi-barlang felső-eocén Szépvölgyi Mészke Formációban alakult ki, mely fölé felső-eocén – alsó-oligocén Budai Márga Formáció települt. Járatainak nagy része követi a kőzet D-DK-i, 25-30°-os rétegdőlését, melyek a Pál-völgy és a Szépvölgy között, a Látó-hegy lankás hegyláb-felszíne alatt húzódnak. Ebben a zónában található az Y-folyosó 60 méter mélységben. Az ÉK-i járatok megközelítik, ill. átszelik a Szépvölgy erősen összetöredezett területét. Ezen a részen helyezkedik el a Térképész-ág 40 méter mélységben.

Jelen tanulmányunkban a 2013 júliusa és 2014 áprilisa között gyűjtött adatok eredményeit szeretnénk bemutatni. A folyamatos műszeres mérést időszakos vízkémiai-, és csepegés-intenzitás mérésekkel egészítettük ki.

A mérési adatok feldolgozásához és értelmezéséhez többváltozós adatelemző módszereket alkalmaztunk.

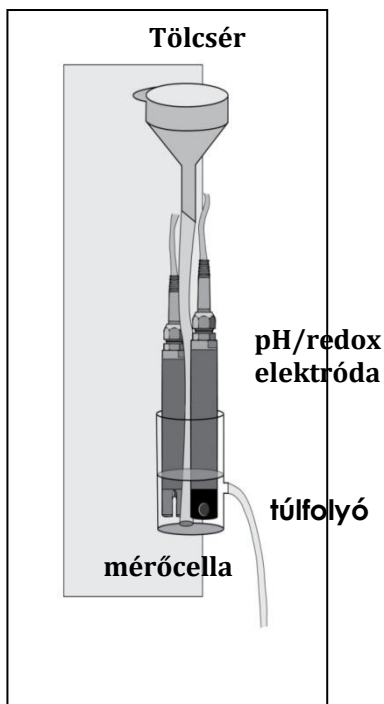


2. ábra: A vizsgálatok helyszíneinek, a Pál-völgyi-barlang Térépész-ágának és Y-folyosójának elhelyezkedése, a budai barlangokban tapasztalt vezetőképesség medián értékek feltüntetésével (saját mérések 2009-2011).

Fig. 2: Location of Pálvölgy Cave and the measuring points with the values of electrical conductivities measured in the period 2009-2011.

Anyag és módszer

Mindkét mérőponton Odeon Range típusú, Neotek-Ponsel gyártmányú adatgyűjtő műszert helyeztünk el. A műszer egyik elektródja méri a vezetőképesség értékét (0-20 mS/cm méréshatár, 0,1 felbontás, $\pm 1\%$ pontosság), a másik a pH, redoxpotenciál és víz hőmérséklet (méréshatár: pH: 0-14, redoxpotenciál: -1000-tól +1000 mV-ig, felbontás: 0,01 pH, 0,1 mV, 0,01 $^{\circ}\text{C}$, pontosság $\pm 0,1$ pH, ± 2 mV, $\pm 0,5$ $^{\circ}\text{C}$) adatokat. A mérőrendszer felépítése az alábbi módon foglalható össze: a csepegő víz tölcserén és műanyag csövön keresztül jut a mérőcella aljába; majd mikor a cella megtelik, a víz egy túlfolyón keresztül gyűjtőpalackba távozik (3. ábra). Ezzel a megoldással biztosítható a vízcsere, és az elektródák folyamatos vízzel borítása. A műszerből kéthetente olvastuk ki a percnként rögzített adatokat, ekkor került sor csepegés-intenzitás mérésre és vízmintavételre is.



3. ábra: A mérőrendszer felépítése és az Y-folyosóban kialakított mérőpont (Grafika: Bradák B., fotó: Takács F.)
Fig. 3: Measuring equipments in the Pálvölgy Cave (Graph.:B. Bradák, photo:F. Takács)

A felhasznált adatelemző módszerek tekintetében a leíró statisztikákon túl főkomponens analízist használtunk. Módszertanilag fontos megjegyezni, hogy látszólag nagyon összetett időfüggő véletlen folyamatokat is gyakran csupán néhány – általában lényegesen egyszerűbb dinamikus struktúrával rendelkező – háttérhatás vagy tényező vezérel. Ezek becslésére dinamikus faktoranalízis használata ajánlott (KOVÁCS et al. 2004). Esetünkben azonban a vízkémiai célú mintavételezések időben olyan távol voltak egymástól, hogy azok függetleneknek tekinthetők, így a főkomponens analízis használata megalapozott. Vizsgálataink során arra kerestük a választ, hogy milyen háttérfolyamatok alakítják a mérőpontok vízkémiai összetételét. A háttérváltozók meghatározása során a többdimenziós adatsorban a változók számát csökkentjük a bennük rejlő jelentős információ vesztesége nélkül (KOVÁCS et al. 2012). Mivel a főkomponens analízis matematikai háttere sokkal kidolgozottabb és eredményei is könnyebben értelmezhetőek mint a faktoranalízisé, így ezen módszer használata mellett döntöttünk (MAGYAR et al. 2013).

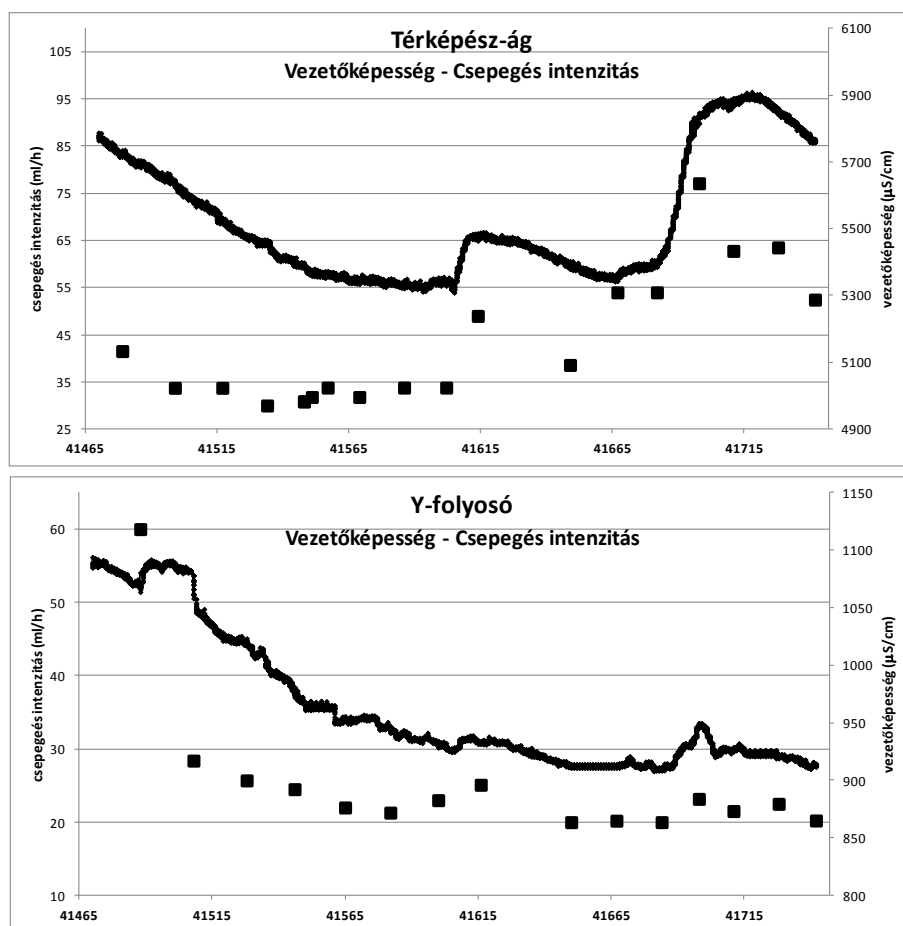
A főkomponens analízissal az eredeti változók számánál kevesebb független változóval lehet genetikai elemzést végezni (*SIMEONOV* et al. 2003, *HATVANI* et al. 2014), feltárni az eredeti változók és háttérváltozók kölcsönhatásait. Fontos megjegyezni, hogy a módszer nem ad általános választ arra, hogy mit tekint nagy, vagy kis főkomponens súlynak, továbbá hány főkomponens változó jelentős. Ezekre a kérdésekre javaslatokat, illetve szakmai szempontokat fogadunk el.

Eredmények és diszkusszió

A vizsgálat több mint nyolc hónapja alatt a fajlagos vezetőképesség a Térképész-ágban 5300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ és 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, míg az Y-folyosóban 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ és 1100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között mozgott (4. ábra). A csepegés-intenzitás értékénél is megfigyelhető a két mérőpont közötti különbség, bár ez a különbség kevésbé jelentős, mint a vezetőképességnél tapasztalt (Térképész-ág 30-80 ml/h, Y-folyosó 20-60 ml/h).

Mindkét mérőpontnál megfigyelhető, hogy a vezetőképesség érték és a csepegés-intenzitás változásai szoros összefüggést mutatnak. Ha csökkent a csepegés intenzitása, akkor a vezetőképesség értéke is csökkent, míg a csepegés-intenzitás növekedésekor nőtt a vezetőképesség értéke. A vizsgált időszakban két olyan időpontot tudunk bemutatni, amikor a mérőpontokon érdemben növekedés volt tapasztalható mindkét paraméter esetében. Az első a novemberi jelentős csapadék hatására, a másik pedig a téli, minimális hó olvadása után következett be. Itt kell megjegyeznünk, hogy a Térképész-ág előző, 2011 nyara és 2013 tavasza közötti vizsgálati időszakában nem tapasztaltunk nagyobb csapadék-esemény hatást, csak a hóolvasást (*BORBÁS-FEHÉR* 2013). A változás mértéke jelentősen eltér a két mérőpontnál. A vezetőképesség értékeinél a Térképész-ágban jelentősebb, 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ill 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, míg az Y-folyosónál mindössze 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ill 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a növekedés mértéke a két időpontban. A csepegés-intenzitásnál szintén a Térképész-ágban tapasztalunk nagyobb mértékű változást, itt 15 ml/h és 25 ml/h, míg az Y-folyosóban csupán 5 ml/h.

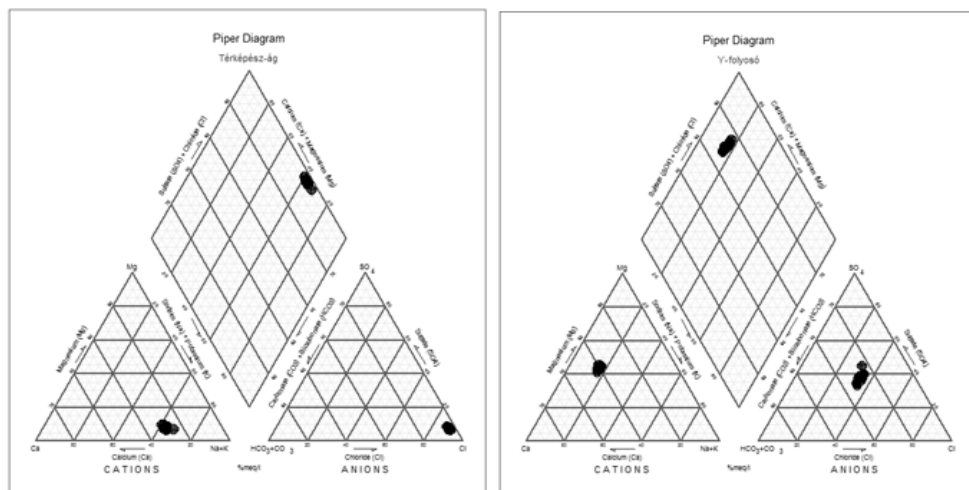
A felvázolt tendenciák oka feltehetően a mérőpontok eltérő mélységben és tektonikai környezetben való elhelyezkedése lehet. A Térképész-ág a felszín alatt 40 m mélységben található a Szépvölgy összetöredezett zónájának a szélén, ezáltal gyorsabban, nagyobb mennyiségű víz lejutását biztosítva a felszínről beszivárgó vizeknek. Az Y-folyosó mélyebben, 60 m mélységben helyezkedik el lankás hegyláb felszín alatt. Itt a kevésbé összetöredezett közettömeg lassabb, egyenletesebb, kisebb mennyiségű beszivárgást tesz lehetővé.



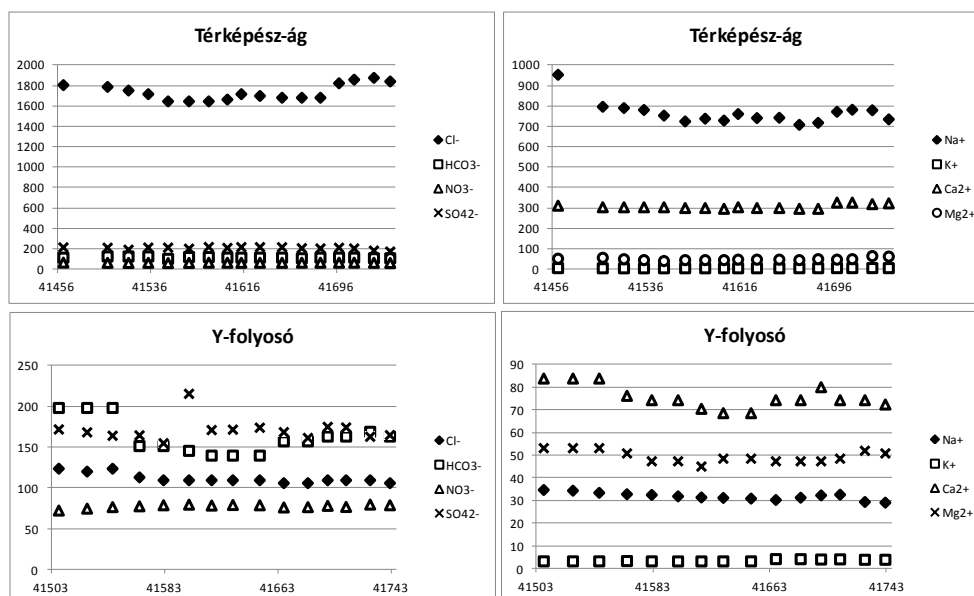
4. ábra: A csepegés-intenzitás és a fajlagos vezetőképesség összefüggése. Jelmagyarázat: Folytonos vonal = vezetőképesség értékek, négyzet = csepegés intenzitás értékei

Fig. 4: Connection between dripping intensity and electrical conductivity. Legend: solid line = electrical conductivity, quadrant = values of dripping intensity

A két mérőpont csepegő vizeiből vett vízminták főion összetételét Piper diagramon (PIPER 1944) ábrázolva jelentős különbségeket figyelhetünk meg (5. ábra). BACK (1966) alapján a Térképész-ág beszivárgó vizei a nátrium-kalcium, ill. a klorid-szulfát, míg az Y-folyosóból gyűjtött minták a kalcium-nátrium és a klorid-szulfát-hidrogénkarbonát vízkémiai fáciesbe sorolhatók.



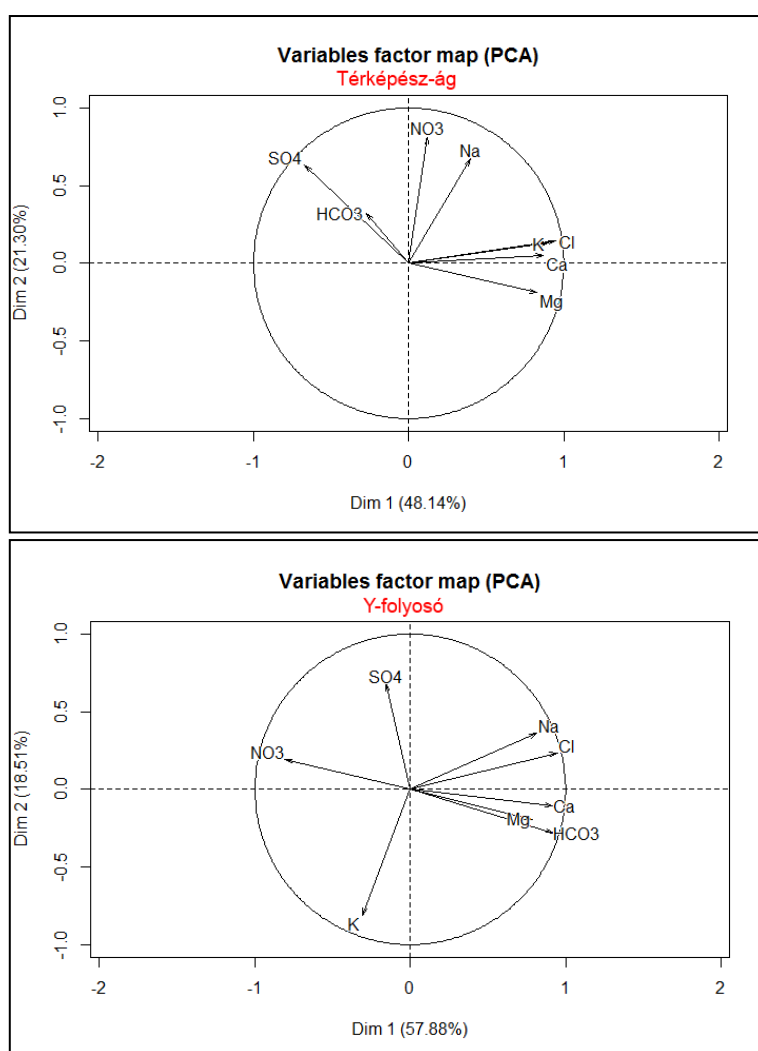
5. ábra: A két mérőponton vett minták vízkémiai fáciese Piper diagramon
Fig.5: Piper diagrams indicating the facies types of the two sampling points



6. ábra: A két mérőpont ionösszetétele
Fig. 6: Ionic composition of the drip water

Részletesebben vizsgálva a mérőpontok ionösszetételének alakulását a Térképész-ágnál a kationok közül a nátrium, míg az anionoknál a klorid a domináns, ezek vannak a legnagyobb koncentrációban jelen a mérőpont csepegő vizeiben (6. ábra). Az Y-folyosónál kiegyenlítettebb az ionok koncentrációinak aránya. A kationok közül a kalcium és a magnézium, míg az

anionoknál a szulfát és a hidrogén-karbonát van legnagyobb mennyiségben jelen. Jelentős különbség a két mérőpont között, hogy mind a kationok, mind az anionok esetén lényegesen nagyobb koncentráció-értékekkel találkozunk a Térképész-ágban, ami a vezetőképesség értékek ismeretében érthető is. A magas nátrium és klorid értékek ezen a mérőponton nagyfokú szennyezésre utalnak. Az Y-folyosónál vett minták összetételében a klorid és a nitrát mennyisége mutatja az antropogén hatások jelenlétét (FEHÉR 1995). A többi ion jelenléte és mennyisége feltehetően természetes folyamatok eredménye.



7. ábra: A Térképész-ág és az Y-folyosó főkomponens analízisének eredménye
Fig.7: 1st and 2nd principal components of the PCA results of the two sampling locations

A két mérőpont beszivárgó vizeinek kémiai összetétele közötti jelentős eltérés miatt a mért adatokon főkomponens analízist végeztünk. Ennek segítségével kíséreljük meg meghatározni azokat a háttértényezőket, folyamatokat, melyek a csepegő vizek összetételét befolyásolják. Az analízis eredményét a 7. ábra szemlélteti. A kördiagramokon azt láthatjuk, hogy az első (vízszintes tengely), és a második (függőleges tengely) főkomponens milyen arányban határozzák meg az egyes paraméterek. Az első főkomponens a Térképész-ág esetében az összes adat varianciájának a 48 %-át, míg a második csak 21 %-át magyarázza. Az Y-folyosónál ezek az értékek 58 %, ill. 19 %. Az alacsony százaléértékek miatt a második főkomponens esetén nem tudunk felelősen nyilatkozni a háttérfolyamatokról.

A Térképész-ágban az első főkomponensben a klorid, kálium, kalcium és magnézium, míg az Y-folyosóban a hidrogén-karbonát, kalcium és a klorid a meghatározó paraméterek. Lényeges eltérés a két mérőpont között, hogy míg az Y-folyosóban a természetes karsztos folyamatokra utaló kalcium és hidrogén-karbonát jelentős súllyal vesz részt a főkomponensben, addig a Térképész-ágban ez a két paraméter ellentétes előjellel szerepel, valamint a hidrogén-karbonát súlytényezője jóval alacsonyabb. Az értelmezés szempontjából fontos megjegyezni, hogy a főkomponens analízisben a háttértényezőket próbáljuk azonosítani, esetünkben a természetes, ill. antropogén hatásokat. Ez a vizsgálat a sztochasztikus kapcsolatokon alapul, aminek nincs „hatása” az adott ionok mennyiségi viszonyaira.

Az első főkomponens ionjainak azonosítása alapján arra következtethetünk, hogy a Térképész-ág esetén a csepegő vizek kémiai összetételét elsősorban, alapvetően a szennyeződés alakítja, természetes folyamatok jelentős szerepéről itt nem beszélhetünk. Az Y-folyosó mérőpontján a természetes karsztos folyamatok a jelentősek, emellett kisebb mértékben ki lehet mutatni antropogén hatást is.

Összefoglalás

Beépített, erősen urbanizált felszín alatt húzódó Pál-völgyi-barlangrendszerben két mérőponton vizsgáltuk folyamatos mérésekkel, ill. időszakos vízmintavételekkel a felszínről bejutó vizek minőségének, összetételének változásait. A két mérőpont eltérő mélységben és tektonikai környezetben helyezkedik el, ami alapvető szerepet játszik a beszivárgás minőségében és mennyiségében. A Térképész-ág kisebb mélységben, a Szépvölgy összetördezett zónájának a szélén, míg az Y-folyosó mélyebben, tektonikailag kevésbé zavart, homogénebb kőzet összetételű, lankás hegylábfelszín alatt található. A vezetőképesség és a beszivárgás intenzitása eltérő nagyságú a

két mérőponton. A Térképész-ágban az előbbi 5300-6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között változik és intenzívebb csepegést tapasztaltunk, mint az Y-folyosó mérőpontján. Ez a pont kevésbé szennyezett, 900-1100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ vezetőképesség érték és lassabb beszivárgás jellemzi. Nagyobb csapadékeseménynél, ill. hóolvadásnál mindkét helyszínen növekedést tapasztaltunk mind két paraméter esetében, de a változások eltérő mértékűek. A Térképész-ágban nagyobbak voltak a változások, míg a másik helyen kiegyenlítettebbek. Jelentős eltérés figyelhető meg a két mérőponton mind a csepegő vizeinek kémiai összetételének, mind az összetételt alakító háttérfolyamatok tekintetében is. A Térképész-ágban a szennyezés dominál, míg az Y-folyosóban a természetes karsztos folyamatokhoz adódik hozzá a kisebb mértékű szennyeződés.

Köszönetnyilvánítás

Munkánkhoz nyújtott segítségükért köszönetünket szeretnénk kifejezni a Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság Barlangüzem vezetőségének, az ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszékének, az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajzi Intézetének, a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoportnak és a Pagony Barlangkutató Csoportnak.

IRODALOM

- BACK W. (1966): Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 498-A, 42.
- BORBÁS E. – FEHÉR K. 2013. Monitoring vizsgálatok a Pál-völgyi-barlangrendszerben. – Karsztfejlődés XVIII, pp. 23-36.
- FEHÉR K. (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-barlangban. – Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája, Hévíz. pp.47-52.
- FEHÉR K. (2009): A Rózsadombi-termálkarszt szennyeződés-veszélyeztetettségi vizsgálata. – Diplomamunka, Budapest. ISBN 978-963-06-7311-2.
- FEHÉR K.–KISS K.–KOVÁCS J.–KISS A. (2009): Beszivárgás vizsgálatok a Rózsadombi-termálkarszton. – Karsztfejlődés XIV, pp. 45-55.
- FEHÉR K. (2011): Újabb adatok a budai termálkarszt beszivárgó vizeinek minőségéről. – Karsztfejlődés XVI, pp. 203-221.
- HATVANI I.G. – CLEMENT A. – KOVÁCS J. – SZÉKELY KOVÁCS I. – KORPONAI J. (2014): Assessing water-quality data: the relationship between the water quality amelioration of Lake Balaton and the construction of its mitigation wetland – Journal of Great Lakes Research 40:(1) pp. 115-125.

- KISS K. (2009): A felszíni szennyezés hatása a barlangi beszivárgó vizekre a Mátyás-hegyi-barlang példáján. – Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciája, Szeged. www.geography.hu
- KISS K. (2012): Beszivárgó vizek vizsgálata a harcsaszájú-barlangban – Karsztfelődés XVII, pp. 79-88.
- KOVÁCS J. – MÁRKUS L. – HALUPKA G. (2004): Dynamic Factor Analysis for Quantifying Aquifer Vulnerability – Acta Geologica Hungarica 47(1) pp. 1-17.
- KOVÁCS, J. – TANOS, P. – KORPONAI, J. – KOVÁCSNÉ, S. I. – GONDÁR, K. – GONDÁR-SOREGI, K. – HATVANI, I. G. (2012): Analysis of Water Quality Data for Scientists. Water Quality and Water Pollution: Evaluation of Water Quality Data. – In Tech Open Access Publisher, Rijeka, pp. 65-94.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J.–VIRÁG M.–ERŐSS A. (2007): A Szemlő-hegyi-barlang csepegővizeinek vizsgálata a budai márga törmeléktakarón át történő beszivárgás értékelése céljából. – Földrajzi Közlemények CXXXI (LV.) 4. pp.371-388.
- MAGYAR, N. – HATVANI, I. G. – SZÉKELY, I. K. – HERZIG, A. – DINKA, M. – KOVÁCS, J. (2013): Application of multivariate statistical methods in determining spatial changes in water quality in the Austrian part of Neusiedler See. – Ecological Engineering, 55, pp. 82-92.
- MAUCHA L. (2001): Lakott területek alatt húzódó, fokozottan védett barlangok vizeinek vizsgálata – Jelentés. A Duna-Ipoly Nemzeti Park megbízásából készítette a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, kézirat: Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság Adattár Budapest. pp. 1-20.
- MARI, L.–FEHÉR, K. (1999): The impacts of land use change on the Buda thermal karst: a study of Szemlő-hegy cave. – In: BÁRÁNY-KEVEI I.–GUNN, J. (eds.): Essays in the ecology and conservation of karst. Spec. Issue of Acta Geographica Szegediensis. Szeged. pp. 104–111.
- PIPER AM. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. – Trans Am Geophys Union 25 pp. 914–923.
- SÁRVÁRY I.–MAUCHA L.–IZÁPY G. (1992): Vízkémiai, mikrobiológiai és izotóp vizsgálatok, VII. feladat. Beszámoló jelentés. – In: PHARE PROJECT, 134/2. Komplex geológiai vizsgálatok és fúrások a Rózsadomb környezetében. Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium, Budapest.
- SIMEONOV, V. – STRATIS, J. A. – SAMARA, C. – ZACHARIADIS, G. – VOUTSA, D. – ANTHEMIDIS, A. – KOUIMTZIS, T. (2003): Assessment of the surface water quality in Northern Greece. – Water research, 37(17), pp. 4119-4124.
- TAKÁCSNÉ BOLNER, K. – TARDY, J. – NÉMEDI, L. (1989): Evaluation of the environmental impacts in Budapest's caves on the basis of the study of

the dripping waters. – 10th International Congress of Speleology, UIS pp. 634-639.

VIRÁG M. – MÁDLNÉ SZŐNYI J. – MINDSZENTY A. – ZIHNÉ PERÉNYI K. – LEÉL-ŐSSYSZ. – ERŐSS A. – SIKLÓSY Z. (2009): Az urbanizáció hatása a budai barlangok csepegő vizeire. – Karsztfejlődés XIV, pp. 57-82.

VIRÁG M. – MÁDLNÉ SZŐNYI J. – MINDSZENTY A. (2011): Természetes és antropogén hatások a Szemlő-hegyi barlang csepegő vizeiben. Geotudományok. – A Miskolci Egyetem Közleménye. A sorozat. Bányászat. Miskolc pp. 387-700.

A DUNA ÉS A FELSZÍN ALATTI VIZEK KAPCSOLATA A RÓZSADOMBI MEGCSAPOLÓDÁSI TERÜLETEN

INTERACTION BETWEEN THE GROUNDWATER AND THE DANUBE AT THE RÓZSADOMB DISCHARGE AREA

BODOR PETRA¹ – ERŐSS ANITA¹ – MÁDLNÉ SZŐNYI JUDIT¹ –
CZUPPON GYÖRGY²

¹ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest
Pázmány Péter sétány 1/C. petra.bodor28@gmail.com

²MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest Budaörsi út 45.

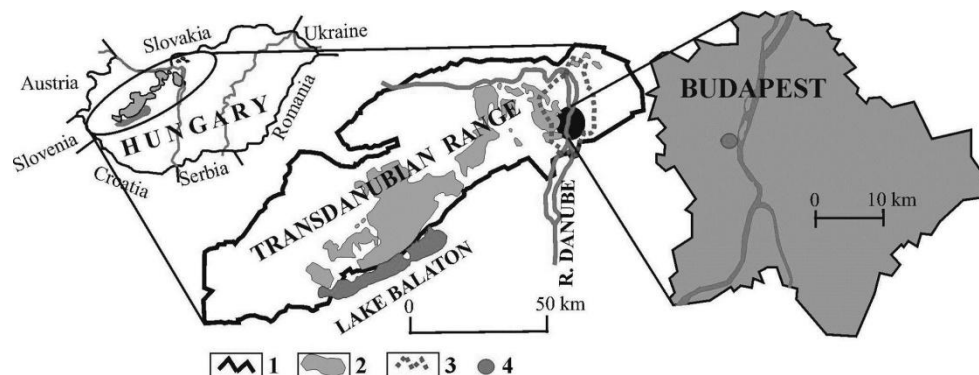
Abstract: Rózsadomb is one of the three main discharge areas of the Buda Thermal Karst, where both hot (50 – 65°C) and lukewarm (20 – 29°C) springs arise. The region is influenced by the effect of the Danube and artificial water production. Therefore the understanding the interaction between groundwater and the Danube has high importance. The lukewarm springgroups of the Molnár János Cave – Boltív Spring – Malom Lake system were studied. The first aim was to examine the changes of the system's physico-chemical parameters. The temperature, electric conductivity, pH, dissolved CO₂, ²²²Rn, δD and δ¹⁸O content of the water were measured in two places in the system. Moreover continuous measurements were executed in two places in the system for water level, temperature and electric conductivity of the waters. During evaluation graphs, descriptive statistics and correlation were used to examine the changes of the parameters. The effect of the Danube on the system and on groundwater were also evaluated. The data of three wells near the river were also used. Besides graphs, descriptive statistics, correlation and cross correlation were applied to examine the effect of the river. It was found that the system's parameters are slightly variable but there is a change in the ratio of lukewarm and thermal components. The interaction between the Danube and groundwater can be described by the special model. Parallel with increasing water level of the Danube during flood, the thermal water discharge into the river bed is displaced to the riverside, which causes increase in the thermal components which can be seen in water level/discharge, the temperature and the electric conductivity near the Danube. Human activity also influences the Rózsadomb discharge area.

Bevezetés

A Budai Termálkarsztzon található rózsadombi megcsapolódási terület (1. ábra) jelentősége, hogy itt egy aktív hipogén karsztrendszer viselkedése tanulmányozható (MÁDLNÉ SZŐNYI – ERŐSS 2013).

A kútúrások megkezdődése előtt, a természetes megcsapolódás fennállása idején a Rózsadombon és környezetében magas oldott anyag tartalmú (800-1350 mg/l) hévforrások (>36,7°C) és alacsonyabb oldott anyag tartalmú (770-980 mg/l) langyos (20-36,7°C) források fakadtak egymás közelében (PAPP 1942). Retrospektív forráskutatás (LIEB 2004, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013) során fény derült arra, hogy a Dunához közelebb hévforrások, míg a Rózsadomb előterében langyos források fakadtak (ERŐSS et al.

2008). Napjainkban már, főként a termelés miatt kevert vizek találhatóak a területen.



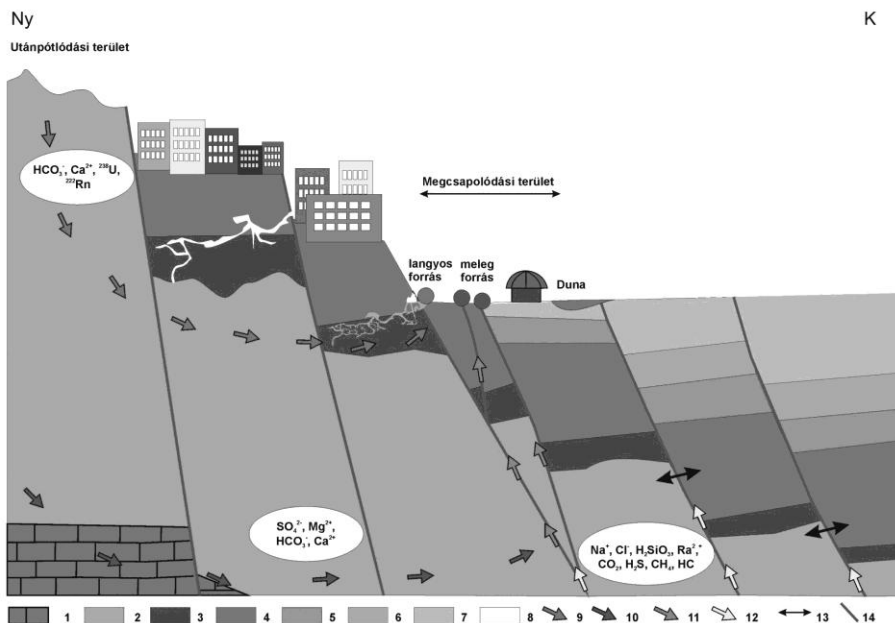
1. ábra A Budai Termálkarszt és a rózsadombi megcsapolódási terület elhelyezkedése (ERŐSS 2010 után módosítva).

Jelmagyarázat: 1. mezozoikumi karbonátok felszín alatti elterjedése; 2. fedetlen mezozoikumi karbonátok; 3. Budai Termálkarszt, 4. rózsadombi megcsapolódási terület

Fig. 1. Location of the Buda Thermal Karst System and the Rózsadomb discharge area (after ERŐSS 2010).
Legend: 1. Subsurface boundary of Mesozoic carbonates; 2. Uncovered Mesozoic carbonates; 3. Buda Thermal Karst System; 4. Rózsadomb discharge area

A területre felállított koncepcionális modell (2. ábra) szerint (ERŐSS 2010) a hévforrások vize regionális áramlási rendszerből származik, míg a langyos források esetében a feláramló melegebb vizekhez lokális/intermedier áramlási rendszerből származó hidegebb vizek keverednek. Emellett medence eredetű fluidumok hozzáadódása is feltételezhető.

Munkánk során a langyos források egyikét, a Boltív-forrást (3. ábra), - mely a Molnár János-barlanghoz tartozik - vizsgáltuk. E forrás egy hasadékon keresztül lép felszínre, majd a Malom-tóba jut, végül a tóból kiágazó elvezető csatornán keresztül vize a Dunába kerül hasznosítatlanul (4. ábra). E vízrendszer különböző pontjain különféle fiziko-kémiai paraméterek (hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség, pH, ^{222}Rn - és CO_2 -tartalom, stabil izotópos összetétel) rendszeres mérésével célunk volt az időbeli változások vizsgálata, ezáltal a karsztrendszer működésének és a megcsapolódás jellegzetességeinek feltárása. Arra kerestük a választ, hogy a hideg és a meleg vizes komponens arányában, időben történik-e változás. Továbbá értékeltük a Duna, mint helyi erózióbázis hatását is, melyhez a parti régió sekély kútjainak folyamatosan rögzített adatait (vízszint, hőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképesség) is felhasználtuk (3. ábra).

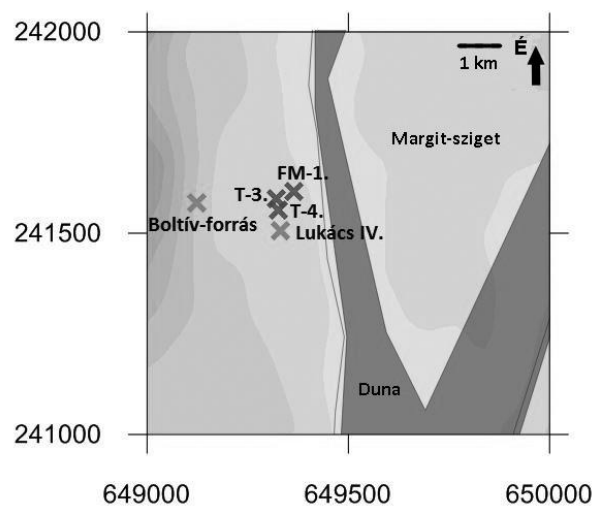


2. ábra A rózsadombi megcsapolódási terület koncepcionális modellje (ERŐSS 2010.).

Jelmagyarázat: 1. perm – alsó-triász evaporitis karbonátok; 2. triász karbonátok; 3. Szépvölgyi Mésző; 4. Budai Márga; 5. Tardi Agzag; 6. Kiscelli Agzag; 7. miocén képződmények; 8. kvarter üledékek, 9. lokális – intermedier áramlási rendszerek; 10. regionális áramlási rendszer; 11. regionális medence eredetű fluidumok; 12. medence eredetű fluidumok; 13. komplex víz – kőzet kölcsönhatás; 14. szerkezeti elemek

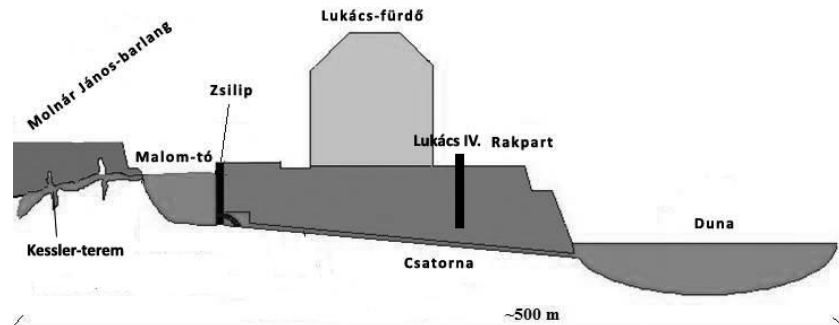
Fig. 2. Conceptual flow model for the Rózsadomb discharge area (ERŐSS 2010)

Legend: 1. Permian-Lower Triassic evaporitic-carbonate strata; 2. Triassic carbonates; 3. Szépvölgy Limestone; 4. Buda Marl; 5. Tard Clay; 6. Kiscell Clay; 7. Miocene rocks; 8. Quaternary sediments; 9. local-intermediate flow system; 10. regional flow system; 11. regional and basinal fluids; 12. basinal fluids; 13. complex rock-water interaction; 14. structural elements



3. ábra A vizsgálati terület (FM-1., T-3., T-4. talajvízszint megfigyelő kutak)

Fig. 3. The study area (FM-1. T-3., T-4. are the studied wells)

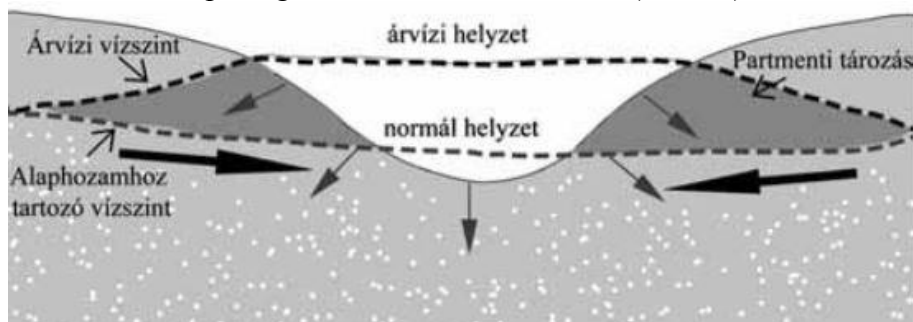


4. ábra Keresztszelvény a vizsgálati helyszínről (MÁDLNÉ SZŐNYI ET AL. 2001 után módosítva)
Fig. 4. Schematic cross section of the study site (modified after MÁDL-SZŐNYI ET AL. 2001)

A folyók és a felszín alatti vizek kapcsolata

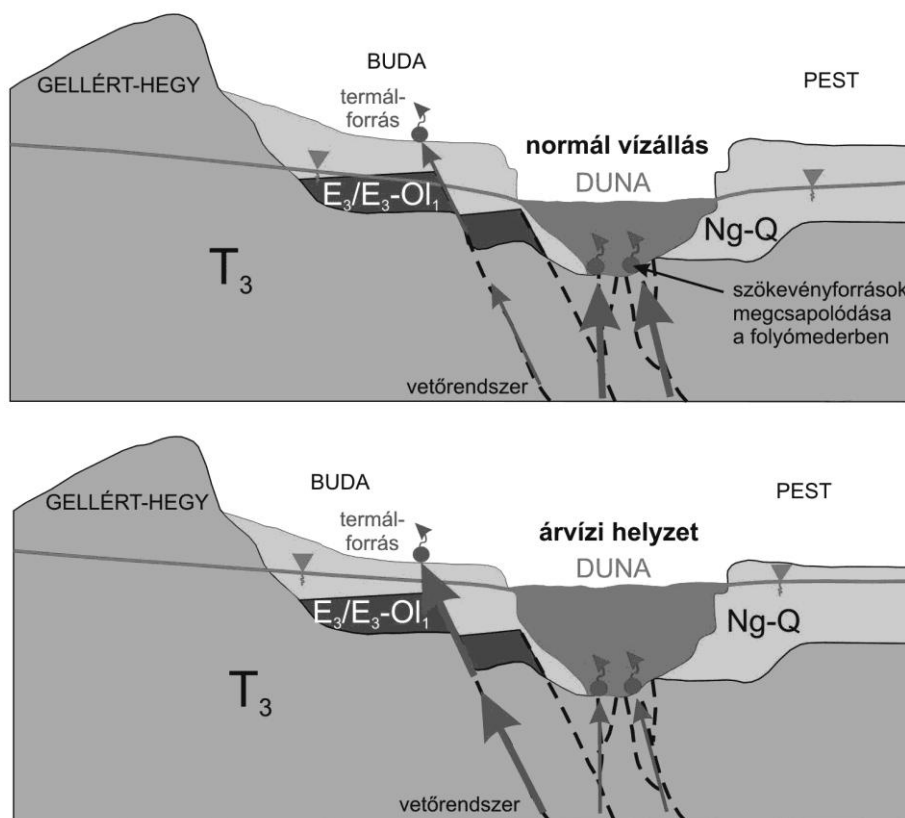
A folyók és a felszín alatti vizek kapcsolatát leíró általános modell (5. ábra) szerint a folyó normál vízállása idején megcsapolja a felszín alatti vizeket, árvízi helyzetben pedig a folyó rátáplál a felszín alatti vizekre és vize parti tározásba kerül. A tározásban a folyó és a felszín alatti vizek vízszintkülönbségének és az allúvium áteresztőképességének van jelentősége.

A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatának vizsgálatakor az ún. speciális modellel is kell számolnunk (6. ábra, pl. SCHAFARZIK 1920, PÁLFY 1921, SOMOGYI 2009), melyet MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013) finomították. A modell szerint a Duna normál vízállása idején ún. szökevényforrások csapolódnak meg a folyó medrében. Árvízi helyzetben azonban a folyó megnövekedett hidrosztatikai nyomása miatt a források nem tudnak teljesen a mederben megcsapolódni, így megcsapolódásuk áttevődik a parti régióra, ahol a vízszintben/vízhozamban, hőmérsékletben és fajlagos elektromos vezetőképességben változásokat okoznak (6. ábra).



5. ábra A folyó és a felszín alatti víz kapcsolatát bemutató általános modell (FETTER 1994 után módosította PÁLL-SOMOGYI 2010)

Fig. 5. The model of the interaction between the groundwater and the river (after FETTER 1994)



6. ábra Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatát leíró speciális modell normál állapotban és árvízi helyzetben
(MÁDLNÉ SZŐNYI és SOMOGYI 2009 után módosította VIRÁG 2013)
Fig. 6. The hydraulic connection between the Danube and the groundwater (VIRÁG 2013 modified after MÁDLNÉ SZŐNYI and SOMOGYI 2009)

Az utóbbi évek kutatásai nyomán kimutatásra került, hogy a Gellért-hegy és a Rózsadomb előterében a speciális modell érvényesül, míg a két terület között és a Gellért-hegytől délre az általános modell használható (NÉMET-BUCSI 2006, SOMOGYI 2009, STRICZKI 2010, LOVRITY – BODOR 2014). A rózsadombi megcsapolódási területen a helyzetet bonyolítja, hogy árvizek idején a speciális modell szerinti működés mellett a folyó vize részben parti tározásba is kerül (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

Adatok, vizsgálati módszerek

Langyos források időbeli változásainak vizsgálata

A langyos források időbeli változásának vizsgálatára több helyen történt kézi mérés és folyamatos adatrögzítés. A kézi méréseket 2013. október 15-től 2014. április 16-ig a Molnár János-barlang Kessler-termében a vízfelszín közelében, valamint a Lukács-fürdő alagsorában elérhető csatornában végeztük heti rendszerességgel (4. ábra). A Kessler-termet kitöltő víz hőmérséklet szerint rétegződik. A víz felső 10-12 métere melegebb (kb. 27 °C-os), alsó része pedig hidegebb (kb. 21 °C-os). A két helyszínen minden alkalommal megmértük a vizek hőmérsékletét, pH-ját és fajlagos elektromos vezetőképességét. A fenti méréseken kívül mintát vettünk több, a terepen nem elvégezhető méréshez is. 2013. október 15-től 2014. április 2-ig nagyjából heti rendszerességgel történt mintavétel $\delta^{18}\text{O}$ és δD , illetve ^{222}Rn és CO_2 meghatározásához. Ezen kívül búvárok segítségével 2013. november 27., december 4., december 12., 2014. február 19., március 12. időpontokban történt mintavétel a Kessler-termet kitöltő víz alsó, hidegebb részéről is. Összehasonlításképpen 2013. november 27-én és 2014. február 19-én a Lukács-fürdő egyik termálvíz termelő kútjából, a Lukács IV. számú kútból is vettünk mintát (4. ábra).

A kézi méréseken kívül két helyről (a Malom-tóban, a Boltív-forrás hasadékaiban, illetve a Molnár János-barlang Kessler-termében) rendelkezésünkre állt Dataqua műszer által óránként rögzített folyamatos vízszint, víz-hőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképesség adat. A tóban lévő Dataqua műszer adatait 2012. november 7. és 2014. március 12., míg a Kessler-teremben lévőét 2013. november 13. és 2014. március 12. között vizsgáltuk.

Az időbeli változások vizsgálatához grafikus megjelenítést, leíró statisztikát alkalmaztunk, a paraméterek kapcsolatának erősségét pedig korreláció analízissel vizsgáltuk.

Duna hatásának vizsgálata

A Duna hatásának vizsgálatához felhasználtuk a saját kézi mérésekből származó és a Dataqua műszerek által rögzített adatokat, továbbá rendelkezésünkre álltak a parti régióban mélyített sekély kutak (3. ábra) Dataqua műszerek által folyamatosan rögzített adatsorai is (vízszint, hőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképesség).

Ezen adatokat szintén megjelenítettük diagramokon és elvégeztük a leíró statisztikai elemzéseket. A folyó hatását korrelációval, időbeli hatását pedig keresztkorrelációval vizsgáltuk.

Eredmények

Langyos források időbeli változásainak vizsgálata

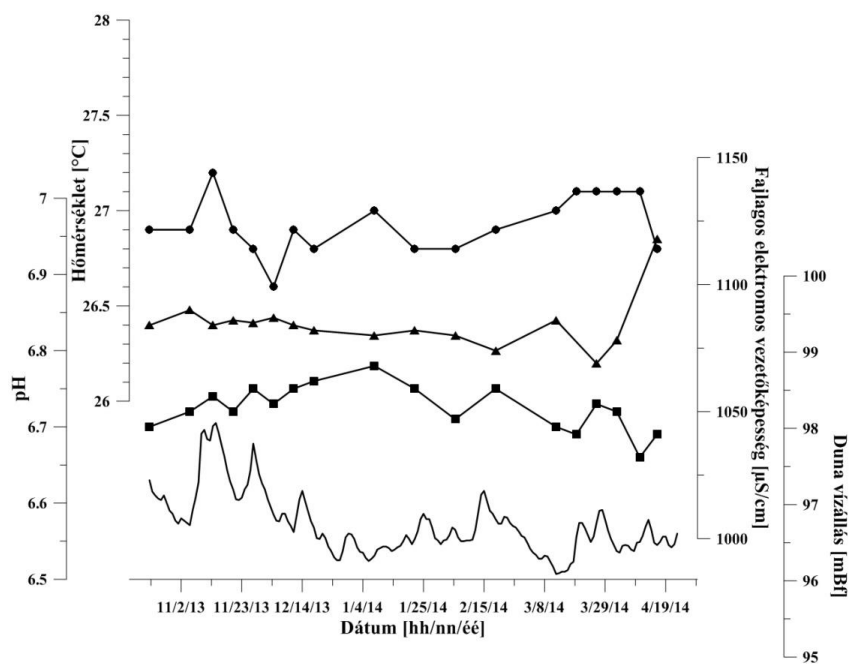
A hőmérséklet és a fajlagos elektromos vezetőképesség adatok segítenek a langyos és a termálvizes komponens elválasztásában. A Budai Termálkarszton a CO₂ a mélyből származtatható, így mennyiségének növekedése a meleg komponens arányának növekedésére utalhat. A meleg és a hideg vizek keveredésének eredményeképpen a barlangban mikrobiálisan segített FeOOH válik ki, amely hatékonyan köti meg a hévizek által szállított rádiumot (ERŐSS 2010, ERŐSS *et al.* 2012, MÁDL–SZÖNYI – ERŐSS 2013). A radon ebből a rádiumból származtatható. Mivel a CO₂ és a ²²²Rn is gázok, nyílt rendszerben könnyen eltávoznak, mennyiségüket több tényező is befolyásolja, így ezeket az eredmények értelmezésénél figyelembe kell venni. A több helyről történő stabil izotópos mérések pedig segítenek a vizek eredetének, keveredésének megismerésében.

I. táblázat
Table 1.

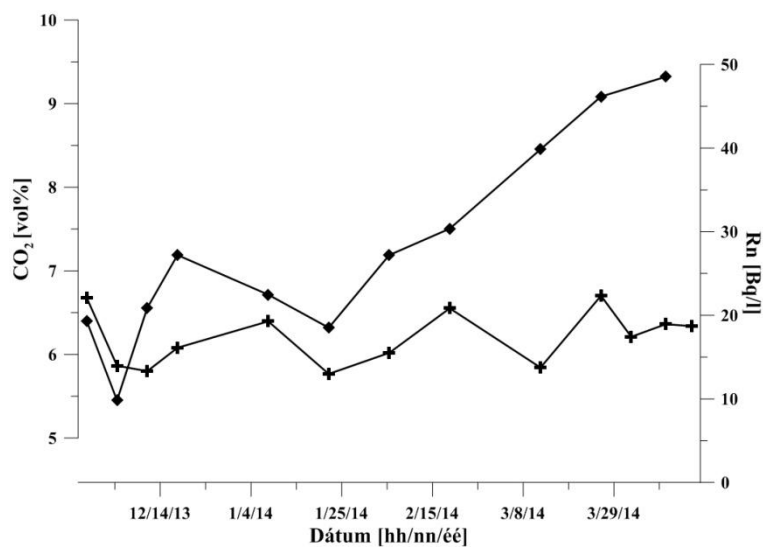
A Kessler-teremben mért paraméterek leíró statisztikái
Descriptive statistics of the measured parameters of the Kessler Room

	pH	Hőmérséklet [°C]	Fajlagos elektromos vezetőképesség [μS/cm]	Duna vízállás [mBf]	CO ₂ [vol%]	²²² Rn [Bq/l]
Minimum	6,66	26,60	1069	96,09	5,45	12,99
Maximum	6,78	27,20	1118	98,07	9,32	22,34
Átlag	6,73	26,93	1084	96,75	7,29	17,33
Szórás	0,0300	0,1526	10,3584	0,4106	1,2147	3,3173
Relatív szórás	0,0045	0,0057	0,0096	0,0042	0,1666	0,1914
Medián	6,73	26,90	1084,00	96,67	7,19	17,43
Darabszám	18	18	16	177	11	13

A mérési helyszínek közül a Molnár János-barlang Kessler-termét emeljük ki. A diagramon (3. ábra) és a leíró statisztikában (I. táblázat) is látszik, hogy a hőmérséklet, a fajlagos elektromos vezetőképesség és a pH is csak kis mértékben változott a vizsgált időszakban. Az oldott CO₂ és a ²²²Rn mennyiségében azonban jelentősebb változást tapasztaltunk (I. táblázat, 4. ábra).



3. ábra A Kessler-teremben mért paraméterek. Jelmagyarázat: kör: hőmérséklet, háromszög: fajlagos elektromos vezetőképesség, négyzet: pH, folytonos vonal: Duna vízállás
Fig. 7. The measured parameters of the Kessler Room. Legend: circle: temperature, triangle: electric conductivity, square: pH, solid line: water level of the Danube



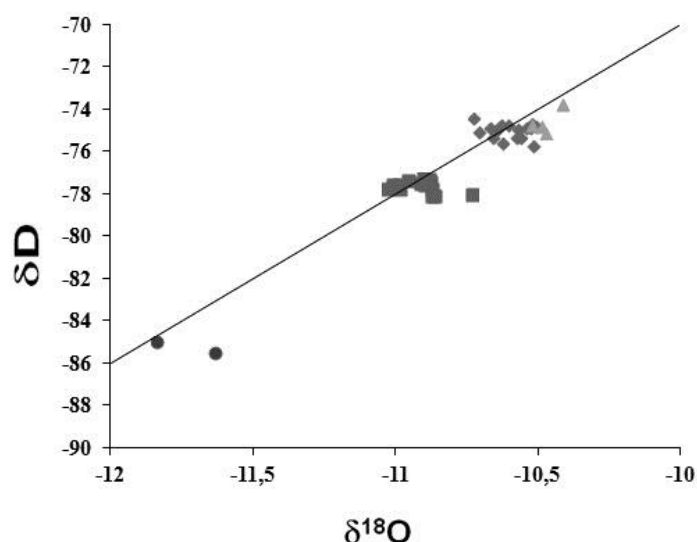
4. ábra A Kessler-teremben mért CO₂ és ²²²Rn értékek. Jelmagyarázat: rombusz: CO₂, kereszt: ²²²Rn
Fig. 8. Results of the CO₂ and ²²²Rn measurements in the Kessler Room. Legend: rhombus: CO₂, cross: ²²²Rn

A Malom-tavat a Dunával összekötő csatornában a paraméterekben jelentősebb változások voltak. Ennek az lehet az oka, hogy - mint a mérések

során kiderült - a csatornába nem csak a tó felől, hanem más forrásból is érkezik víz, aminek eredete és mennyisége nem ismert pontosan.

A Malom-tó érdekessége, hogy vízének hőmérséklete 0,2 °C-ot változott csupán a vizsgált majdnem másfél év alatt, ami a műszer mérési hibahatárán belüli érték (ami +/-0,1°C). A tó hőmérséklete független a levegő hőmérsékletétől, télen sem fagy be. A fajlagos elektromos vezetőképességben csak a 2013. május-júniusi árvíz után kb. egy hónappal volt jelentősebb (kb. 350 µS/cm-es) csökkenés.

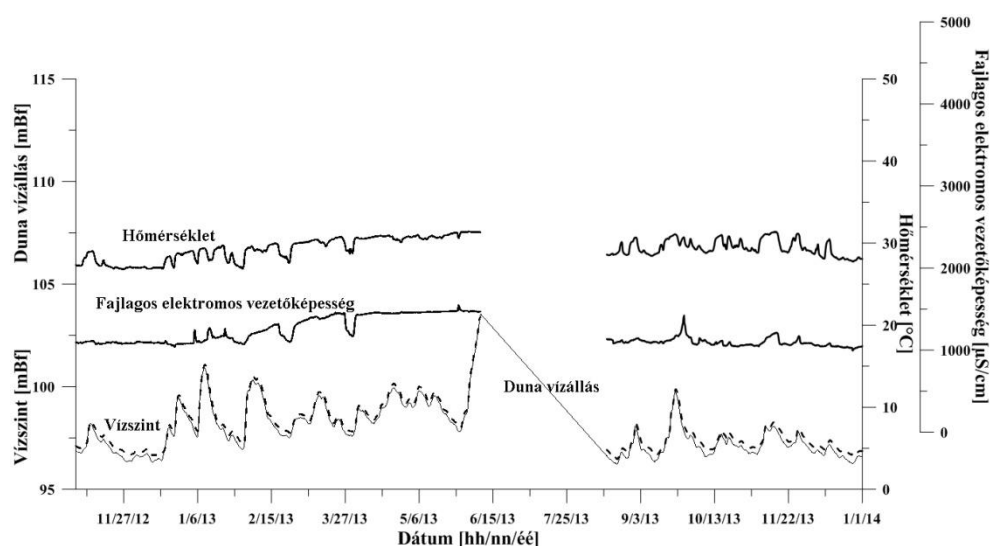
A stabil izotópok mennyiségében szintén nem volt szignifikáns változás. A mérések eredményei alapján a pontok nagy része a globális meteorikus víz vonalon, illetve annak közelében helyezkedik el. Legnegatívabb értékei a Lukács IV. kútnak vannak, a többi helyszín mérési pontjainak δD és $\delta^{18}O$ értékei pozitívabbak. A diagram alapján látható, hogy a Kessler-termet kitöltő víz felső, melegebb része helyezkedik el a legközelebb a Lukács IV. kút pontjaihoz, vagyis a mérési helyszínek közül itt található meg legnagyobb arányban a meleg komponens. A csatorna vize a Kessler-terem felső, melegebb és alsó, hidegebb része között helyezkedik el a diagramon, ami arra utal, hogy ez kevert meleg és langyos víz (5. ábra).



5. ábra A stabil izotópos mérések eredményei. Jelmagyarázat: kör: Lukács IV kút., négyzet: Kessler-terem felső, melegebb része, rombusz: csatorna, háromszög: Kessler-terem alsó, hidegebb része
Fig. 9. Results of the stabil isotope measurements. Legend: circle: Lukacs IV. well, square: upper, warmer part of the Kessler Room, rhombus: canal, triangle: lower, colder part of the Kessler Room

Duna hatásának vizsgálata

A Duna parti régiójában lévő talajvízszint megfigyelő kutak közül a folyóhoz legközelebb (kb. 35 méterre) elhelyezkedő FM-1. kút adatai alapján készített diagramot emeljük ki (6. ábra), amely egyértelműen a Duna hatását tükrözi. A 2013. május-júniusi nagy árvíz időszakában nem álltak rendelkezésünkre adatok ebből a kútból. A diagramon azonban így is látszik, hogy a talajvízszint az egész vizsgált időszakban követte a Duna vízállását, valamint a hőmérsékletben és a fajlagos elektromos vezetőképességben hasonló változások voltak. A felszín alatti vizek és a Duna erős kapcsolatát támasztják alá a korrelációs együtthatók is (II. táblázat).



6. ábra Az FM-1. kút adataiból készített diagram és a Duna vízállása
Fig. 10. Graph from the data of the FM-1. well and the water level of the Danube

II. táblázat
Table II.

Az FM-1. kút korrelációs mátrixa
Correlation matrix of the FM-1. well

	Hőmérséklet [°C]	Vízszint [mBf]	Fajlagos elektromos vezetőképesség [µS/cm]	Duna vízállás [mBf]
Hőmérséklet [°C]	1			
Vízszint [mBf]	0,565	1		
Fajlagos elektromos vezetőképesség [µS/cm]	0,682	0,680	1	
Duna vízállás [mBf]	0,580	0,998	0,681	1

A másik két vizsgált kút (T-3. és T-4.) a Dunától távolabb, kb. 65 m-re helyezkednek el (3. ábra). Ezek szintén szoros kapcsolatban állnak a folyóval, azonban paramétereik alakulásában észlelhetők antropogén hatások, amelyek módosítják a Duna hatását. Ilyen hatás szennyvíz jelenléte a T-3. kútban, amelyben a fajlagos elektromos vezetőképesség értéke (kb. 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) meghaladja még a termálvizek fajlagos elektromos vezetőképességét is. Ennek az a következménye, hogy árvizek idején a szökevényforrások megcsapolódásának áttevődése itt fajlagos elektromos vezetőképesség csökkenést okoz, mivel a források oldott anyag tartalma alacsonyabb, mint a szennyezett talajvízé.

A vizsgált kutakban az is látszott, hogy a talajvíz az év nagy részében magasabb helyzetben van, mint a Duna, azaz a folyó megcsapol. Árvizek idején azonban a folyó kerül magasabb helyzetbe, ilyenkor vize parti tározásba kerül.

A keresztkorrelációs vizsgálatok eredményei alapján a talajvízszint megfigyelő kutakban azonnal vagy pár órán belül kimutatható a folyó hatása, míg a Molnár János-barlang – Boltív-forrás – Malom-tó rendszerében 3-4 nap után, utóbbi helyen sokkal gyengébb a kapcsolat a folyóval. Ahogyan már korábban említettük, itt a paraméterekben alig volt változás a vizsgált időszakban.

Következtetések

A vizsgált Molnár János-barlang – Boltív-forrás – Malom-tó rendszer paramétereiben a vizsgált időszakban kis változások voltak a hőmérsékletben és a fajlagos elektromos vezetőképességben, ami a termál és a langyos komponens arányainak kismértékű időbeli változására utal. Ugyanakkor az oldott CO_2 és a ^{222}Rn koncentrációban megmutatkozó különbség elvben azt mutatja, hogy van változás a meleg és a langyos megcsapolódás arányában. Ugyanakkor e paramétereket a lokális tényezők jelentősen zavarhatják. A stabil izotópos eredmények alapján a Molnár János-barlang Kessler-termében a langyos és a melegvíz jelenléte elkülöníthető. A Malom-tóból a Boltív forrás vizét elvezető csatorna vize azonban ténylegesen keveredés eredménye.

A Duna és a megcsapolódás kapcsolatát tekintve a bemutatott speciális modell érvényesül, de ezt a hatást az árvizek idején parti tározásba kerülő folyóvíz és antropogén hatások módosítják. Ilyen antropogén hatás a közeli Lukács-fürdő általi termálvíz termelés, a terület beépítettsége és a talajvíz szennyezettsége.

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Molnár János-barlang – Malom-tó – Boltív-forrás rendszerén keresztül vizsgáltuk a rózsadombi megcsapolódási területen a langyos források paramétereinek változását, illetve talajvízszint megfigyelő kutak adataival kiegészítve saját méréseinket a Duna, mint helyi erózióbázis hatását is tanulmányoztuk a területen.

Méréseink alapján elmondható, hogy a két komponens keveredési arányában időben történik változás. A Molnár János-barlangot kitöltő víz is e komponensekből jön létre.

A Duna fontos hatótényező a területen, és hatását az emberi tevékenységek módosítják.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az OTKA NK 101356 keretében és támogatásával zajlott. Szeretnénk megköszönni a mintavételben nyújtott segítséget és a mérési helyszínekhez való hozzájutást a Molnár János-barlangban tevékenykedő búvároknak, a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt.-nek és a Lukács-fürdő gépészeinek. A mérések az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén, Atomfizikai Tanszékén és az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Kutatóintézetében valósultak meg. A talajvízszint megfigyelő kutak adataiért a Fővárosi Csatornázási Műveknek tartozunk köszönettel.

IRODALOM

- ERŐSS A. (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Doktori disszertáció*, ELTE, 171p.
- ERŐSS A.–MÁDL-SZŐNYI J.,–CSOMA É. A. (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. – *Central European Geology* 51(3), pp. 267-281.
- ERŐSS A.–MÁDL-SZŐNYI J.–SURBECK H.–HORVÁTH Á.–GOLDSCHEIDER N.–CSOMA A.É. (2012): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* 426-427, pp. 124-137.
- LIEB I.(2004): A Lukács fürdő bemutatása. Földtani és hidrogeológiai viszonyai, történetének felkutatása és forrásainak retrospektív vizsgálata. – *Szakdolgozat*, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, pp. 1-41.

- LOVRITY V.–BODOR P. (2014): A Boltív-forrás vízhozamának és fizikai, kémiai paramétereinek változása a csapadékesemények és a Duna vízállás függvényében. Értékelés archív adatok és jelenlegi mérések alapján. – *Tudományos Diákköri Dolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 80p.
- MÁDL-SZŐNYI J.–LEÉL-ŐSSY SZ.–KÁDÁR M.–ANGELUS B.–ZSEMLE F.–ERŐSS A.–KALINOVITS S.–SEGESDI J.–MÜLLER I.–MINDSZENTY A. (2001): A Budai Termálkarszt-rendszer hidrodinamikájának vizsgálata nyomjelzéssel. – *Jelentés*, Budapest, 46p.
- MÁDL-SZŐNYI J. –ERŐSS A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – *Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH*, pp. 71-75.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J. – PÁLL-SOMOGYI K. – ERŐSS A. (2013): A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatának elemzése. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest, pp. 164-169.
- NÉMET-BUCSI A. (2006): A Budai Termálkarszt megcsapolódásának vizsgálata Rózsadomb lábánál. — *Diplomamunka*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 80p.
- PÁLFY M. (1921): A budapesti hévforrások vízmennyiségének ingadozásáról. — *Hidrológiai Közöny 9. évf., 1. sz.*, pp. 13-29.
- PAPP F. (1942): Budapest meleg gyógyforrásai. — *A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet kiadványa*, Budapest, 252p.
- SCHAFARZIK F. (1920): Szökevény hévforrások a Gellérthegy tövében. – *Földtani Közöny 1920, III.évf.*, pp. 79-158.
- SOMOGYI K. (2009): A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire. — *Diplomamunka*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 112p.
- STRICZKI I. (2010): A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatának vizsgálata a budai Dunaparti Fogyújtó csatorna monitoring rendszerébe tartozó kutak, források segítségével. – *Diplomamunka*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 110p.
- VIRÁG M. (szerk.) (2013): Földtani örökségünk – a Budai Termálkarszt. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest, pp. 181-274.

KARSZTVIZEK GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A RADIONUKLIDOKRA A BÜKK KÖRNYEZETÉBEN

GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF KARST WATERS IN THE BÜKK REGION (HUNGARY) BASED ON RADIONUCLIDES

ERŐSS ANITA¹ – CSONDOR KATALIN¹ – HEINZ SURBECK² –
MÁDLNÉ SZŐNYI JUDIT¹ – HORVÁTH ÁKOS³ – LÉNÁRT LÁSZLÓ⁴

¹ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c,
anita.eross@geology.elte.hu

²ETH Zürich, Svájc

³ELTE TTK Fizikai Intézet, Atomfizikai Tanszék

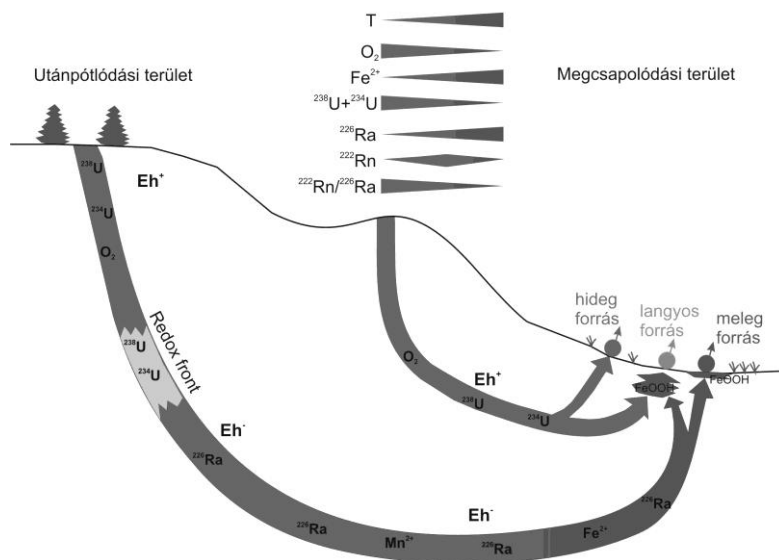
⁴Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, Hidrogeológiai-
Mérnökgeológiai Tanszék

Abstract: The Bükk region in the northeastern part of Hungary is one of the largest karst areas of the country, where the water supply relies mainly on karst water resources. Moreover, this area is famous for its thermal springs and wells, all around the foothills of the Bükk Mountains, which are used for both balneological and heating purposes. Therefore protection and sustainable use of these resources is an important issue, which requires good understanding on the hydrogeological functioning of the karst system. The aim of the present study is to characterize the distribution of the ²³⁸U decay series radionuclides, uranium, radium and radon in the cold, lukewarm and thermal karst waters in the Bükk region. Since these natural radionuclides are ubiquitous in groundwater, they are efficient natural tracers of karst waters and their mixing processes, based on their different geochemical behaviour, which causes fractionation along flow paths. This is a novel approach to characterize fluids and understand their mixing in regional discharge zones of carbonate aquifers, where different order flow systems convey waters with different temperature, composition and redox-state to the discharge zone. With the application of radionuclides as natural tracers the better understanding of the relationship of cold and thermal karst waters, i.e. the functioning of the karst system is expected. During this study 31 samples were collected and analysed for radionuclides and basic chemical composition.

Bevezetés

A 238-as urán bomlási sor elemei közül a ²³⁸U és ²³⁴U, a ²²⁶Ra és annak leányeleme a ²²²Rn jellemzően előfordul felszín alatti vizekben (HOEHN 1998, SWARZENSKI 2007). Ezek a radionuklidok jól alkalmazhatók a felszín alatti vizek és keveredési folyamataik jellemzésére (EISENLOHR – SURBECK 1995, HOEHN 1998, GAINON et al. 2007, SWARZENSKI 2007, ERŐSS et al. 2012). Ez annak köszönhető, hogy mivel ugyanannak a bomlási sornak az elemei, egymástól függenek, de eltérő a geokémiai viselkedésük. A radon gáz halmazállapotának köszönhetően mobilis. Lokális karszt-

rendszerekben felezési ideje a beszivárgás átfutási idejével összemérhető, tehát jelenléte rövid és/vagy gyors áramlási útvonalról nyújt információt (EISENLOHR – SURBECK 1995). A rádium redukzív és savas közegben, az urán pedig oxidatív körülmények között mobilis (BOURDON et al. 2003). A felszín alatti víz áramlásának és a kőzetvázalattal való kölcsönhatásának eredményeképpen ezek az izotópok frakcionáción mennek keresztül az áramlási pálya mentén a redox viszonyok megváltozásának köszönhetően (1. ábra). Mindezek alapján a radionuklidok leginkább regionális megcsapolódási területeken alkalmazhatók a felszínre lépő vizek jellemzésére és keveredésének azonosítására, hiszen ott a különböző rendű áramlási rendszerek különböző redox-állapotú vizeket szállítanak a megcsapolódási zónához (ERŐSS et al. 2012, MÁDL-SZÓNYI – ERŐSS 2013).



1. ábra: A redox viszonyok változása és a radionuklidok előfordulása a felszín alatti vízáramlási rendszerekben (GAINON 2008 után módosítva)

Figure 1: The change of redox conditions and the distribution of radionuclides in the groundwater flow systems (modified after GAINON 2008)

A regionális áramlási rendszerekből megcsapolódó vizekre a magasabb hőmérséklet és oldott anyag tartalom mellett jellemző, hogy reduktyvak (TÓTH 1999), emiatt tartalmazhatnak rádiumot, de urán tartalmuk elhanyagolható. Radon sem fordul elő bennük a hosszú áramlási idő miatt. Más a helyzet, ha a megcsapolódási zónában lokális radonforrás található. A lokális áramlási rendszerből megcsapolódó vizek oxigénben gazdagok, emiatt rádium tartalmuk alacsony, viszont uránt és a rövidebb áramlási idő miatt

radont is tartalmaznak. Itt a radon forráshozátja a talaj. Emellett alacsonyabb hőmérséklet és kisebb oldott anyag tartalom jellemzi ezeket (TÓTH 1999). Tehát olyan kétkomponensű keveredési rendszerek esetében, ahol a különböző redox viszonyokkal jellemezhető vizek a keveredési szélső tagok, a radionuklidok sikerrel alkalmazhatóak a komponensek azonosítására (ERŐSS et al. 2012).

A radionuklidok természetes nyomjelzőként történő alkalmazása hatékony módszernek bizonyult a budapesti termálvizek jellemzésére a Budai-termálkarszt regionális megcsapolódási zónájában (ERŐSS et al. 2012). Segítségükkel a korábbi egységes koncepcionális modellt két differenciált modellt lehetett felosztani, melynek értelmében a Rózsadomb előterében kétkomponensű keveredési rendszert sikerült azonosítani, valamint a keveredési szélső tagok hőmérséklete és összetétele is meghatározható volt. A Gellért-hegy előterében viszont keveredési szélső tagok nem voltak kimutathatók radionuklidok segítségével. Ez alapján a Gellért-hegyi megcsapolódási zónában uralkodóan a termálvizek lépnek a felszínre, mely felismerés új eredménnyel szolgált a területre érvényes barlangképződési modellek tekintetében is (ERŐSS et al. 2012).

A radionuklidok alkalmazása új módszert jelent a természetes megcsapolódással rendelkező, termálvizes karsztrezervoárok kutatásában. A Bükk környéke, mint hazánk egyik legnagyobb karsztterülete a radionuklidok egy újabb hazai tesztterületét képviseli, ahol a hideg és meleg karsztvizek kapcsolatrendszerének, keveredésének jellemzésére alkalmazzuk ezeket a természetes nyomjelzőket. A területen korábban radonra már történtek átfogó vizsgálatok (SOMOGYI – LÉNÁRT 1986, LÉNÁRT et al. 1989, HAKL et al. 1993), de a 238-as urán bomlási sor felszín alatti vizekben mobilis elemeit, az uránt, a rádiumot és a radont együtt még nem vizsgálták. Célunk tehát egy átfogó képet adni a Bükk térségi karsztvizekben található radionuklidok eloszlásáról. Ennek érdekében a területről vízmintákat gyűjtöttünk, az átfogó geokémiai jellemzés érdekében a radionuklid tartalom mellett a vízminták főelem összetételét is meghatároztuk. Jelen tanulmányban 31 vízminta elemzésén alapuló előzetes eredményeket mutatjuk be.

Földtani háttér

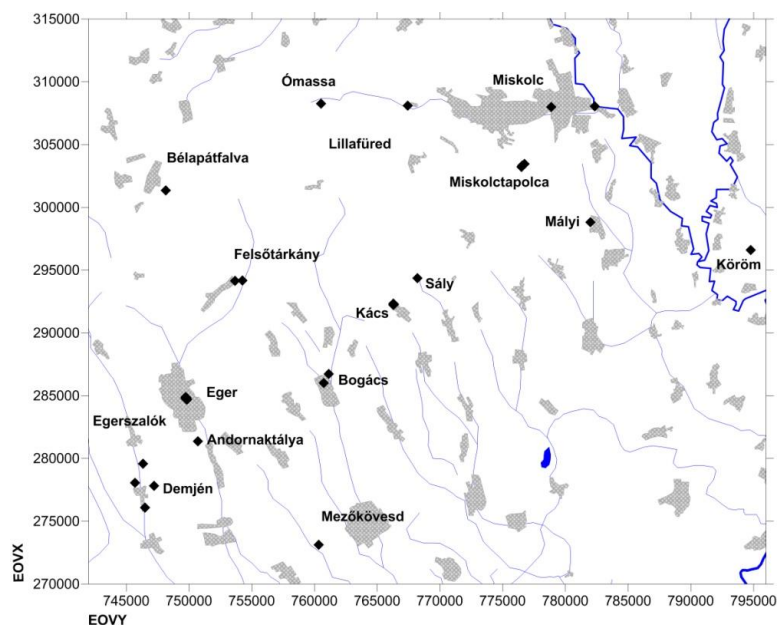
A Bükk szerkezetileg alapvetően három nagyobb részre osztható. Ezek a Nagyfennsík parautochton egység, a Szarvaskői takaró és a Kisfennsík takaró (CSONTOS 1999). Felépítő képződményei nagyrészt paleozoikumi illetve mezozoikumi eredetűek. Sekélytengeri kifejlődés jellemző a paleozoikum végén ill. a mezozoikum elején, karbonátplatform a középső-triászban,

medencefáciesek a késő-triászban, majd mélytengeri, sziliciklasztos-karbonátos üledékképződés a jurában (PELIKÁN 2005). A képződmények legjelentősebb metamorfózisa és deformációja a középső-krétában zajlott. Az eocén végén a terület a Paleogén Medence részévé vált, jellemző üledékei elsősorban a hegység peremi területein fordulnak elő.

A parautochton főként triász és jura korú karbonátos képződményekből áll. Az összlet azonban nem egységesen karbonátos kőzetanyagú, vulkáni sorozat közbetelphülése jellemzi. A Szarvaskői takarót különböző palák és mafikus kőzetek alkotják, míg a Kisfennsíki takaróban a triász korú karbonátok a jellemzőek. A karsztvizek szempontjából legjelentősebbek a középső triász platform karbonátok (PELIKÁN 2005).

Alkalmazott analitikai módszerek, mintavétel

A vízmintákat 2014 februárjában és márciusában gyűjtöttük. A mintavételi helyszínek a 2. ábrán láthatók. A terepen rögzítettük a vizek pH-ját, hőmérsékletét, fajlagos elektromos vezetőképességét, oldott oxigén tartalmát valamint a redoxpotenciál értékét. Mintavétel történt általános vízkémiai elemzésre (főelemek), rádiumra, uránra, valamint a vízben oldott gázok tekintetében radonra.



2. ábra: Mintavételi helyszínek a Bükk térségében
Figure 2: Sampling points in the Bükk region

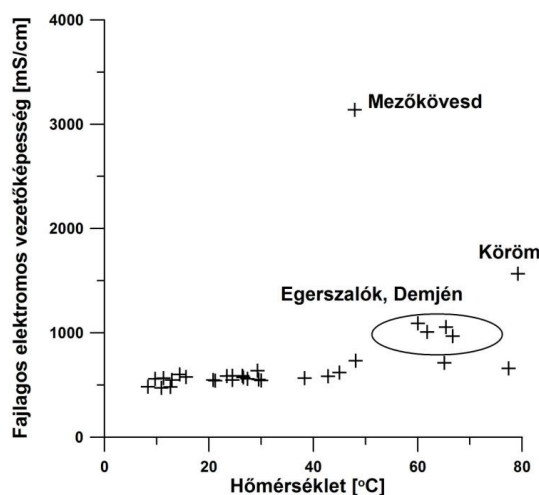
A vízben oldott radon mérése folyadék szcintillációs módszerrel történt az ELTE TTK Atomfizikai Tanszékének laboratóriumában. A főelemek (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) meghatározását az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában végeztük el. A Ca^{2+} és Mg^{2+} ionok komplexometriás titrálással, a HCO_3^- ionok sav-bázis titrálással kerültek kimutatásra. A Na^+ és K^+ ionok esetében lángfotometriás módszert használtunk, míg a SO_4^{2-} tartalmat spektrofotométerrel határoztuk meg.

A vizek rádium és urán tartalmát Nucfilm-diszkek segítségével, alfa-spektroszkópiás módszerrel (SURBECK 2000) Heinz Surbeck professzor mérte Svájcban.

Eredmények

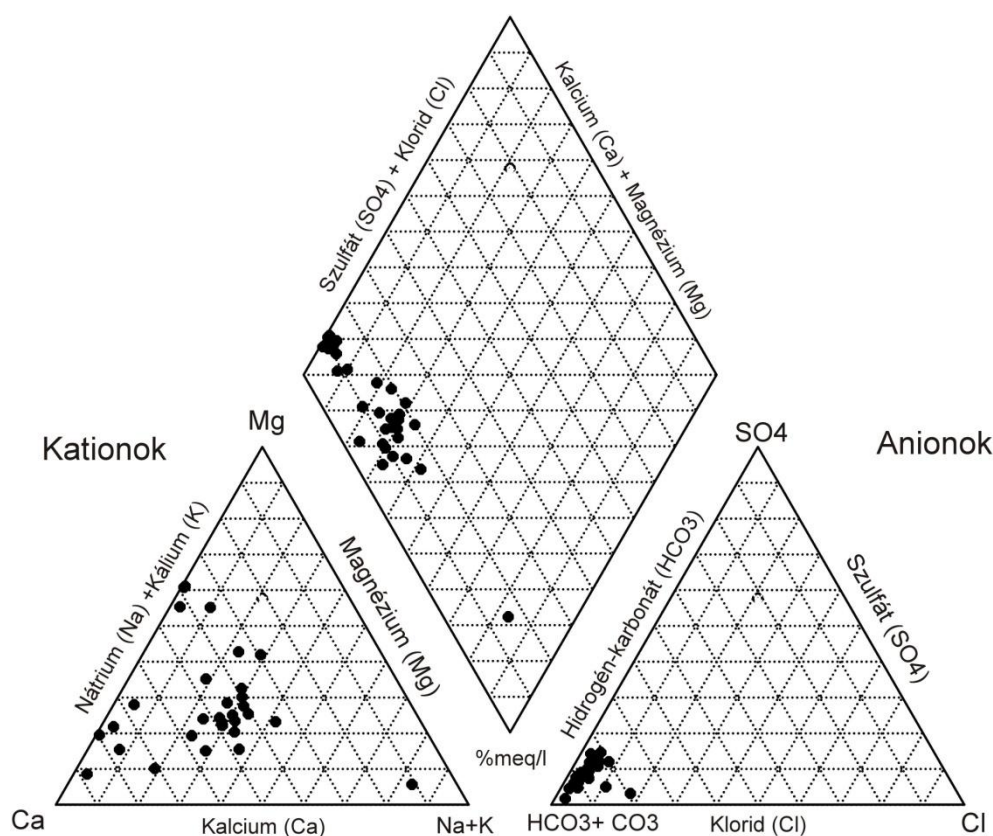
Általános vízkémiai jellemzés

A vízminták két alapvető, terepen is rögzíthető paraméterét, a hőmérsékletet és a vizek oldott anyag tartalmáról információt hordozó fajlagos elektromos vezetőképességet tekintve (3. ábra) a mezőkövesdi termálkút tűnik ki a minták közül 3140 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értékkel. Ezt követik a demjéni, egerszalóki és körömi termálkutak, melyek fajlagos elektromos vezetőképessége meghaladja az 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értéket. A minták többsége esetében azonban 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alatti értékeket mértünk, mely hozzávetőlegesen 500-600 mg/l alatti összes oldott anyag tartalmat jelent. Feltűnő azonban, hogy ez az érték széles hőmérsékleti spektrumban (8-77°C) jellemzi a mintákat.



3. ábra: A minták terepen rögzített fajlagos elektromos vezetőképessége a hőmérséklet függvényében
Figure 3: Specific electrical conductivity versus temperature plot (parameters measured in the field)

A Piper diagram alapján (4. ábra) a vizek közel azonos vízkémiai fáciest mutatnak: a minták zöménél a $\text{HCO}_3, \text{Cl} + \text{SO}_4$ anionfácies és a $\text{Ca} + \text{Mg}, \text{Na} + \text{K}$ kationfácies dominál. Egy jelentősen eltérő minta van, ez a körömi termálkútból származik, ahol kationfáciesben van különbség: ez a minta a $\text{Na} + \text{K}, \text{Ca} + \text{Mg}$ fáciesbe esik. Alapvetően a kationok tekintetében jellemzi a mintákat változatosság, a minták többsége mindegyik fő kationt tartalmazza (Ca , Mg , $\text{Na} + \text{K}$), a minták egyharmadánál inkább kalciumos típus, ill. néhány esetben magnéziumos típus figyelhető meg. A körömi minta esetében egyértelműen látható a $\text{Na} + \text{K}$ dominancia. Anionok tekintetében minden minta a hidrogénkarbonátos típus határain belül mozog.

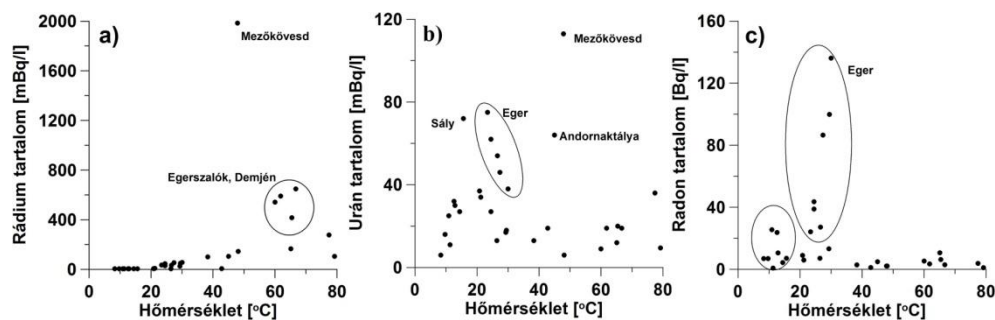


4. ábra: A vízminták áttekintő kémiai jellemzése Piper diagramon
Figure 4: General geochemical characterization of the water samples on Piper diagram

A minták radionuklid tartalma

A fajlagos elektromos vezetőképességnél tapasztaltakhoz hasonlóan, a mezőkovesdi termálkút rádium és urán tartalma a legmagasabb: 1985 mBq/l ill.

113 mBq/l (5a,b. ábra). A rádium tartalom tekintetében a minták nagy része 200 mBq/l alatti aktivitás koncentrációt mutat. A mezőkövesdi kút mellett az egerszalóki és demjéni kutak mért értékei haladják meg ezt az értéket, rádium aktivitás koncentrációjuk 400-700 mBq/l tartományba esik (5a. ábra). Az urán tartalom a mezőkövesdi kút kivételével igen nagy szórást mutat. Általánosságban elmondható, hogy a minták urán tartalma alacsony, 40 mBq/l alatti, melyhez széles hőmérsékleti tartomány (8-79°C) párosul. Az egri, sályi és andornaktályai kutak esetében mértünk 40-80 mBq/l közötti értékeket (5b. ábra). Radontartalom tekintetében az egri kutak és források radon tartalma kiugró (24-136 Bq/l), illetve néhány hideg forrás (Felsőtárkány Szikla-forrás, Barátréti Vízmű) esetében tapasztalhatunk még 20 Bq/l fölötti értékeket. A minták többségét alacsony (<10 Bq/l) radon aktivitás koncentráció jellemzi (5c. ábra).



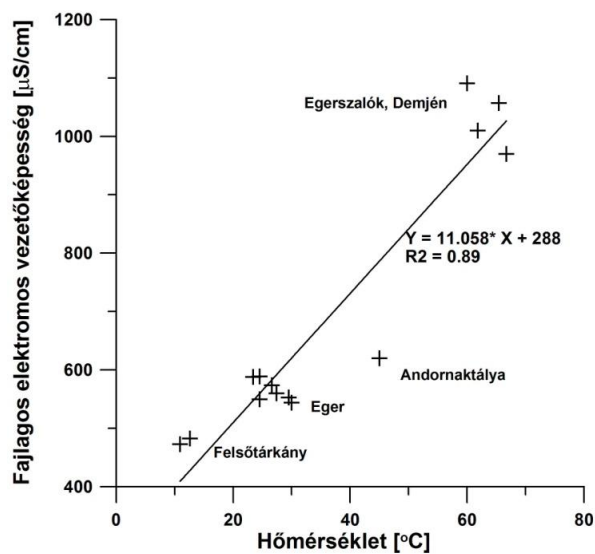
5. ábra: a: A minták rádium tartalma a hőmérséklet függvényében; b: A minták urán tartalma a hőmérséklet függvényében; c: A minták radon tartalma a hőmérséklet függvényében.

Figure 5: a: Radium versus temperature plot; b: Uranium versus temperature plot; c: Radon versus temperature plot

Az Eger környéki terület jellemzése

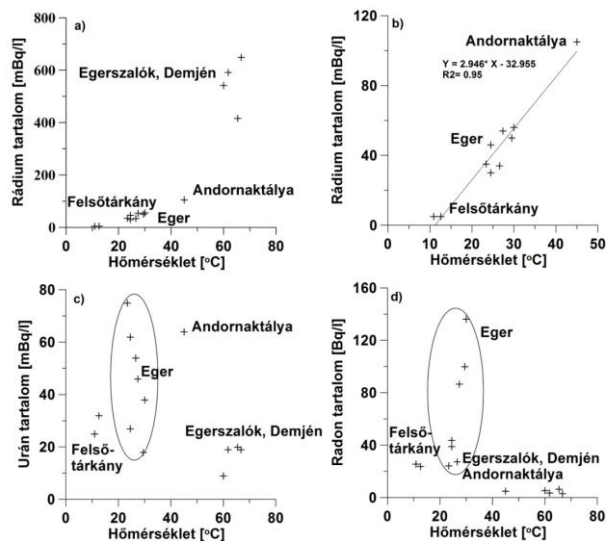
Tekintettel arra, hogy Eger városa híres a radontartalmú forrásairól (WESZELSZKY 1917 in SCHRETER 1923), ezt a területet részletesebben is elemezzük radionuklidok szempontjából. A Bükk délnyugati része hidrogeológiai szempontból is elkülönül, mert a karsztos víztartóként funkcionáló triász karbonátok ebben a térségben fedett helyzetben vannak (PELIKÁN 2005).

A Bükk délnyugati részéről származó minták esetében egyértelmű lineáris kapcsolat látszik a vízminták hőmérséklete és fajlagos elektromos vezetőképessége között: a növekvő hőmérséklethez növekvő oldott anyag tartalom párosul (6. ábra).



6. ábra: A Bükk délnyugati részéről származó vízminék fajlagos elektromos vezetőképessége a hőmérséklet függvényében.

Figure 6: Specific electrical conductivity versus temperature plot of the samples from the SW-Bükk region



7. ábra: a: Az Eger környéki minták rádium tartalma a hőmérséklet függvényében; b: Az Eger környéki minták rádium tartalma a hőmérséklet függvényében, az egerszalóki és demjéni kutak elhagyásával; c: Az Eger környéki minták urán tartalma a hőmérséklet függvényében; d: Az Eger környéki minták radon tartalma a hőmérséklet függvényében.

Figure 7: a: Radium versus temperature plot; b: Radium versus temperature plot without the samples from Egerszalók and Demjén; c: Uranium versus temperature plot; d: Radon versus temperature plot of the waters in Eger region

Az egerszalóki-demjéni kutak rádium aktivitás koncentrációja (400-650 mBq/l) többszörösen meghaladja a térség többi kútjában, forrásában mért rádiumtartalmat (5-105 mBq/l) (7a. ábra). Az egerszalóki-demjéni kutak elhagyásával erős lineáris kapcsolat ($R^2=0,95$) fedezhető fel a rádium tartalom és a hőmérséklet között: növekvő hőmérséklettel növekvő rádium tartalom párosul (7b. ábra). Az egri források és kutak urán tartalma széles tartományban változik (18-75 mBq/l), hőmérséklettől függetlenül (7c. ábra). Ugyanez figyelhető meg a források radontartalma esetében (7d. ábra). A felsőtárkányi hideg vizek radon tartalma a termálkutakéhoz (<10 Bq/l) képest magasabb értéket (25 Bq/l) mutat.

Következtetések, eredmények értelmezése

A hőmérséklettől független, alacsony (< 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$) fajlagos elektromos vezetőképesség értékek, mely a minták többségét jellemzi, mély, de viszonylag rövid áramlási útvonalra utalhat, ahol a nagy behatolási mélységgel jelentős hőtartalomra tesznek szert a vizek, de nem áll rendelkezésre elegendő idő jelentősebb gazdagodásra oldott anyag tartalom tekintetében. Ennek oka az utánpótlódási és megcsapolódási területek közelségében ill. jelentős (kb. 500-600 m) magasságkülönbségében keresendő. Az alacsony oldott anyag tartalom és az azonos vízkémiai fácies, dominánsan hidrogénkarbonátos anionfáciessel, homogén, karbonátos víztartóra is utalhat, illetve jelezheti, hogy nincs egyéb fluidumhozzájárulás, keveredés az áramlási pálya mentén egyéb, nem-karsztos víztartók fluidumaival. A mezőkovesdi és az Egerszalók-Demjén környéki termálkutak szénhidrogén kutatáshoz kapcsolódnak. A magasabb oldott anyag tartalom és a magas rádium tartalom ezen kutak esetében kapcsolódhat a magas sótartalmú, erősen reduktív rezervoár-fluidumokhoz. Irodalmi adatok alapján szénhidrogén telepek rezervoár fluidumai gyakran jellemezhetők magas rádiumtartalommal (COLLINS 1975, PETERSON et al. 2013).

Az Eger környéki terület hidrogeológiai viszonyait leíró modellek szerint (SCHRÉTER 1923, AUJESZKY – SCHEUER 1979, IZÁPY – SÁRVÁRY 1991, LÉNÁRT 2008, 2011, GONDÁRNÉ SŐREGI et al. 2011) a Bükk-hegység délnyugati területén a fedetlen triász és eocén karbonátos területeken beszivárgó csapadékvíz egy része lokális/intermedier áramlási pályákon hideg források formájában csapolódik meg, másik része a mélybe szivároghatva felmelegszik, és egyrészt az egri langyos forrásokon, másrészt mesterségesen termálkutakon keresztül kerül újra a felszínre, a megtett út és a mélység függvényében eltérő oldott anyag tartalommal ill. hőmérséklettel. Ezt a modellt támasztja alá az általunk megfigyelt lineáris kapcsolat a hő-

mérséklet és a fajlagos elektromos vezetőképesség ill. a rádium tartalom között (6. és 7b. ábra).

KLEB – SCHEUER (1983), DEÁK – SCHEUER (2009) valamint GONDÁRNÉ SŐREGI et al. (2011) szerint az egri források vize keverék, mert hideg víz utánpótlódást is kap az Egertől keletre lévő felszíni karbonátos kibúvások felől a vetők mentén feláramló termálvizek mellett. DEÁK – SCHEUER (2009) trícium adatok alapján a környező talajvizekkel való keveredést is valószínűsíti. A radionuklidok alapján kétkomponensű keveredés, azaz oxidatív hideg (lokális/intermedier áramlási rendszer) és reduktív termálvizek (regionális áramlási rendszer) keveredése nem igazolható, mely a fentebb leírt, egyszerű áramlási képet támasztja alá. Az urán adatok alapján azonban oxidatív viszonyokkal jellemezhető vizek jelenléte nem zárható ki a források és kutak esetében (7c. ábra). A keveredés egyértelmű bizonyítéka lenne, ha a forrásokban vas-oxihidroxid kiválást találnánk, mely a vízből a rádium adszorpciójával radonforrásként is szolgálhatna, ahogy ezt a budapesti termálvizek esetében tapasztaltuk (ERŐSS et al. 2012). Azonban vas-oxihidroxid kiválás nem tapasztalható az egri források esetében, egyedül SCHRÉTER (1923) számol be arról, hogy földrengések hatására a sárgás-vörös iszap feltörését tapasztalták a férfuszoda forrásánál (mai Strand I. sz. nagymedencéje).

KLEB – SCHEUER (1983) szerint vulkanikus kőzetek (porfirit) rádiumtartalma tehető felelőssé az egri források radontartalmáért. Jelen tanulmány a környékbeli szénhidrogén telepek formációfluidumának rádiumtartalmát is lehetséges forrásként valószínűsíti.

Összefoglalás

A karsztos rezervoárok kutatásában új módszernek számító radionuklidok, mint természetes nyomjelzők Budapest után másodízben kerültek alkalmazásra hazánkban a Bükk térségében. A források és kutak vizének urán, rádium és radon tartalmára irányuló mérésekkel a hideg és meleg karsztvizek kapcsolatrendszerének, keveredésének jellemzése a célunk.

A bemutatott eredmények a területen végzett átfogó vízmintavételek első, előzetes eredményeit képviselik. A területet általánosságban jellemzi, hogy az oldott anyag tartalom a hőmérséklet növekedésétől független, mely rövid, mély áramlási pályára utal, ami az utánpótlódási és megcsapolódási területek közelségével, és jelentős magasságkülönbséggel magyarázható. A rádium elemzések alapján az egyes termálkutak esetében tapasztalt magasabb oldott anyag- és rádium-tartalom a környékbeli szénhidrogén-rezervoár fluidumokkal való kapcsolatot valószínűsíti. Az egri források esetében egy-

értelmű, kétkomponensű keveredés nem azonosítható a radionuklidok segítségével, mely a korábbi, egyszerű áramképet támasztja alá.

Munkánkkal a bükki karsztos rezervoár hidrogeológiai ismeretességéhez járultunk hozzá, mely a vízkészletek fenntartható hasznosításának alapfeltétele.

Köszönetnyilvánítás

A bükki kutatás a TÁMOP-4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A kutatás eredményei a konvergencia régióban a „KÚTFŐ - a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának felszín alatti vizekhez kapcsolódó nemzetközi kutatási potenciáljának fejlesztése célzott alapkutatási feladatok támogatása által” című, TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0049 számú projekthez kapcsolódóan hasznosulnak.

IRODALOM

- AUJESZKY, G. – SCHEUER, GY. (1979): A Ny-bükki karsztforrások foglaltságainak vízföldtani tapasztalatai – Hidrológiai Közlöny, 59(2) pp. 63–77.
- BOURDON, B. – HENDERSON, G. M. – LUNDSTROM, C. C. – TURNER, S. P. (eds.) (2003): Uranium-series Geochemistry. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry Vol. 52, 656 p.
- COLLINS, A. G. (1975): Geochemistry of oilfield waters. Elsevier, 496 p.
- CSONTOS L. (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – Földtani Közlöny, 129 pp. 95–131.
- DEÁK J. – SCHEUER, GY. (2009): Az egri vizek eredete természetes nyomjelzők alapján. – A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 77. pp. 39–46.
- EISENLOHR, L. – SURBECK, H. (1995): Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura. – C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes. 321(2a) pp. 761–767.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHNEIDER, N., CSOMA, A. É. (2012): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary – Journal of Hydrology 426-427 pp. 124–137.

- GAINON, F. (2008): Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U) dans les eaux thermales de Suisse: sites d'Yverdon-les-Bains, Moiry, Loèche-les-Bains, Saxon, Val d'Illeiez, Bad Ragaz, Delémont, Lavey-les-Bains, Brigerbad et Combioula – Thèse CHYN, 109 p.
- GAINON, F. – SURBECK, H. – ZWAHLEN, F. (2007): Natural radionuclides in groundwater as pollutants and as useful tracer – In: Bullen T. D., Wang Y. (Eds.): Water-rock Interaction: Proceedings of the 12th International Symposium on Water-Rock Interaction, Kunming, China, 31 July - 5 August 2007, Taylor and Francis, London, 1 pp. 735–738.
- GONDÁRNÉ SÓREGI, K. – GONDÁR, K. – KÖNCZÖL, NÁNDORNÉ, KUN, É. – SZÉKVÖLGYI, K. – ZACHAR, J. (2011): Az Egri gyógyforrások hidrogeológiai viszonyai. – Magyar Hidrológiai Társaság XXIX. Országos Vándorgyűlés Tanulmánykötet, 2011, Eger, 8 p.
- HAKL, J. – LÉNÁRT, L. – HUNYADI, I. (1993): Radon measurements in Caves and Springs located in the area of the Bükk National Park. Newest Results in Research, Protection and Use of Caves of Bükk Mountains. Miskolci Egyetem, 1 pp. 5–13.
- HOEHN, E. (1998): Radionuclides in groundwaters: contaminants and tracers – In: Herbert, M. – Kovar, K. (Eds.): Groundwater Quality: Remediation and Protection. IAHS Publ. No. 250 pp. 3–9.
- IZÁPY, G. – SÁRVÁRY, I. (1991): Kiemelt jelentőségű karsztos termálvíz-előfordulások vízföldtani vizsgálata, Egri és Egerkörnyéki termálvizek vizsgálata. – Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, 7611/1/2085 B, Budapest, 29p.
- KLEB, B. – SCHEUER, GY. (1983): Az egri gyógyfürdők vízföldtana. – In: Sugár I. (szerk.) Eger gyógyvizei és fürdői, Heves megyei Tanács, pp. 11–78.
- LÉNÁRT, L. (2008): Hideg, langyos és meleg karsztvíz-zónák a Bükkben és környezetében. – Mineral waters in the Carpathian Basin 5th International Scientific Conference, Csíkszereda, pp. 41–50.
- LÉNÁRT, L. (2011): Hol van termálkarsztvíz a Bükk térségében? – Miskolci Egyetem, Multidiszciplináris Tudományok, 1(1) pp. 291–298.
- LÉNÁRT, L. – SOMOGY, GY. – HAKL, J. – HUNYADI, I. (1989): Radon Mapping in Caves of Eastern Bükk Region. – Proceedings of the X. International Congress of Speleology 13-20. August 1989, Budapest, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, pp. 620–622.
- MÁDL-SZŐNYI, J. – ERŐSS, A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory,

Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, pp. 71–75.

PELIKÁN, P. (2005): A Bükk hegység földtana. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.

PETERSON, R. N. – VISO, R. F. – MACDONALD, I. R. – JOYE, S. B. (2013): On the utility of radium isotopes as tracers of hydrocarbon discharge. – *Marine Chemistry*, 156 pp. 98–107.

SCHRETER, Z. (1923): Az egri langyos vizű források. – A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, XXV(4) pp. 1–25.

SOMOGYI, GY. – LÉNÁRT, L. (1986): Time-integrated radon measurements in spring and well waters by track technique. – *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 12(1-6) pp. 731–734.

SURBECK, H. (2000): Alpha spectrometry sample preparation using selectively adsorbing thin films. – *Appl. Rad. Isot.* 53 pp. 97–100.

SWARZENSKI, P. W. (2007): U/Th series radionuclides as coastal groundwater tracers. – *Chem. Rev.* 107 pp. 663–674.

TÓTH, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. – *Hydrogeology Journal*, 7(1) pp. 1–14.

WESZELSZKY, GY. (1917): Az ásványos vizek radioaktivitásáról. – *Magyar Chemiai Folyóirat*, XXIII(116): 1p.

EGY BÜKKI KISVÍZGYŰJTŐ KARSZT ÁRVIZEINEK MODELLEZÉSE

MODELLING OF KARST FLOOD EVENTS FOR A SMALL CATCHMENT IN THE BÜKK MOUNTAINS

FEKETE ZSOMBOR - SÚRÚ PÉTER

ME MFK Hidrogeológiai- Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék,
3515 Miskolc-Egyetemváros;surupeter84@gmail.hu,
hgzsom@uni-miskolc.hu

Abstract: Due to the global climate change, karst floods are more frequent natural hazards in the Bükk. To prevent, or at least mitigate flash flood triggered losses, numeric model based flood forecasting models are ideal tools to predict them. The modelled area is the south-western part of the catchment of the Soltészkeri Spring, on the Bükk Plateau. Research of karst floods in the caves of the Bükk Plateau have begun in 2004 in the nearby Létrási-Vizes Cave and in the Szepesi-Láner Cave System. There have been recorded three major karst flood so far. The aim of this study is to build a 1D model for this small karst catchment. The US EPA SWMM model was used which employs the Manning equation for calculating the flow through a conduit system. Despite of the main usage of the method is modelling of sewer systems, there have been a few attempts to apply it for modelling flow through karst conduits. The dataset on which the model is based, have been collected in the last 30 years. This includes the map of the caves, precipitation data and recorded water levels in the cave. Additionally topographic, vegetation and soil data have been used to calculate runoff into the sinkholes.

1. Bevezetés

A bükki barlangok karsztárvízeinek kutatását 2004-ben kezdtük meg a Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület tagjainak segítségével, többek között az ebben a tanulmányban is vizsgált Szepesi-Láner-barlangrendszer Szepesi részében. Ekkor adódott lehetőségünk arra, hogy automatikus vízszintre-gisztráló műszereket telepítsünk ezekbe a barlangokba. Az itt szerzett tapasztalatok alapján a mérési helyek számát 2005-2006 folyamán jelentősen bővítettük, ekkor kezdődött a mérés a Láner- és a Speizi-barlangban. Így már három helyen is észlelhettük az árhullámok levonulását egy összefüggő, változatos geometriájú járatrendszerben. A mérőhelyek és adatok integrálva lettek a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszerbe (BKÉR) (LÉNÁRT *et al.* 2013). 2010 után azonban finanszírozási okok miatt a mérőhelyek számát csökkenteni kellett.

A mérések céljai között már a kezdetektől kiemelt szerepet kapott az árvízvédelem, hiszen Miskolc városában a közelmúltban több jelentős károkat okozó árvíz is levonult a Szinva-patakon és mellékvízfolyásain. Töre-

kedtünk annak meghatározására, hogy milyen nagyságú csapadékhullások növelik meg a területen a barlangi- és a felszíni árvizek kockázatát és milyen mértékben. Vizsgáltuk azt is, hogy milyen egyéb környezeti feltételek járulhatnak hozzá a kockázat növekedéséhez (SÚRÚ, 2010).

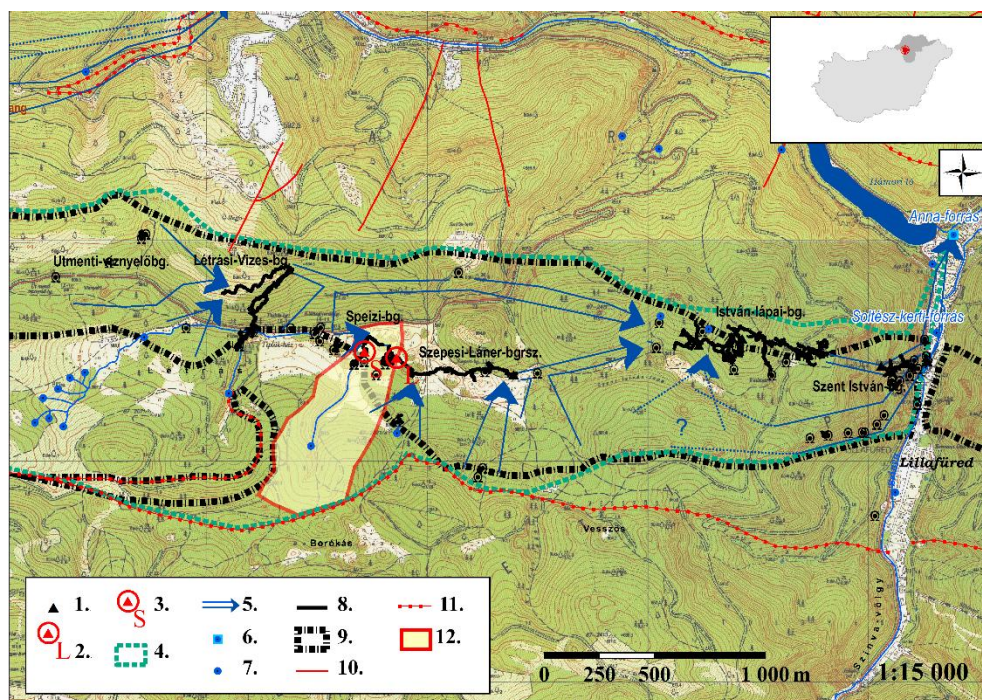
Az előrejelző célú vizsgálatokhoz szükségessé vált a járatrendszerek nemkarsztos- és karsztos vízgyűjtőjéről bejutó vízhozamok kiszámítása és a bejutó árhullám járatrendszerben való mozgásának modellezése. A modell felépítéséhez 1D-s megközelítést alkalmaztunk. Modellezéshez az US-EPA (Environmental Protection Agency) eredetileg csapadék- és szennyvízelvezető csatornák méretezésére kifejlesztett SWMM (Storm Water Management Model) szoftverének 5.022-es verzióját használtuk fel. (ROSSMAN, 2007). Ezt a programot korábban többen is próbálták felhasználni karsztos járatok modellezésére olyan területeken, ahol a vízvezető járatok ismertek, feltérképezettek voltak. (GABROVSEK – PERIC 2006, LI et al. 2008, CAMPBELL – SULLIVAN 2002).

2. Anyag és módszer

A vizsgált terület

A mintaterület kiválasztásakor fontos szempont volt, hogy a vízvezető barlangjáratok minél nagyobb része ismert legyen és álljanak rendelkezésre róla pontos térképek, valamint minél több olyan észlelési pont legyen rajta ahol az automata vízszintregisztrálók adatai alapján rekonstruálható az árhullámok levonulása. A vizsgált karsztos kisvízgyűjtő a Sajó-folyó vízgyűjtő területén található. A Sajó jobboldali mellékfolyóját, a Szinvát tápláló karsztforrások egyikével, a Soltészkeri-forrással áll kapcsolatban. A forrás karsztrendszere a Bükkfennsík ÉK-i csücskében a nem karsztosodó agyagpala és metavulkanit közé települt Fehérkői Mészki Formációban alakult ki (1. ábra, PELIKÁN et al. 2005).

A rendszer legmagasabban fekvő, még aktív árvízi forrásszája az idegenforgalmi barlanggá kiépített lillafüredi Szent István-barlang. Ezt a 2010-es árvizek is bizonyítják, amikor egymás után két alkalommal is elöntötte a barlangot a végpontról feltörő víz.



1. ábra: Avizsgált részvízgyűjtő a Soltész-kerti-forrás vízrendszerén: 1.: vízszintészlelő helyek; 2.: Láner-bg. Homok-szifon; 3.: Speizi-bg. I.-szifon; 4.: vízgyűjtőhatár; 5.: felszín alatti vízáramlás iránya; 6.: Vízellátásba kapcsolt forrás; 7.: egyéb forrás; 8.: feltérképezett barlangjárat; 9.: Fehérkői Mészke Formáció; 10.: tektonikai törésvonal; 11.: feltolódás; 12.: a vizsgált részvízgyűjtő határa

Fig. 1: The studied part of the catchment on the watershed of the Soltész-kerti Spring: 1.: water level monitoring points; 2.: Láner Cave Sandy Sump; 3.: Speizi Cave. I. Sump; 4.: spring catchment; 5.: direction of subsurface flow; 6.: spring with waterworks; 7.: other springs; 8.: surveyed cave passage; 9.: Fehérkői Limestone formation; 10.: tectonic fractures; 11.: reverse fault; 12.: studied part of cathment

A tanulmányban csak a vízrendszer felső szakaszával, a folyásirányban a Szepesi-barlang végpontja feletti területekkel foglalkoztunk (1. ábra). A vízrendszerhez karsztos és nem karsztos vízgyűjtő területek tartoznak. A vizsgált barlangszakasz a korábbi elképzelésektől (SÁRVÁRY, 1969) eltérően hidrológiailag teljesen független a Létrási-Vizes-barlangtól, amit a terület valamennyi barlangjában árhullámot indító csapadékesemények tetőzéseinek késése is bizonyít (SŰRŰ, 2013).

Csapadékadatok

A lefolyásmodellben felhasznált csapadékadatokat a Jávorkút területén (48°05'45.6"N 20°31'33.8"E) 2005-ben elhelyezett automatizált időjárás állomás mérte. Az állomás óránként rögzíti a mért meteorológiai adatokat (KOVÁCS & LÉNÁRT, 2012). A jelentős karsztárhullámot elindító csapa-

dékesemények közül csupán a 2010. június 1-2. közötti (Angéla) ciklonról nem rendelkezünk óránkénti bontású csapadékadattal (I. táblázat).

I. táblázat

Table 1

Rendelkezésre álló adatok az egyes árhullámokról: - nincs adat; + van adat; *sérült a műszer, értelmezhetetlen adatok; ** csak napi átlag

Available water level and precipitation of flood pulses: - available; + unavailable; *data logger malfunction; ** only daily average

Dátum	Speizi- bg.	Szepesi- bg.	Láner- bg.	Csapadékadat	Hótakaró
2005.07.13	-	+	-	+	-
2006.03.26-04.03.	+	+	+	+	+
2006.06.02-06.06.	+	*	+	+	-
2008.07.23-24.	+	+	+	+	-
2009.12.23-30.	-	+	-	+	+
2010.04.13-18.	-	**	-	+	-
2010.05.15-18.	-	+	-	+	-
2010.05.31-06.3.	-	+	-	-	-

Talajadatok

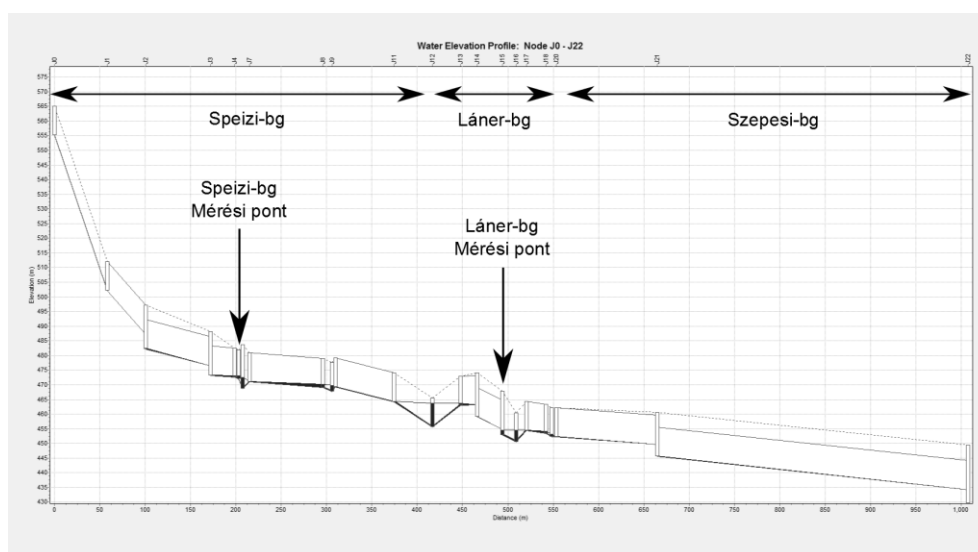
A Talajvédelmi Információs és Monitoring (TIM) és az AGROTOPO adatbázis nem nyújt sok információt, de a területen korábban végzett kutatások (VERESS – ZENTAI 2007, JÁMBOR 1959, SÚRŰ *et al.* 2014) alapján fizikai talajféleség szerint az agyagos és homokos vályogtalajok a jellemzőek. A talajvastagság a karsztosodott töbrös térszíneken igen heterogén. Jellemzően a kis lejtésű térszíneken és a töbrökben felhalmozódott üledékek felett haladja csak meg a két métert.

Lefolyásszámítás

A barlangba bejutó vízhozamot lefolyásmodell segítségével szimuláltuk a rendelkezésünkre álló órás felbontású csapadék idősor alapján. A lefolyás modell felépítéséhez felhasználtuk a területről rendelkezésre álló 50 m-es felbontású ASTER domborzatmodellt, a területhasználatot mutató 2006-os CORINE adatbázist, a terület talajainak fizikai jellemzőiről rendelkezésünkre álló kutatási eredményeket, és a hasonló területekről modellezésénél a szakirodalomban talált értékeket (USDA, Conservation Engineering Division, 1996).

Barlangjáratok geometriája

A modellben felhasznált barlangjárat geometriát a Vidékfejlesztési Minisztérium Országos Barlangnyilvántartásának adatai és helyszíni bejárások alapján vettük fel. Nagy hangsúlyt fordítottunk arra, hogy pontosan kerüljenek be a modellbe az áramlás energiáját megtörő vízesések és visszaduzzasztást okozó szűkületek, barlangi szifonok adatai. Ismeretlen, térképezetlen szakaszok a Speizi-barlang víznyelője és a barlang patakos-ága között, valamint a Speizi- és Láner-barlangok közötti 25 méteres még feltáratlan szifonzakazon voltak. Ezeken a szakaszokon a szomszédos járatokban és a Fehérkői Mészkő Formáció más barlangjaiban mért járatszelvények alapján adtuk meg a várható keresztmetszet adatait. Ezeket később a modell kalibrációja során pontosítottuk (2. ábra).



2. ábra: Modellgeometria a kezdeti vízszintekkel (a Speizi-víznyelőtől a Szepesi-Láner bgrsz. Ny-i-ágáig)
Fig. 2: Geometry of the model and initial heads (from the Speizi Ponor to the West branch of the Szepesi-Láner Cave System)

Barlangi-és karsztvízszintek

Modellünkkel a barlangjáratok karsztos árvizek lefutására gyakorolt hatását kíséreltük meg szimulálni, azokban az esetekben, amikor a karszt árvizei a forrásokon keresztül a felszínen is károkat okozhatnak. Erre lehetőséget azok az esetek nyújtanak, amikor a karsztvíz áramlásának döntő többsége azokon a járatokon keresztül történik, amik alapján a modellgeometriát kialakítottuk, és ahol a mérési pontokat elhelyeztük.

Azt vártuk, hogy ez akkor lehetséges, ha a karszt porozitásának legnagyobb részét adó (KOVÁCS A. 2003, SZILÁGYI et al. 1980) fejletlen járatok, hasadékok jelentős tározási kapacitása feltöltődött. Majd az átlagosnál magasabb karsztvízszintre rakódik rá egy intenzív nagy csapadék okozta markáns árhullám (KOVÁCS & LÉNÁRT, 2012). Az ilyen árhullámok vízszintemelkedést okoznak a barlangjáratok közötti mészkőblokkokban is ezért az NV17-es karsztkút 1993 és 2014 közötti napi átlagos vízállásait vizsgáltuk meg, és leválogattuk az időszak során mért rendkívüli vízszintemelkedéseket. Rendkívülinek azokat az alkalmakat tekintettük, amikor a napi emelkedés nagyobb volt, mint a vizsgált időszakban észlelt napi emelkedések 99%-a, azaz minimum 1,4 m/d. A kiválogatott árhullámokból azokat használtuk fel a modell kalibrációjára, amelyek idején mindhárom barlangi mérőhelyről rendelkezünk vízszint adatokkal.

Az NV17-es kút a benne észlelt vízmozgások sebessége és a fúrási napló alapján nincs közvetlen kapcsolatban nagyobb karsztosodott járatokkal, vízjárása jól tükrözi a barlangjáratok közötti hasadozott blokkok vízmozgását.

A modell felépítése

A modell geometriáját a Speizi-, Lánér Olivér- és Szepesi-barlangok térképei és a poligonok alapján határoztuk meg. A csomópontokat a járatméret változásainál, vízeséseknél és szifonoknál vettük fel. A vízesések esetében a csomópontba torkolló vezeték befolyási magasságát megemeltük a csomópont aljához viszonyítva. Szifonok esetében zárt csőszakaszt használtunk és a szifon kezdetén, mélypontján és végén határoztunk meg csomópontot. Ezt leszámítva mindenhol nyitott csőtípust használtunk. A járatok esetében a szakirodalom alapján (PALMER, 2006) egységesen $n = 0.07$ Manning-féle érdességet használtunk, amit később a kalibráció is alátámasztott. A szifonok esetében a kalibráció alapján az $n = 0.05$ értékkel jobb eredményt kaptunk.

A barlangjáratba bejutó hozamok meghatározása mért adatok hiánya miatt körülményesebb. Ehhez az SWMM hidrológiai csomagjait használtuk: lefolyás (CN módszerrel), talajvíz, hóolvadás.

3. Eredmények

A modellépítés tapasztalatai és problémái

A tartós vízszintemelkedéseket csak a felszíni lefolyás figyelembevételével, reális lefolyási paraméterek és modellgeometria mellett nem sikerült előállítani. Egy-egy árhullám után gyorsan visszacsökkent a vízszint, a szí-

fonok duzzasztó hatása, az előterükben lévő terek záportározóként való működése kevésbé érvényesül. Az adott csomópontban a vízszintemelkedés maximum értékére hatással van a szifon előtti tározótér nagysága, de az árvízi csúcsok ellaposodása, időben való széthúzódása nem jellemző. Az árvizek lefutási ideje szinte független a szifon előtti járatméretektől.

A felszíni lefolyás mellett lehetőség van a beszivárgás és talajvíz figyelembe vételére is, de ebben az esetben is csak koncentrált vízbetáplálásokra van mód. Az ebből származó vízmennyiséget a csomópontokhoz lehet hozzárendelni. A felszín alatti vízből/karsztvízből a diffúz átszivárgást a barlangjáratba így tudtuk modellezni.

Egyik jelentős adathiányunk a víznyelőn bejutó víz hozamának az időszora. A felszíni és felszín alatti lefolyásból származó vízmennyiséget a Jávorkúti automata mérőállomás csapadék időszora és a vízgyűjtő adottságai alapján modelleztük. Hozammérés segítségével az ebből adódó bizonytalanság kiküszöbölhető lenne.

A modell alapján elmondható, hogy nem csak a nem karsztos térszínről lefutó, hanem az agyagpalából, és az azt fedő törmelékből, talajból, a terület forrásain keresztül felszínre jutó és a karsztos vízgyűjtőn beszivárgó víznek is nagy szerep jut. Ez esetben a talajvízadó paramétereinek és karsztos beszivárgásnak az ismeretére is szükség van, ami hozammérésekkel szintén kiküszöbölhető, vagy meghatározható lehet. Az SWMM modell a vízadót nagyon leegyszerűsített módon kezeli, ami nehézkessé vagy lehetetlenné teheti az észlelt idősorok reprodukálását.

A paraméterérzékenységről

A modell paraméterigénye meghaladja az általunk rendelkezésre álló információmennyiséget. Ezen felül az érzékenységi próbálkozások tapasztalataként elmondható, hogy több paraméterre is nagyon érzékenyen változnak a futtatások kimeneti értékei (PETERSON & WICKS, 2006). A munka során a modell kiemelkedően érzékenyen reagált a vízadó kezdeti nedvességtartalmára vagy a szifonszakaszokat felépítő vezetékelemek magasságára. A vízadó egyéb paramétereinek változása is jellemzően nagy eltéréseket okozott az eredményben.

Ez egy sokparaméteres modell esetében kérdésesé teszi a kalibrációt. Ha sikerül is a kalibrálás során a mért adatokkal, megfelelően egyező eredményeket előállítani, az nem biztosíték arra, hogy a valós értékeket legjobban közelítő paraméter kombinációval számoltunk, azaz hiába az eredmények jó egyezése, ha modellünket nem a megfelelő törvényszerűségek működtetik, akkor a kalibrációs értékeken kívüli intra- és extrapolációk során további problémáink támadhatnak.

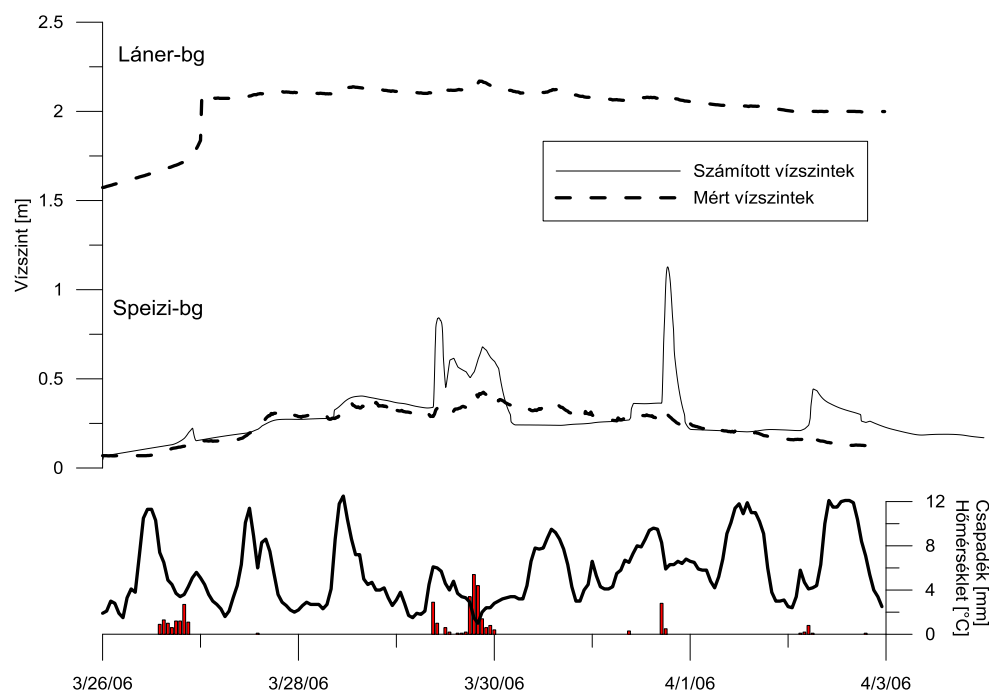
A modellfuttatás eredményei

2006. márciusi árvíz

Kiváltója az intenzív olvadás és a még legalább 60 mm-nyi hóban tárolt vízkészletre ráhulló két csapadék esemény: március 26-án délután 10 mm, 29-én délután 31.5 mm hullás történt (KOVÁCS & LÉNÁRT, 2012).

A csapadék és vízszint idősorok alapján a nagy csapadékhullások által okozott, gyors felszíni lefolyásból származó vízszintemelkedések egyértelműen azonosíthatóak. Ezen felül több másik vízszintmaximum is megjelenik, amiknek a kiváltója a napi hőmérsékletingadozás által okozott hóolvasztás. A csúcsok mellett egy lassú emelkedés, majd lassú apadás is megfigyelhető az adott időszak vízszint idősorában, amit a barlangjáratokba diffúzan bejutó víz okozhatott (

3. ábr).



3. ábra: Számított és mért vízszintek a 2006. márciusi árhullám idején

Fig. 3: Calculated (continuous line) and observed (dashed line) water levels in March 2006

Ez az összetett vízszint idősor megfelelő alap lehet a modell működésének ellenőrzéséhez. Az SWMM segítségével a mért vízszinteket nem sikerült teljes mértékben reprodukálni, de a jellemző változások megjelennek

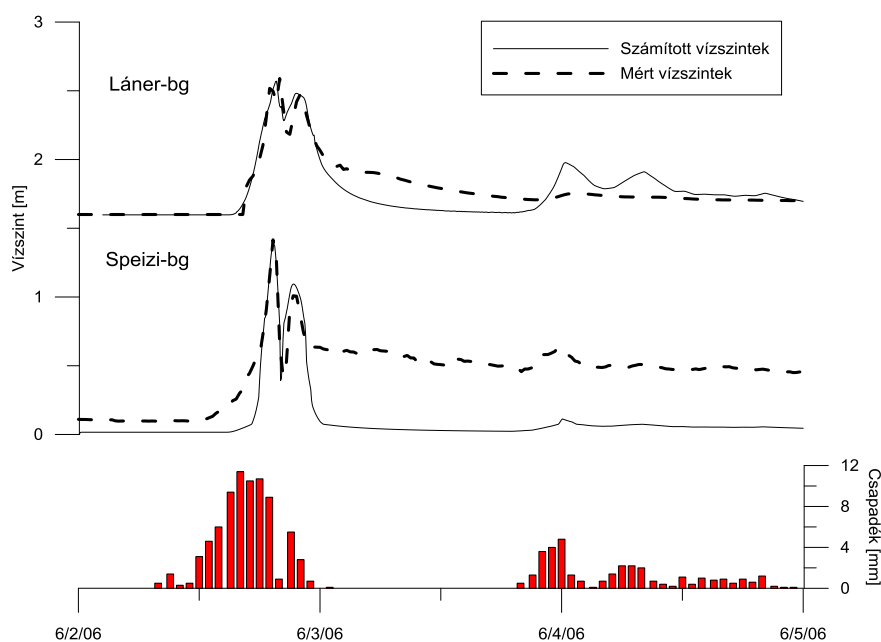
a számított eredményekben. Jó egyezést a lassú emelkedési szakaszban sikerült elérni. A 29-ei és a kisebb 30-ai esőből származó lefolyás viszont már a hóolvadásból származó vízmennyiséggel együtt túlságosan nagy hozamot ad, ami nem egyeztethető össze a mért vízszintekkel. Az apadási időszakban a hóolvadást figyelmen kívül hagyva jobb egyezéseket sikerült elérni. Ezt viszont nem tekintjük jó megoldásnak, mivel a napi hőmérsékletingadozás és hóolvadás által okozott vízszintemelkedések megfigyelhetők a mért adatokban is.

A Speizi-barlangban a vízszintregisztráló utáni szifon jelentős hatással lehet a vízszintekre, visszaduzzadás révén. A szifon járatának szélességének és magasságának változtatására a modell eredménye nagyon érzékenyen reagált. Legjobb eredményeket 20 cm és 30 cm közötti értékekkel kaptunk.

A modell alapján tehát megállapítható, hogy a barlangba bejutó víz egy része csapadékból, másik része pedig a hóolvadásból származik. A bejutás módja szintén megoszlik a felszíni lefolyás (víznyelőn át) és a felszín alatti lefolyás között.

2006. júniusi árvíz

A hónap elején, egy nap alatt leeső 77 mm csapadék a Spezi-barlang járható részének végén, a szifonnál 1,2 métert meghaladó vízszintemelkedést okozott.



4. ábra: Számított és mért vízszintek a 2006. júliusi árhullám idején
Fig. 4: Calculated (continuous line) and observed (dashed line) water levels in July 2006

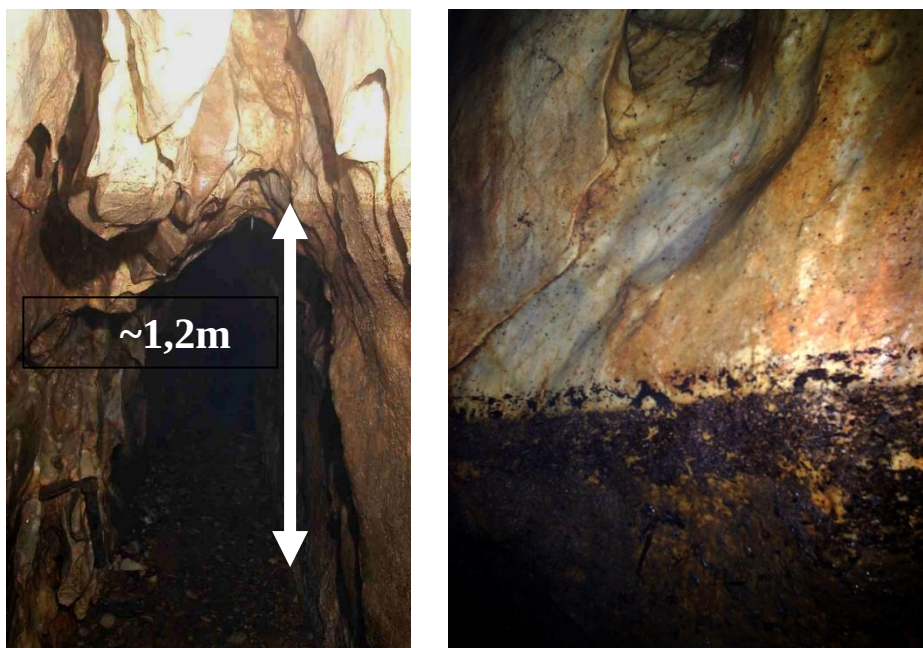
Az első eredményekben a két csúcs között magasabban marad a vízszint, mint ahogy a mért idősorban látható (

4. ábr). Ez a csapadékmérés időbeni felbontásával magyarázható. A csapadék idősorban az 1 óránál rövidebb változások (pl. csapadékszünet) nem jelennek meg a mérésekben, ezzel szemben a vízszintmérések 20 perces mintavételi periódussal történtek. Ezt korrigáltuk a csapadék idősor sűrítésével és az adott szakaszon az óras csapadékokat az első 20 percbe összegeztük (ami még így is töredéke az előző 20 perces időszakokban esett mennyiségnek). Így a maximumok esetében jó egyezést sikerült elérni a mért és számított értékek között.

Az csúcsok lecsengése után ebben az esetben is napokig egy lassan apadó magas vízszint marad vissza, amit nem sikerült a modellel reprodukálni. Az SWMM talajvízadó egységével való közelítés nem vezetett eredményre.

A Láner Olivér-barlangban, a Homokszifonnál a kiugró csapadék hatására a vízszint nagyjából 1 métert emelkedett. Itt szintén jó egyezést sikerült elérni a modellezett és mért vízszintek között. A Speizihez hasonlóan viszont a lassú lecsengés modellezése itt is problémákba ütközött.

A visszaduzzadás a Speizi szifon mögötti részén 1 m körüli, ami nagyon jól egyezik a 2007-es feltárás után itt talált igen határozott színű magasságával (5. ábra)



5. ábra: A Speizi-barlang 2007-ben feltárt új szakaszaiban talált határozott uszadék színlők jelzik az árvíz tetőzési szintjét.

Fig.5: Debris on the wall of newly discovered parts of Speizi Cave indicating flood water level.

4. Összefoglalás

A kutatások során a meglévő barlangtérképek alapján felépített modell rávilágított annak ellenére, hogy a barlang geometriájáról pontos adatok álltak rendelkezésünkre, a többi paraméter megbízhatatlansága megnehezíti a modellezést. Ez kiemelten igaz a barlangba bejutó víz hozamának számítására, ami a munka jelentős részét tette ki. A számításhoz használt paraméterek bizonytalansága valamint a modell egyszerűsített számítási módszere (homogén vízgyűjtőterület, vízáadó) az eredményeket kérdésessé teszi.

Összességében elmondható, hogy az SWMM modell segítséget nyújthat az árvízi vízszint idősorok egyes jellemzőinek vizsgálatához, a lehetséges okok feltárásához. Megbízható előrejelzésre való használatához azonban részletesebb kutatás és adatgyűjtés szükséges.

Köszönetnyilvánítás



A tanulmány/kutató munka a Miskolci Egyetemen működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági

Központ TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projekt-jének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

- CAMPBELL, W. C. – SULLIVAN, S. M. (2002): Simulating time-varying cave flow and water levels using the Storm Water Management Model. – *Engineering Geology*, 65(2-3), pp. 133-139.
- GABROVSEK, F. – PERIC, B. (2006): Monitoring the flood pulses in the epiphreatic zone of karst aquifers: the case of Reka River System, karst plateau, SW Slovenia. – *Acta Carsologica*, 35(1), pp. 35-45.
- JÁMBOR, Á. (1959): A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog”-képződményei. – *Földtani Közlöny*, 89, pp. 181-184.
- KOVÁCS, A. (2003): Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers.: PhD Thesis, Neuchatel: UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL, 131 p.
- KOVÁCS, P. – LÉNÁRT, L. (2012): A 2006-os és 2010-es bükki karsztárvizet okozó csapadékok elemzése. – In D. Nyári (Szerk.), Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, (pp. 1098-1108). Szeged.
- LÉNÁRT, L. – DARABOS, E. – CZESZNAK, L. – HERNÁDI, B. – KOVÁCS, P. – TÓTH, K. – . . . BALLA, B. (2013): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer 20 éves fennállása alatt elért legfontosabb kutatási eredmények, ill. a jövőbeli kutatási irányok áttekintése. – In B. Zákányi, & K. B. Faur (Szerk.), IX. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia. Miskolc: Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, pp. 378-383.
- LI, Y. – JIANG, Y. – YUAN, D. – LI, L. (2008): Modeling hydrological responses of karst spring to storm events: example of the Shuifang spring (Jinfo Mt., Chongqing, – China). – *Environmental Geology*, 55, pp. 1545-1553.
- PALMER, A. N. (2007): Cave Geology (Third Edition (2012)). (R. A. WATSON, Szerk.) Dayton, Ohio, United States of America: CAVE BOOKS, 454 p.
- PELIKÁN, P. (2005): A Bükk hegység földtana. Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.p. 284.
- PELIKÁN, P. – BUDAI T. – LESS, G. (2005): A Bükk hegység földtana:magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000). – Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet.

- PETERSON, E. W. – WICKS, C. M. (2006): Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in karst systems using the storm water management model (SWMM). – *Journal of Hydrology*, 329, pp. 294-305.
- ROSSMAN, L. A. (2007): Storm water management model user's manual version 5.0. – Cincinnati, Ohio, United States: US- EPA.
- SÁRVÁRY, I. (1969): A Létrás-Istvánlápai-barlangrendszer. – *Karszt és Barlang*, II., pp. 53-56.
- SÚRŰ, P. (2010): Legújabb karszthidrogeológiai kutatási eredmények a Fehérkői Mészke Formáció Szinva-völgytől nyugatra eső szakaszán. Diplomamunka Miskolc: Miskolci Egyetem.p. 52.
- SÚRŰ, P. (2013): Barlangi vízfolyások várható árvízi vízszintjének meghatározási módszerei bükki karsztárterek alapján. – *Karsztfejlődés*, XVIII., pp. 37-48.
- SÚRŰ, P. – PETHŐ, G. – NÉMETH, N. (2014. április 3-6.). Töbrök vízföldtani és geofizikai vizsgálata. – Bányászati, Kohászati és Földtani konferencia, XVI., pp. 233-237.
- SZILÁGYI, G. – BÖCKER, T. – SCHMIEDER, A. (1980): A Bükk hegység regionális hidrodinamikai képe és karsztvízforgalma. – *Hidrológiai közlöny*, 2., pp. 49-55.
- USDA, Conservation Engineering Division. (1996. Június). Urban Hydrology for Small Watersheds. Technical Release 55, Second Edition, 164. Washington DC, United States of America: USDA.
- VERESS, M. – ZENTAI, Z. (2007): Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaterületén a mészkőfelek morfológiájának és a fedrőledékek szerkezetének értékelésével. – *Karszt és Barlang*, 2007, pp. 37-54.

KARSZTÁRVIZEK KELETKEZÉSE A KELETI BÜKKBEN

KARST FLOOD'S GENESIS IN THE EAST PART OF BÜKK

**HERNÁDI BÉLA – CZESZNAK LÁSZLÓ – JUHÁSZ BÉLA – KOVÁCS
PÉTER – LÉNÁRT LÁSZLÓ – TÓTH MÁRTON – TÓTH KATALIN**

Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Környezetgazdálkodási
Intézet (ME KGI), Kútforrás Projekt, 3515 Miskolc, Miskolc-Egyetemváros,
hernadib@t-online.hu

Abstract: In the past 300 years the city of Miskolc was endangered seriously in many cases by floods of Szinva Stream and its collateral watercourses. In the recent and distant past major floods ran along the stream. The floods getting bigger during the past 22 years with the frequency of 4-6 years, the infections caused by the flood at Whitsun in 2006 and the flood events of the 2010s made it necessary to create a karst flood forecasting system. 'BKÉR' system has been operating since 1992 in the Bükk Hills and karst water monitoring wells have been made in the course of diagnostic monitoring. The provided data can be improved to be suitable for this karst flood forecastsystem with some minor expansions. By linking the measuring objects in the river basin to an online central computer the following parameters can be determined:

- *The amount of rain falling on the river basin (at each rain gauge station, and by precipitation radar)*
- *Culminations of the flood in the karst resulted by rainfall, the expected time and level of its appearance in the water-springs.*

With the awareness of all this information a possible karst flood could be predictable in the city several hours, sometimes several days beforehand in order to ensure the leaders be prepared for protection.

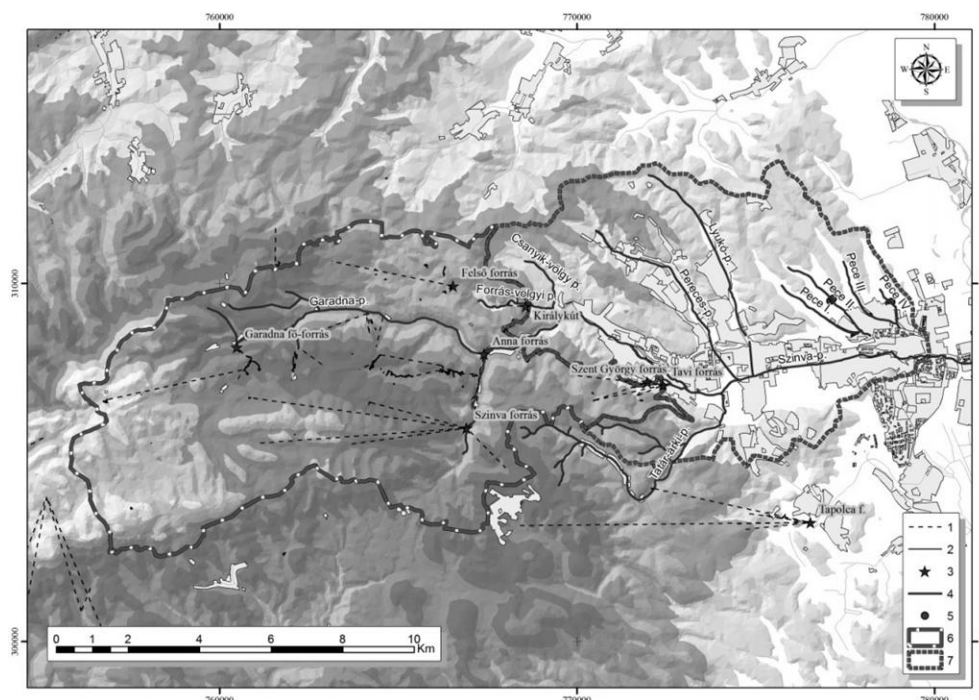
Bevezetés

A tanulmány célja a Bükk K-i részén, ezen belül a Szinva-patak vízgyűjtő területén az elmúlt 300 évben rövid idő alatt, nagy mennyiségben lehulló extrém nagyságú csapadékok (csapadékcsoportok) okozta karsztárvizek bemutatása és a jövőbeni előrejelzés lehetőségeinek vizsgálata. A hiteles dokumentáltsága miatt kiemelten foglalkozunk a Miskolc városát érintő 2006-os és 2010-es eseményekkel.

A vizsgált terület legjelentősebb vízrendszere a Szinva-Garadna és az ehhez tartozó oldalági vízgyűjtőkkel és az erre támaszkodó karsztforrások vízgyűjtőivel (1. ábra). A Miskolcot átszelő Szinva-patak árvizei általában gyors lefolyásúak és kettéoszthatók a felszíni és a felszín alatti lefolyás különbsége szerint:

- Villámárvíz: a felső vízgyűjtő szakaszra nagymennyiségben hullott, vagy hirtelen hóolvadásból származó, nagy intenzitású, nagy hordaléktartalmú, rendkívül gyorsan kialakuló árvíz.

- Karsztárvíz: a felszíni vízgyűjtőre támaszkodó karsztforrásokhoz tartozó vízgyűjtőterületeken kialakuló villámárvíz, mely a karsztforrásokban a karsztvízszinttől függő késleltetéssel és kisebb hatással, de jelentős tartóssággal jelenik meg.



1. ábra: A Szinva- és Garadnapatak vízrendszere, DDM50-es alaptérképen ábrázolva (Hernádi 2014)
 Jelmagyarázat: 1 víznyomjelzés iránya; 2 barlangi alaprajz; 3 MIVIZ karsztforrás; 4 Szinva vízrendszere; 5 Pece-patak gátak; 6 Szinva-Garadna-völgyi karsztforrások vízgyűjtője; 7 Szinva vízrendszer felszíni vízgyűjtője
 Figure 1.: The watersystem of Szinva – and Garadna-streamsshownon 'DDM50' basic map. (Hernádi 2014)
 Legend: 1 watertracingdirection; 2 cavelayout; 3 MIVIZ karstspring; 4 Szinva's watersystem; 5 dams of Pecebrook; 6 The water system of Szinva-Garadna valley karst springs; 7 The system of Szinva surface river basin

A karsztárvíz ritkán alakul ki egy egyszeri nagy csapadékmennyiség következtében. Általában előzetes csapadékeseményeket követően, magas karsztvízszint helyzetben, a lehulló nagycsapadék hatására jön létre. Mediterrán ciklon okozta egymást erősítő villám és karsztárvíz hatására jön létre az igazán nagy, Miskolcot veszélyeztető árvíz.

A történelmi múlt ismerete a jelen jobb megismeréséhez szükséges. A bükki árvizek történelme Miskolc város krónikája révén már több mint 300 évre tekint vissza. Ez idő alatt 22 jelentősebb árvíz vonult végig a városon, melyek fele az 1800-as évekhez kötődik. Az árvizek elleni védekezést a közelmúltig csak az események követése és az azokra válaszként megszületett intézkedések jellemezték.

Az írásos emlékek többsége a Szinva- és a Pece-patakok árvizeiről tesz említést, melyek közül több adattal a Szinva vízjárásáról rendelkezünk.

A jelentősebb árvizek a történelmi múltban

1691 május 23.: heves felhőszakadás és jégeső kíséretében 60-100 mm csapadék hullott 2 óra leforgása alatt a teljes vízgyűjtőre (RÉTHLY 2009). A városban egy vásár miatt sok embertartózkodott, ezért a kialakult árvíz sok halottat követelt. A Szinva-patak a Papszer kivételével az egész várost elöntötte, a patak völgyében az összes ház tönkrement (SCHWENDTNER 1935).

1788 január: 50 mm-nyi csapadék hullott rövid idő alatt. A helyi újságban megjelent cikk szerint „*emberemlékezet óta nem volt ekkora árvíz*” (RÉTHLY 2009). Nem közvetlenül ezután az esemény után, de 1812-ben megépült a Hámori-tó gátja.

1845 július 17-18.: 36 órán át tartó heves esőzés során 100 mm-nyi csapadék hullott a területen. A karsztban kialakult árvíz részben egybeesett a felszíni lefolyású árhullámokkal (akárcsak 1878 nyarán). Ez az áradás 20 emberéletet követelt, ugyanis egy köhíd összeomlott és valószínűleg a rajta tartózkodó korabeli „*katasztrófa turistákat*” találták meg a híd romjai alatt.

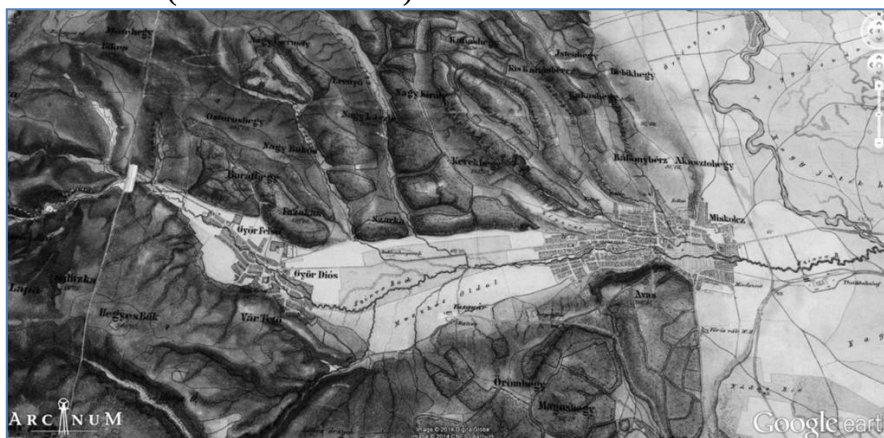
1878 augusztus 30-31.: zivatar és felhőszakadás kíséretében 100-120 mm csapadék hullott. A korabeli leírások alapján az árvíz után „*Diósgyőrben a Szinva-patak medre egy álló hétig tele volt*”, amiből arra következtünk, hogy a karszt is jelentős mértékben telítődhetett. Ez Miskolc történetének eddigi legnagyobb, és a mai Magyarország területén a legtöbb, 277 halálos áldozatot követelő árvíz volt, amely tipikusan zivatarokhoz köthető felhőszakadásokból alakult ki. A Bükk hegységből lezúduló víz felduzzasztotta a Szinva- és a Pece-patakokat, így azok másnap, augusztus 31-én hajnalban medrükből kilépve álmukból riasztották a polgárokat és elpusztították Miskolc belvárosának jelentős részét (1. kép).

Ebben az időben a Szinva-patak völgyének beépítettsége miatt a hegyekből lezúduló víztömeg meg-megakadt az útjába kerülő hidakban, malomgátakban, házakban, és erejénél fogva azokat magával sodorta, így az útja során nagy mennyiségű hordalékot halmozott fel a lentebb fekvő és a megmaradt hidak és zsilipek környékén. A korabeli leírások szerint a belvárosban a vízszint igen gyorsan emelkedett, így a menekülés szinte lehetetlen volt. A város egyes részein 4-6 méter magasan állt a víz. 277 emberáldozatot követelt, a város lakóépületeinek a fele, 2182 összedőlt. Ezután teljes önerős újjáépítés következett (HOITSYP. 1878, KOVÁCS 2007), KOVÁCS 2008).



1. kép: Karsztárvíz Miskolcon, a Szinva-1878 augusztus 31.
 Picture 1.: Karst floods in Miskolc, in the Szinva-31. August 1878

Ezt követően, egy hónappal később, szeptember 27-én az Óhután (Bükkszentlászló) kialakult felhőszakadás nyomán 1,5 m-rel kisebb árvízi csúcs alakult ki (SZENDREY 1886).



2. ábra: Szinva a szabályozás előtt (1806-1869) II. Katonai Felmérés alapján
 Figure 2.: Szinva stream before the regulation (1806-1869) based on II. the Military Survey

1879 május 10-11.: egy évvel később tartós esőzések hatására a Szinva-patak ismét több utcát elöntött Miskolcon.

A fent leírt előzmények után a város akkori polgármestere, Soltész Nagy Kálmán a Szinva-patak szabályozási tervét „ellentmondást nem tűrő módon” betérjesztette a város képviselőtestületének (DOBROSSY VERES 1978).

A Szinva a szabályozás előtt még két ágra szakadt. Ezt az állapotot mutatja be a „*II. Katonai felmérés*” során készült térkép Miskolcra, melynek elkészítését I. Ferenc József császár rendelte el 1806-ban (2. ábra).

A terv megvalósítása során az eredetileg több ágra szakadó meder megszűnt, a vizet torlasztó malmokat, gátakat elbontották és még a szennyvíz bevezetését is megtiltották. Ez után a Szinva-patakon levonuló árvizek nagyobb számú halálos áldozatot már nem követelt, és az árvíz okozta károk is jelentős mértékben csökkentek.

A világháborúk és azt követő pénztelenség miatt a nagyvízi meder burkolása az eredeti elképzeléshez képest 100 évet késett, és csak az 1970-es években készült el Majlát városrészről a belvárosig.

A XIX-XX. század fordulóján Miskolc belvárosának különleges hangulata volt. A szűk völgybejárat beépítettsége miatt a Szinva-patak partjáiig húzódó épületsorok a békebeli Velencét idézték. Szép és az árvizes időszakban az épületek gáthatása miatt veszélyes is volt egyben (2. ábra).

A „jelenkor” dokumentált árvizei a Szinva-patakon

1958 június 11-12-én a Bükkben, Bükkszentkereszt és Hollóstető térségében az észlelt csapadék mennyisége 260-280 mm, de a Hármaskúton lehullott, ennél jóval kisebb, 170 mm körüli csapadék is olyan nagyságrendű, melynél az előző 55 évben nem mértek nagyobbát. Ez azt jelenti, hogy a korábban említett csapadékmérő állomások adatai alapján két egymást követő napon a lehullott csapadék mennyisége meghaladta a 100 mm-t. (Ehhez hasonló időjárási helyzet sem előtte, sem az óta nem fordult elő.) Ennek hatására hatalmas árhullám indult el a Felső-Szinván és a Garadnán. A kialakult árvíz következményei:

- A karsztból addig soha nem látott helyeken tört fel a víz, sőt Lillafüreden ismét forrásként működött az István-barlang, amelynek bejáratán át méteres magasságban ömlött ki a víz a műútra (2. kép).
- Félő volt, hogy az 1812-1813-ban épült Hámori-tó gátja is átszakad, ezért nehéz teherautókkal próbálták stabilizálni. Szerencsére a félelem alaptalannak bizonyult, és a víztározó töltése jól állta a megemelkedett vízoszlop nyomását. A tó felső, Garadna felőli végén az árvíz elöntötte a Lillafüred-Ómassa közötti utat, itt helyenként másfél-két méter magas víz hömpölygött.
- A Garadna- és a Szinva-patak egyesült vize sok házat elöntött Felsőhármorban, így ott kitelepítésekre is sor került.
- Ebben a helyzetben szerencse volt, hogy a nagy esőzés leginkább a Bükk hegységet érintette, így a Miskolcra hulló 70-100 mm-nyi csapadék vi-

szonylag kisebb vízmennyiséggel járult hozzá a Felső- Szinva-patakból (becslések szerint $40 \text{ m}^3/\text{s}$ -os vízhozam), a Hámori-tóból érkező Garadna-patak vizével bővülve $50 \text{ m}^3/\text{s}$ -ot meghaladó maximális vízhozamhoz (BA-BOS Z. 1960).



2. kép: Lillafüred, István-barlang bejárata 1958-ban és 2010-ben
 Picture 2.: Lillafüred, István-cave entrance in 1958 and 2010

A két világháború miatt a nagyvízi meder tervezett burkolása elmaradt. Az 1958-as árvizet követően 1960-tól évente 1 millió Ft-ot szavaztak meg a munka folytatására (GÁL 1984). A közelmúltban, 2006-ban kialakult árvíz következtébe fertőzéssel járó járvány vonult végig a városon, melynek a következménye komoly vízminőség-védelmi intézkedéssorozat lett. Ennek eredményeképpen a lényegesen nagyobb, 2010-es kettős árvíz Miskolc ivó-vízellátása biztonságát már nem veszélyeztette és csak a Szinva-patak felső szakaszán okozott elöntéseket. Ezt követően a papírgyári védőművek kiépítésével folytatódott a patak szabályozása.

A 2006-os karsztárvíz és időjárási előzményei

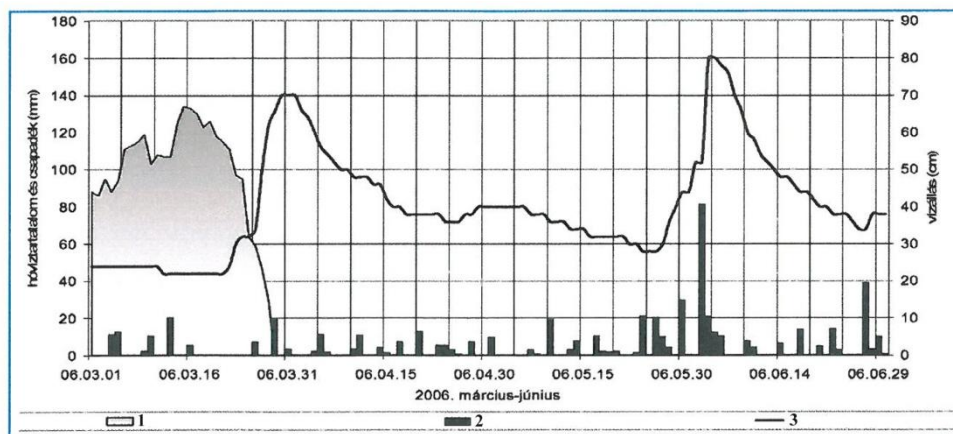
A csapadékos 2005 után 2006 januárja és februárja átlag körüli csapadékot hozott. Ennek nagy része hó formájában megmaradt, majd március elején –

az átlagosnál lényegesen hidegebb időben – újabb hó felhalmozódás történt. Március második felére a Bükk hegység magasabb részein 100-160 mm-nyi, hóban tárolt vízkészlet gyűlt össze. Ezt követően a hónap utolsó hetében indult meg a folyamatos és erős olvadás.

Áprilisban ezt a folyamatot változó intenzitású, gyakori esőzések kísérték, a hónapban csak 5-6 száraz nap volt. Május első részében a lehulló csapadék a változékony időjárás mellett „csak” az átlagoshoz közeli volt. A hónap utolsó harmadában azonban egyre jelentősebb esőzéseket okozó lég-hullámok érték el a Kárpát-medencét, és 7-8 nap alatt egy havi (80-90 mm) csapadék áztatta a Bükk térségét (3. ábra).

Összefoglalva: március végétől május utolsó napjáig (bő 2 hónap alatt) a télen felhalmozódott hó olvadása és a tavaszi hónapok csapadéka együttesen 400-450 mm-nyi eső lehullásával volt egyenértékű, ez 300% körüli pozitív anomáliát jelentett (KOVÁCS - LÉNÁRT L. 2012).

Ez a feltöltődési időszak előzte meg annak a mediterrán ciklon front-rendszerének érkezését, amely az Appennin-félsziget felett képződött, majd június 2-án elérte a Kárpát-medence térségét és rendkívüli csapadékaival a 2006-os karsztárvizet kiváltotta.



3. ábra: A 2006. júniusi árvíz hidrogeológiai jellemzői a Garadna-forrásban (KOVÁCS- KOVÁCS 2007)

Jelmagyarázat: 1 hóvíztartalom [mm]; 2 csapadék [mm]; 3 vízállás [cm]

Figure 3.: Flood hydrogeological characteristics of the Garadna spring in June 2006 (KOVÁCS - KOVÁCS 2007)

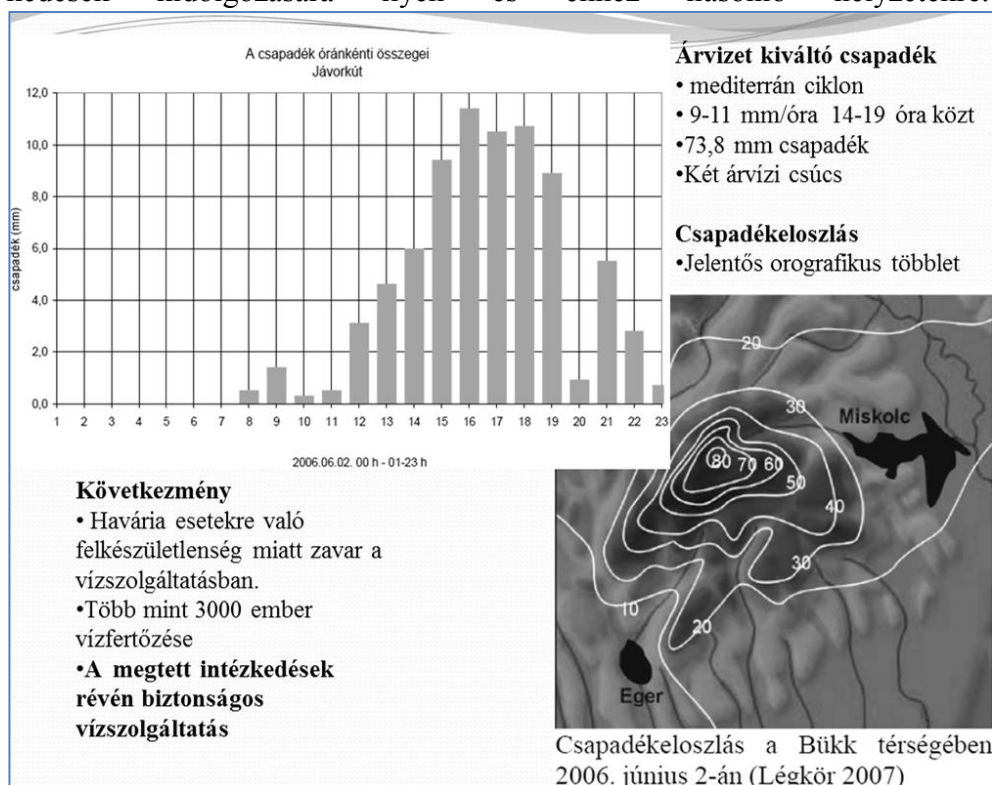
Legend: 1 snowwatercontent [mm]; 2 precipitation [mm]; 3 waterlevel [cm]

A légörvény csapadék zónája június 2-án a reggeli órákban érte el a Bükk térségét. Délig csak szemerklő, gyenge eső esett, ami inkább csak a talajt és a növényzetet nedvesítette, így komolyabb lefolyást még nem okozott. Az esőzés legintenzívebb szakasza 14-19 óra között volt. (KOVÁCS – KOVÁCS 2007.). Ebben az időszakban Jávorkúton óránként 9-11 mm eső, záporosó hullott, míg 11-22 óra között összességében 73,8mm-t mért az au-

tomata (3. ábra).

A csapadék eloszlása jelentős orografikus többletet mutatott, hiszen míg a Bükk-fennsíkon 50-80 mm-t, addig a Bükk lábainál mindössze 10-20 mm-t mértek. A lehullott csapadékmennyiség villámárvizet okozott a Szinva-patakon.

A karsztárvíz június 3-4-én, Pünkösdkor érte el Miskolc városát. Ez a vízszolgáltatót váratlanul érte, így fordulhatott elő, hogy több mint 3 000 ember vírusfertőzést szenvedett az ivóvízet elszennyező fekál-coli szennyeződéstől. A szennyezés következtében sor került vízminőség-védelmi intézkedések kidolgozására ilyen és ehhez hasonló helyzetekre.



4. ábra: A 2006 június 2-én Jávorkúton mért csapadék mennyiség, intenzitás, eloszlás a Bükkben (KOVÁCS-KOVÁCS 2007)

Figure 4.: Measured water quantity, intensity, distribution on Juny 2th 2006 in Bükk Mountains in Jávorkút (KOVÁCS-KOVÁCS 2007)

A 2010-es karsztárvíz és meteorológiai előzményei

A meteorológia észlelések kezdete 1870 óta hazánk területén a 2010-es év bizonyult eddig a legcsapadékosabb évnek (5. *ábra*). A csapadék mennyiség éves összegének új rekordja a Bükk hegységben, Jávorkúton született meg 1555 mm-rel. A régi rekord: 1 510 mm, Kőszeg-Stájerházak, 1937. (köponyeg.hu, <http://koponyeg.hu/hireso/170-lexikon-idojarasi-rekordok-magyar-oroszagrol>).

Ebben az évben jöttek létre olyan Szinva árvizek, amelyek a patak felső folyásán legnagyobb részben karsztból kilépő vízből táplálóztak. Emellett a Bükk hegységben eddig még nem tapasztalt helyeken és eddig egyáltalán nem látott vízhozammal jelentek meg források, sok esetben helyi elöntéseket és komoly károkat okozva.

Az árvizet kiváltó események előzménye az április 13-14-én létrejövő, több központú mediterrán ciklonrendszer volt, amely május-júniusban vonult át az országon.

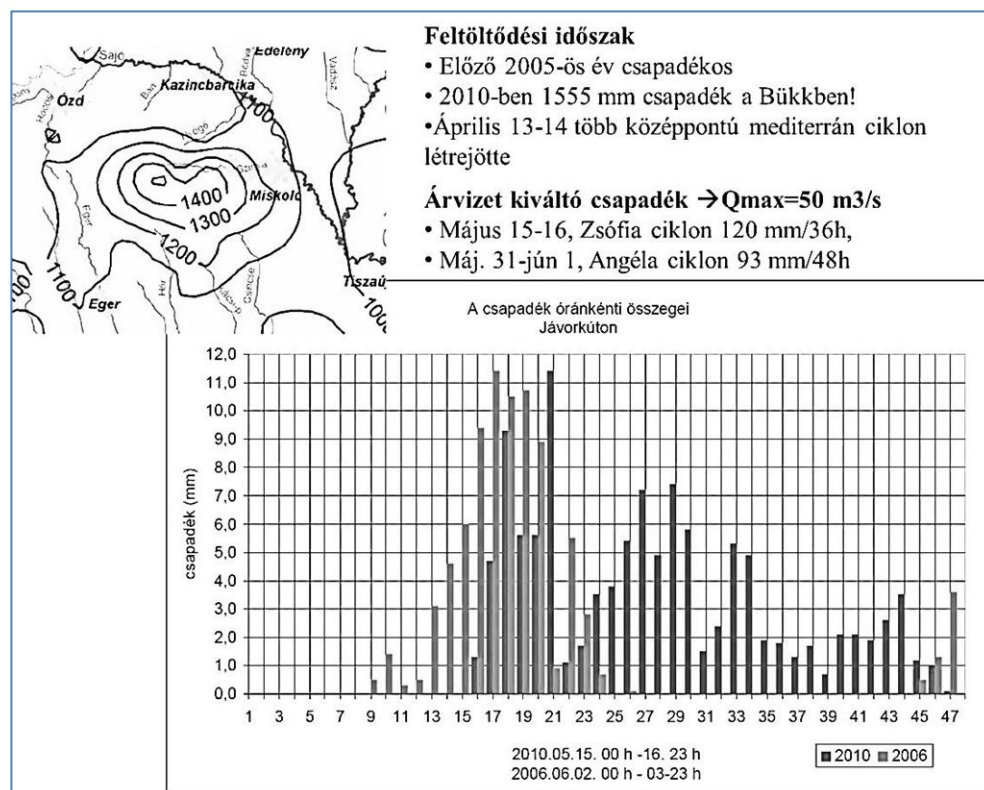
2010 május 15-16-án átlag feletti csapadékos időszak után mediterrán ciklonrendszer, a Zsófia-ciklon vonult át a vízgyűjtő felett, melynek következtében 120 mm csapadék hullott 36 óra leforgása alatt. Ez az esőzés karsztárvizet okozott Miskolc Felső-Majláth városrészén, ahol a Szinva-patak kilépett a medréből.

Ezt követően május 31-én és június 1-én újabb mediterrán ciklonrendszer, az Angéla névre keresztelt ciklon haladt át a térség felett, és 93 mm esőt hozott 48 óra leforgása alatt. Ennek hatására jelentős árhullám alakult ki a Szinva-patakon (5. *ábra*).

Mindkét csapadérendszer jelentős árhullámot okozott a Szinván, de karsztárvizet csak a május közepi hozott létre, amely a 4 évvel korábbinál (2006-os) is jelentősebb volt (KOVÁCS- LÉNÁRT 2012).

A 2006-ban bevezetett intézkedéseknek köszönhetően a 2010-es kettős árvíz Miskolc ivóvízellátás biztonságát már nem veszélyeztette. Ez után a rövid idő alatt ismétlődő árvízveszélyes időszak után Miskolc város vezetése folytatta a Szinva-patak szabályozását a Papírgyári védőművek kiépítésével. A gyakori árvizek oka, hogy a Bükk-hegység ma Magyarország egyik legcsapadékosabb helye. A Bükk-fennsíkon lehulló csapadék sokéves átlagban eléri, illetve meghaladja a 800 mm-t. A domborzat és a csapadékot hozó légtömegek együttes hatására a hegység DNy-i, D-i vonulatain és előterében - ugyanazon a tengerszint feletti magasságon - éves átlagban 50-100 mm-rel több csapadék hull, mint az „árnyékolt” É-i és ÉK-i területeken. Az elmúlt 10-15 évben a Bükk hegységben az éves csapadék átlaga jelentős mértékben nőtt (pl.: Jávorkúton 1991-2010 között 938 mm, 1995-2010 között 1000 mm csapadék hullott). Az utóbbi 15 évben megváltozott a csapadék éven belüli eloszlása is. A 6. *ábrán* jól látszik, hogy május, június és legfőképp július

átlagos csapadéka milyen nagymértékben növekedett (KOVÁCS - LÉNÁRT 2012).

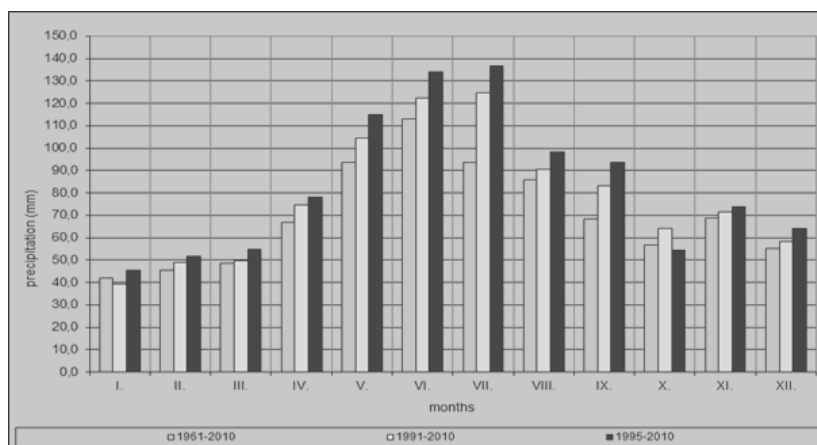


5. ábra: A 2010. évi csapadék eloszlása a Bükkben. Feltöltődési időszak. Árvízét kiváltó 2010. évi csapadékok. 2010 májusában és 2006 júniusában Jávorkúton mért csapadék (KOVÁCS A., KOVÁCS P. 2007)

Figure 5.: The 2010th yearly precipitation distribution in Bükk. Period of filling up. Precipitation causing floods: 2010 In May 2010 and June 2006 precipitation measured in Jávorkút (KOVÁCS A., - KOVÁCS P. 2007)

A karsztárvizek előrejelzése

A szélsőséges időjárási viszonyok hatására (7. ábra) elmondható, hogy 4-6 évenként minimum és maximum karsztvízszint rekordok jöhetnek létre. Magas karsztvízszintnél jelentkező nagy csapadék (mediterrán ciklon), vagy hirtelen hóolvadás esetén 4-6 évenként kialakuló egyre nagyobb extrém karsztvízszint a növekvő árvízveszélyre hívja fel a figyelmet. Ennek ismeretében Miskolc Város Polgármesteri Hivatala felkérte a Miskolci Egyetemet karsztárvíz előrejelzési rendszer tanulmány tervének elkészítésére. A dolgozatban a tanulmányterv eddigi eredményei alapján a karsztárvíz előrejelzés lehetőségeit mutatjuk be, mely egyben a kiépítendő rendszer elvi alapját képezi (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS - MÁTYÁS 2014).

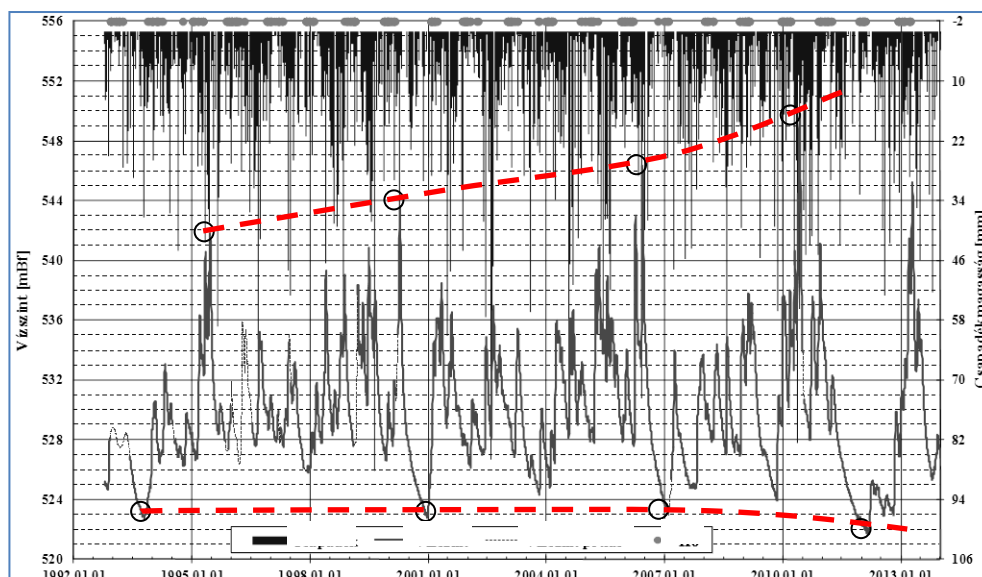


6. ábra: A csapadék havi átlagai Jávorkúton (KOVÁCS P., LÉNÁRT L. 2012)
 Figure 6.: Monthly average precipitation datas in Jávorkút (KOVÁCS P., LÉNÁRT L. 2012)

A Bükk hegységben és ezen belül a 8. ábrán feltüntetett a vízgyűjtő területeken és környezetükben 1992-óta „üzemel” a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR), mely karsztvízszint figyelő kutakból, barlangi mérőhelyekből és meteorológia mérőállomásokból áll. Ezen figyelőrendszer Nv-17-es figyelőkútjában a 2006 és 2010 években regisztrált vízszint adatai jól mutatják a csapadék események karsztba jutó részének karsztvízszint növelő hatását és éven belüli eltéréseit. Ezt a 8. ábra mutatja, melyen a 2012-ben tapasztalt szélsőségesen száraz időjárás következtében kialakult karsztvízszinttel is összehasonlítást tettünk.

A város árvízvédelmi előrejelzési rendszerének kiépítése szempontjából meghatározó terület a Szinva-vízrendszer felszíni vízgyűjtője és a hozzá tartozó karsztforrások vízgyűjtő területei (9. ábra).

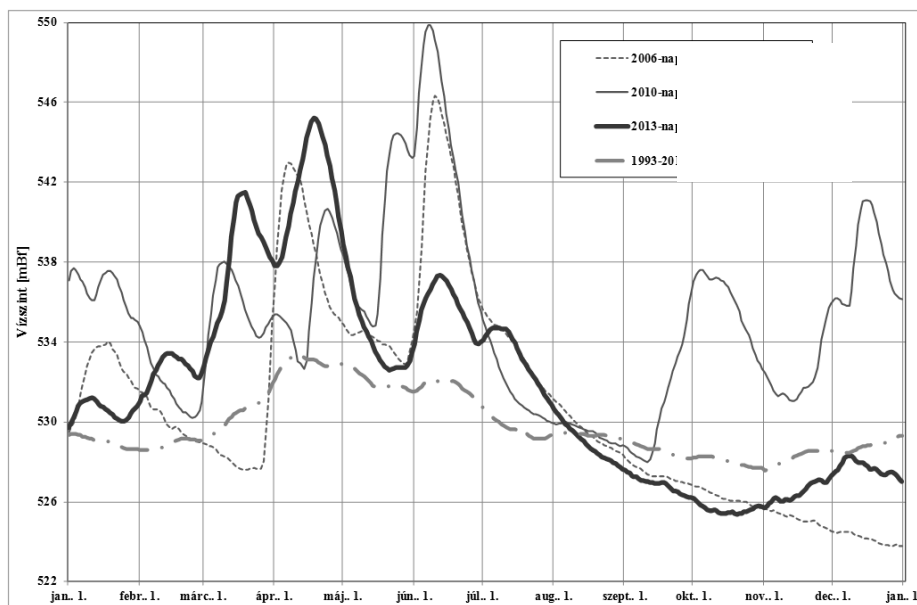
Az összegyülekezési idő, a becsült árvízi hozam egy-egy részvízgyűjtő területen nagyban meghatározza az előrejelzés lehetőségeit. E tekintetben a 162,3 km² területre eső 24 részvízgyűjtő területet árvíz veszélyességi osztályokba soroltuk. Az osztályba sorolás annak függvénye, hogy az adott vízgyűjtőn hirtelen lehullott nagyobb csapadékmennyiség hatására kialakuló árvíz milyen veszélyt jelenthet Miskolc városára.



7. ábra: Szélsőséges karsztvízszint változások az Nv-17 jelű kútban és Jávorkút (Bánkút) csapadékadatok (1992-2013)(LÉNÁRT - HERNÁDI- KOVÁCS- MÁTYÁS 2014)

Jelmagyarázat: 1 csapadék [mm]; 2 vízszint [mBf]; 3 vízszintpótlás [mBf]; 4 hó

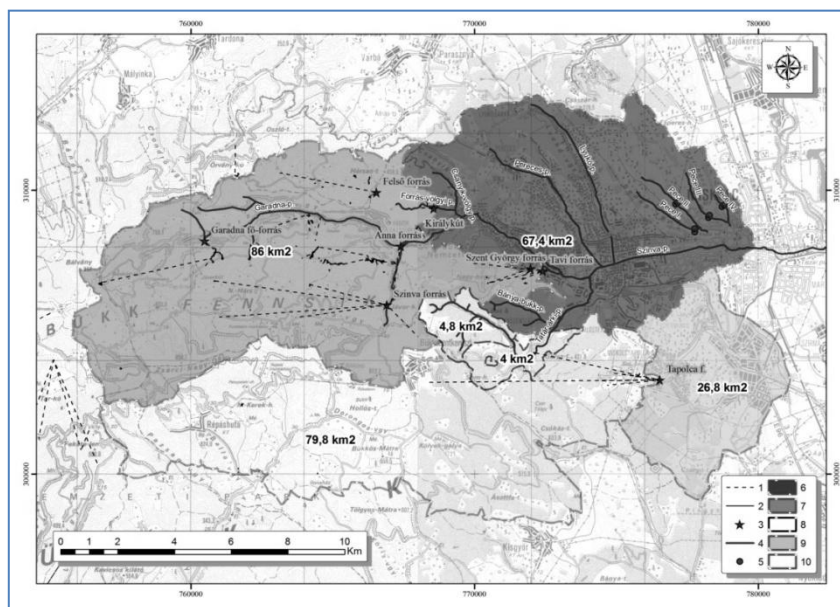
Figure 7.: Extreme karst water level changes in the well Nv-17 and precipitation datas of Jávorkút (Bánkút) (1992-2013) (LÉNÁRT - HERNÁDI- KOVÁCS- MÁTYÁS 2014)



8. ábra: BKÉR Nv-17 jelű figyelő kút napi átlagos vízszint adatai(LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS - MÁTYÁS 2014)

Figure 8.: 'BKÉR' Nv-17 monitoring well daily average water level datas (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS- MÁTYÁS 2014)

Árvíz-veszélyességi szempontból négy osztályt különböztetünk meg. Az I-IV-ig növekvő számozás a fokozódó árvízveszélyre hívja fel a figyelmet. Az elmúlt 300 év tapasztalata alapján a legnagyobb veszélyt a Szinva és az oldalági felszíni vízgyűjtőkre hullott nagy csapadékok jelentik, mely nagy beépítettség esetén, igen rövid időn, akár 10 percen belül is, villámárvizek kialakulását okozzák.



9.ábra: Felszíni vízfolyások és karsztforrások vízgyűjtő területei a Bükk hegységben Miskolc városa környékén (LÉNÁRT-HERNÁDI-KOVÁCS-MÁTYÁS 2014)

Jelmagyarázat: 1 víznyomjelzés iránya; 2 barlangi alaprajz; 3 MIVIZ karsztforrás; 4 Szinva vízrendszere; 5 Pece-patak gátak; 6 Szinva vízrendszer felszíni vízgyűjtője; 7 Szinva-Garadna völgyi karsztforrások vízgyűjtője; 8 Tatár-árki-patak vízgyűjtője; 9 Hejő-patak felszíni vízgyűjtője; 10 Miskolctapolcai Vízmű Új-kút karsztvízgyűjtő

Fig. 9: Catchment basins of surface water flows and karst springs in the Bükk Hills environment of the city of Miskolc

Legend: 1. water tracing direction, 2. cave layout, 3. MIVIZ karst spring, 4. Szinva's watersystem, 5. dams of Pece-patak, 6. The system of Szinva surface river basin, 7. catchment basin of the Szinva-Garadna valley karst springs, 8. Tatár-ditch brook river basin, 9. Surface river basin of Hejő-brook, 10. Karst water catchment of Miskolc-Tapolca Waterworks' 'Új-kút'

A helyzetet súlyosbíthatja a beépítettség (Miskolc belvárosa), mely az igen nagy lefolyási tényező miatt rövidebb idejű összegyülekezéssel és magasabb árvízi csúccsal fokozottan veszélyes. Részleges védettséget a karsztos területek jelentik, mert a ráhullott csapadék karsztvízszinttől függően csak napos, több napos késleltetéssel jelenik meg a karsztvízgyűjtőhöz tartozó karsztforrásban. Közel teljes védettséget pedig a tározók (Hámori-tó) és a csapadéktározók (Pece-patakon) jelentik, melyek a rájuk futó árvízi csúcsokat „levágják” és csak egy-egy adott mennyiséget engednek át magukon. A

közel teljes védettség csak jól karbantartott árvízi műtárgyakra igaz. A Hámori-tó esetében ez a fenékleürítő megbízható nyitható és zárhatóságát jelenti, a csapadéktározóknál pedig az árvíz akadálytalan levonulását segítő megtisztított műtárgyakat. A Hámori-tó esetében gondoskodni kell az árvizeket megelőzően az előzetes fenékleürítőn keresztüli vízszintcsökkentésről, így a tó puffer kapacitását lehet növelni és a lerakódott nagymennyiségű iszap egy részétől is meg lehet szabadulni. Az említett 10. ábrán a fenti szempontok figyelembevételével végeztük a vízgyűjtő területek osztályba sorolását:

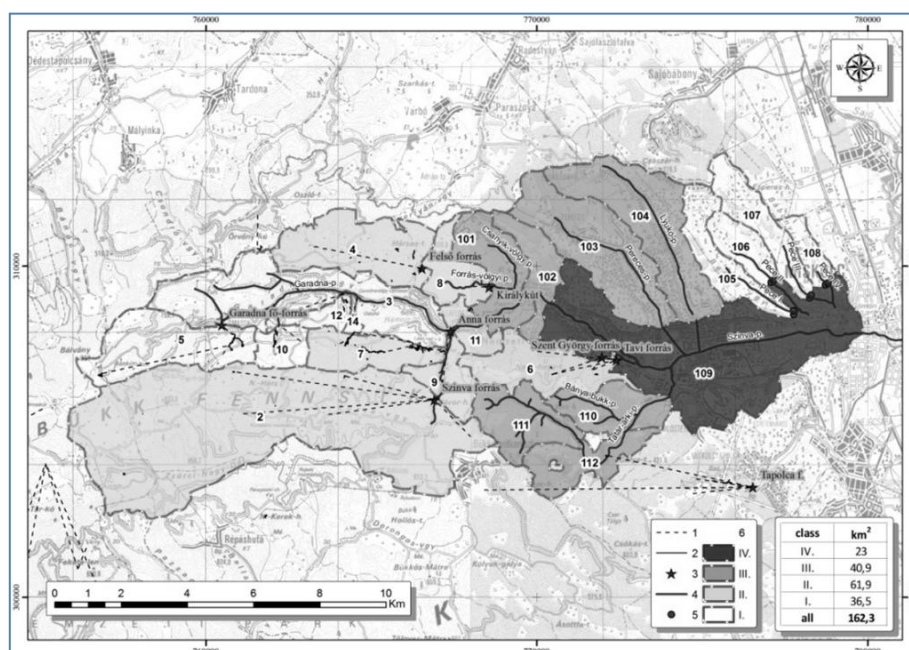
- A felszíni vízgyűjtőket, mint legveszélyesebbeket, a III-IV. veszélyességi osztályba soroltuk, beépítettség, burkoltsági foktól függően, hiszen az ott létrejövő villámárvizeket rendkívül gyors kialakulásuk miatt nem lehet előre jelezni. Védekezni megfelelően és hatékonyan ezeken a helyeken csapadékvíz tározókkal lehet. Ilyenek épültek ki a Pece-patak mentén, így a hozzá tartozó vízgyűjtő területet az I. fokozatba soroltuk vissza.

- A Bükk hegység karsztos vízgyűjtői a karszt változó puffer képessége miatt visszatartják, csillapítják az árvizeket, így azok pár napos késleltetési idővel jelennek meg a patakokban, forrásokban. Ennek ismeretében a karsztárvizek előre jelezhetők. Ezen területek vízgyűjtői a részlegesen védett, II. fokozatba soroltuk. Kivétel a Garadna-völgyhöz a Hámori-tó gátjának szelvényéhez tartozó vízgyűjtőterületek, melyek a Hámori-tó jelentős árvíz visszatartó képessége miatt közel teljes, azaz az I. árvízveszélyesség fokozatot kapták (11. ábra).

- Különleges helyzetben van a Tatár-árok felszíni vízgyűjtőjének NY-i része (az ábrán 111-es számmal jelölve). Az itt összegyülekező víz Bükk-szentlászló DK-i részén, karsztos felszínen folytatja az útját, ahol a mederben víznyelősorozaton keresztül részben elnyelődik. Az itt elnyelődött víz a miskolctapolcai Új-kútban 4-5 napos késleltetéssel jelentkezik, sok esetben vízminőségi gondokat okozva. Árvízi időszakban azonban a víz jelentős része átjut a Tatár árok K-i (110-es számmal jelölt) részvízgyűjtőjére, és onnan a Szinvába. A két vízgyűjtőrészt összekapcsolja az egyértelmű nagy töbröket kikerülő, ezért szakadásos, de patakmedrében több tucat víznyelőt tartalmazó (az ábrán 112-es számmal jelölt) „Tatár-árok 2” felszíni, és a leírtak alapján karsztos vízgyűjtő terület (10. ábra).

A BKÉR-t továbbfejlesztve célszerű lenne az utóbbi években létesült, a miskolci karsztforrások diagnosztikáját vizsgáló kutak adataival minél jelentősebb mértékben együtt kezelni. A BKÉR a bükki víztermelő vállalatok finanszírozásával, az ÉVIZIG szakmai támogatásával, a Miskolci Egyetem gondozásában jött létre. (Létrejöttét segítette egy 1992-93-ban indult országos kezdeményezés, mely többek között vizsgálta az aszály

karsztvíz termelésre gyakorolt hatását is.) Ez a vizsgálat sorozat folyamatosan mérő-rögzítő műszerek telepítését, működtetését és adatainak feldolgozását tette lehetővé több mint nyolcvan, különböző időtartamig működtetett mérőhelyen. Az eddig megszerzett, rögzített adatok száma mára már milliós nagyságrendű. A BKÉR megfigyelő helyeit a Szinva-patak és a hozzá tartozó karsztforrások vízgyűjtőjén és környezetében az 11. ábra mutatja be.



10. ábra: Vízgyűjtő területek veszélyességi osztályba sorolása (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS - MÁTYÁS 2014)
Jelmagyarázat: 1 víznyomjelzés iránya; 2 barlangi alaprajz; 3 MIVIZ karsztforrás; 4 Szinva vízrendszere; 5 Pece-patak gátak; 6 vízgyűjtő területek veszélyességi osztályai (I-IV).

Fig. 10.: Hazard class classification of river basins (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS - MÁTYÁS 2014)

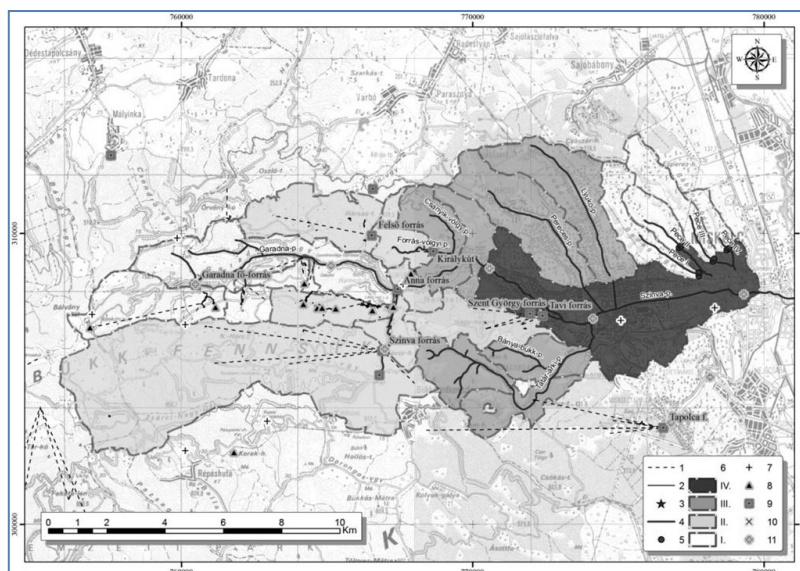
Legend: 1. water tracing direction, 2. cave layout, 3. MIVIZ karst spring, 4. Water system of Szinva, 5. dams of Pece-brook, 6. hazard classes of river basins (I-IV)

A karsztárvíz előrejelzési rendszer alapját a tervek szerint az 1992 óta „üzemelő” BKÉR és a miskolci vízmű források diagnosztikai vizsgálata keretében telepített mérőhelyekről online, számítógépre beérkező adatok szolgáltatnák. Az adatcsoportok a következők lennének:

A várható csapadékesemény, csapadék előrejelzés, mérés

A várható csapadékesemény a meteorológiai szolgálatokon (OMSZ, ÉM-VIZIG mérőállomásai, IDŐKÉP stb. révén) keresztül előre jelezhető és a meteorológiai mérőállomásokon mérhető. Az igazán nagy csapadékot hozó

mediterrán ciklonok esetében azonban igen nagy bizonytalansággal, mivel a lecsapni készülő ciklon az utolsó pillanatokban is képes a vártnál 10 – 20 km-rel arrébb komolyabb csapadéokra (LÉNÁRT- HERNÁDI- KOVÁCS- MÁTYÁS 2014).



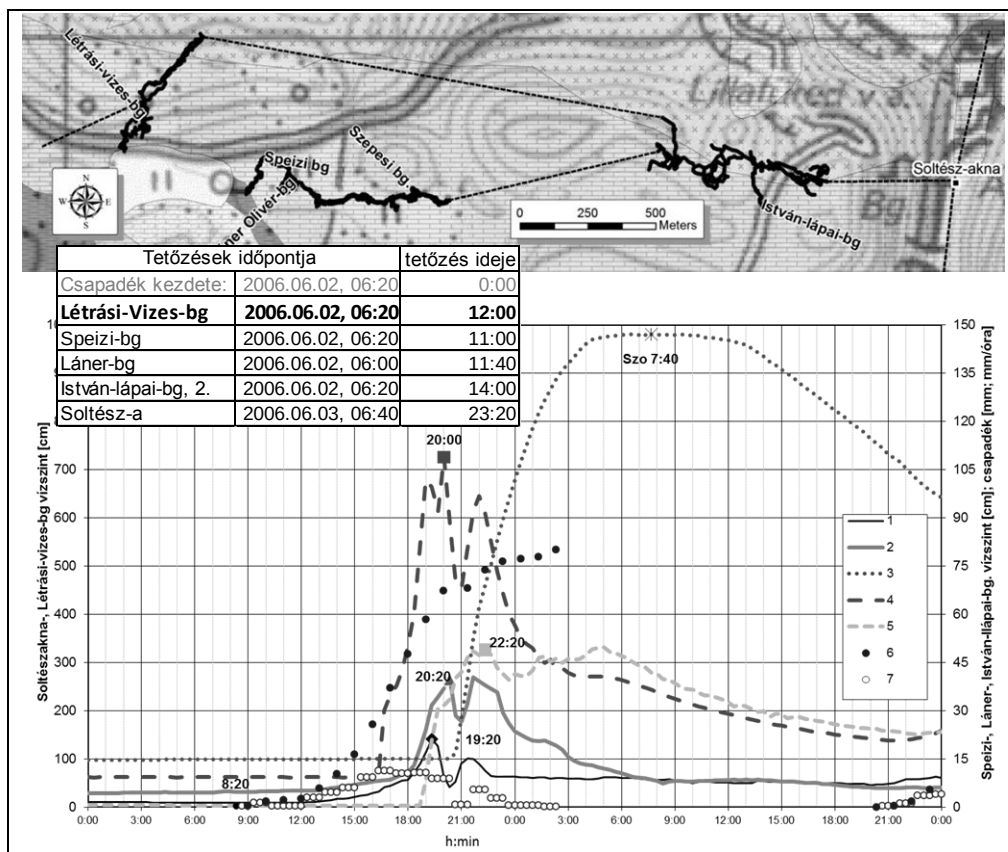
11. ábra: BKÉR objektumok a Szinva-patak vízgyűjtőjén és környezetében (LÉNÁRT- HERNÁDI- KOVÁCS- MÁTYÁS 2014)

Jelmagyarázat: 1 víznyomjelzés iránya; 2 barlangi alaprajz; 3 MIVIZ karstforrás; 4 Szinva vízrendszere; 5 Pece-patak gátak; 6 vízgyűjtő területek veszélyességi osztályai (I-IV), 7 meteorológiai állomás; 8 barlang; 9 vízmű forrás; 10 figyelőkút; 11 mérőműtárgy;

Fig. 11: 1 watertracing direction; 2 cavelayout; 3 MIVIZ karstspring; 4 Szinva's watersystem; 5 Pece-brook's dams; 6 hazardclasses of the riverbasins (I-IV); 7 meteorologicalstation; 8 cave; 9 spring of the Waterwork; 10 monitoring well; 11 measuringstructure

A lehulló csapadék hatására a karsztvízszint emelkedése, a tetőzési idők a barlangokban, karsztvízfigyelő kutakban, forrásokban mérhetőek, előre jelezhetőek. A Soltészkeri-forráshoz tartozó barlangrendszerben (BKÉR objektuma) a karsztba jutó 2006. évi pünkösdi csapadék által okozott árvíz tetőzési idősorának meghatározását a barlangi mérések alapján a 12. ábra mutatja be.

A felmért barlangrendszert és a feltételezett kapcsolatokat a grafikon fölötti térképrészlet mutatja. A grafikonon látható, hogy a csapadék eseményt követően a barlangrendszerben mért vízszinttetőzési értékek napon belüliek. A tetőzési értékek sorrendisége is ezeket a feltételezett kapcsolatokat erősíti. Így a közzethatáron egy eddig még fel nem tárt vízvezető barlangi ágat is valószínűsítünk a Létrási-vizes- és az István-lápai- barlang között.



12. ábra: 2006.06.02-03-án, a Soltész-kerti-forráshoz tartozó barlangrendszerben (ld. térkép részlet) a lehulló csapadék hatására kialakuló vízszintek (ld. grafikon) és tetőzések idősora (ld. táblázat) (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS - MÁTYÁS 2014)

Jelmagyarázat: 1 Speizi-barlang; 2 létrási Vizes-barlang; 3 Soltész-akna; 4 Lánér-barlang; 5 István-lápai-barlang 2. mérőhely; 6 összegzett csapadék [mm]; 7 csapadékinintitás [mm/óra]

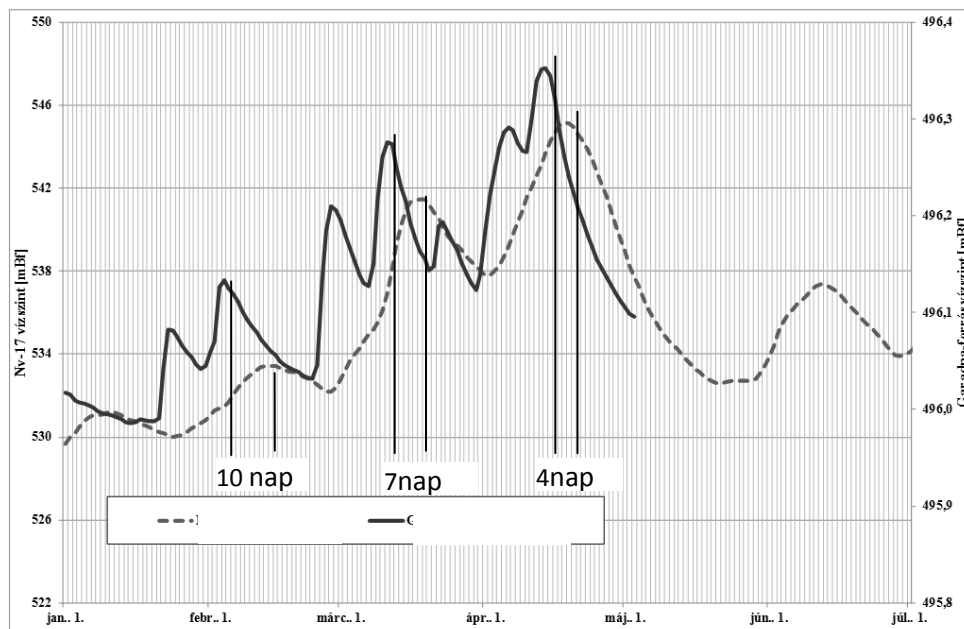
Figure 7.: Developed as a result of precipitation and water levels (see graph and table) culmination in the time series in the 'soltész-kerti'-spring's caves system (see map detail) on June 2-3th 2006. (LÉNÁRT- HERNÁDI- KOVÁCS- MÁTYÁS 2014)

Legend: 1 Speizi-cave; 2 Létrás Vizes-cave; 3 Soltész-tunnel; 4 Lánér-cave; 5 István-lápai-cave's 2nd measuring place; 6 summarized precipitation [mm]; 7 precipitation intensity [mm/h]

A Soltész-kerti-forrás mellett a Szinva, Garadna forrásokban a csapadékeseményt követően 1 napon belül várható a tetőzés, míg az Nv-17-es figyelőkútban 8-9 nap és a mélykarsztot képviselő Miskolc-MIVÍZ-Kertészeti kút esetében 20-25 nap. A tetőzési idők viszont karsztvízszint függők. Igen magas karsztvízszint esetén (ld. 2010, 2013. év árvizei) ezek az idők rövidülhetnek.

Az Nv-17-es kútban nagy csapadékot követően a Garadna-forráshoz képest 7-8 nappal későbbi a karsztvízszint tetőzése. A Garadna-forrás 2013. I. félévi vízszint adatai jól mutatják, hogy az árvízi csúcsok és a Nv-17 árhu-

lám csúcsai közötti időbeli eltolódás csökken a vízszint emelkedésével. A késleltetési idő ezzel együtt (10-4 nap) változik (13. ábra).



13. ábra Az Nv-17 és Garadna-forrás átlagos vízszintjei 2013. I. félévében (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS-MÁTYÁS 2014)

Jelmagyarázat: 1 Nv-17 figyelőkút napi átlagvízszint [mBf]; 2 Garadna-forrás napi átlagvízszint [mBf]

Figure 13.: Average water levels of the Nv-17 monitoring well and the Garadna-spring in 2013th first half (LÉNÁRT - HERNÁDI - KOVÁCS-MÁTYÁS 2014)

Legend: 1 daily average water level of the Nv-17 monitoring well [mBf]; 2 daily average water level of the Garadna-spring [mBf]

A fenti adatok ismeretében és a tervezett, Szinva-patakon elhelyezendő vízmércék adataira alapozva a felállítandó mércekapcsolatok alapján előre lehetne jelezni a völgyek felső szakaszán és a Szinva-patak városon átvezető szakaszán karsztárvíz során kialakuló vízhozamokat, vízszinteket és a tetőzési időket. Jelenleg a Szinva-patakon és oldalági vízfolyásain számos kialakított mérőszelvény, vízmérce található, de folyamatos mérés nem történik. Csak a Garadna-forrás alatt van folyamatos vízszintészlelés, amiből hozam határozható meg.

Eredmények

Az elmúlt 300 évben Miskolc városát a Szinva-patak és oldalági vízfolyásainak árvizei számos esetben komolyan veszélyeztették. A rég- és a közelmúltban jelentős árvizek vonultak le a patakon.

Az elmúlt 22 év 4-6 év gyakoriságú és egyre nagyobb árvizei, ezen

belül 2006-ban a pütkösdi árvíz okozta fertőzések, és a 2010-es árvízi események karszt árvízvédelmi előrejelző rendszer kialakításának a szükségességét vetették fel.

A Bükk hegységben a már 1992 óta működő BKÉR rendszer és a diagnosztikai vizsgálat keretében készült karsztvízfigyelőkutak által szolgáltatott adatok kisebb fejlesztésekkel erre alkalmassá tehetők. A vízgyűjtőn lévő mérők online központi számítógépbe történő bekapcsolásával meghatározható:

- csapadék mérőállomásonként, valamint a csapadékradar segítségével a vízgyűjtőkre hullott csapadék mennyisége;
- a csapadék hatására a karsztban lefutó árvízterhelései, és a forrásokban a várható megjelenési ideje, vízszintje.

Mindezen adatok birtokában és ismeretében egy esetleges karsztárvíz előre jelezhető lesz a városban, fél-egy napos előnyt biztosítva a védelem vezetőinek (LÉNÁRT-HERNÁDI-KOVÁCS-MÁTYÁS 2014).

Köszönetnyilvánítás

„A tanulmány/kutató munka a Miskolci Egyetemen működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projektjének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.”

IRODALOM

- BABOS Z. (1960): A Felső-Színva vízgyűjtőjének vízrajza. – Hidrológiai Közlöny 1960. 4. sz. pp. 257-267, Budapest
- DOBROSSY I. – VERES L. (1978): Miskolci árvíz: 1878-1978. Miskolc - Herman Ottó Múzeum és a II. Rákóczi Ferenc Könyvtár, könyv, 66 p
- GÁL Á. (1984): Miskolc Város ár és belvízvédelmi terve, – 64. p. Kézirat, Miskolci Megyei Jogú Városi Önkormányzat.
- HOITSY P. (1878): A Miskolcot elpusztító vihador. – Vasárnapi újság, 25. évf. 38. sz. újságcikk, pp. 602
- KOVÁCS A. – KOVÁCS P. (2007): Árvíz a Szinván: Az orografikus csapadéktöbblet egy extrém esete, – Léggör, 52. 4. pp. 5-7
- KOVÁCS P. (2007): Vízrajzi Értekezlet, – Eger, konferencia kiadvány,
- KOVÁCS P. (2008): Az 1878. évi nagy miskolci árvíz emlékére, – MHT XXVI. Országos Vándorgyűlés, Miskolc, konferencia kiadvány, DVD, 11 p.
- KOVÁCS P. – LÉNÁRT L. (2012): A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvi-

zet okozó csapadékok elemzése, – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, pp.1098-1108, Szeged.

LÉNÁRT, L. – HERNÁDI, B. – CZESZNAK, L. – HORÁNYINÉ CSISZÁR, G. – SZEGEDINÉ DARABOS, E. – KOVÁCS, P. – SŰRŰ, P. – TÓTH, K.(2012):A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvíz okainak, lezajlásának, hatásainak és hasonló haváriák kiküszöbölésének általánosítható tapasztalatai. – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, pp. 538-548, Szeged.

LÉNÁRT L. – HERNÁDI B. – KOVÁCS P. – MÁTYÁS G. (2014): A Szinva-völgyi árvíz-előrejelző rendszer kidolgozásának megvalósítási tanulmányterve. – Kézirat, Miskolci Egyetem, 140 p

RÉTHLY A. (2009): Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701-1800-ig. - Budapest, OMSZ kiadásában, 622 p.

SZENDREY J. (1886): Miskolc város története és egyetemes helyirata. – Forster kiadó, Miskolc, Hadtörténeti Múzeum Könyvgyűjteménye

ÚJ TÍPUSÚ VÍZKÉSZLET MEGHATÁROZÁS A BÜKKBEN

NEW METHOD OF KARSTWATER RESOURCES CALCULATION IN BÜKK MOUNTAINS

SZEGEDINÉ DARABOS ENIKŐ² – TÓTH MÁRTON³ – CZESZNAK
LÁSZLÓ¹ – LÉNÁRT LÁSZLÓ³ – HERNÁDI BÉLA⁴

¹Észak-magyarországi Vízügyi Hatóság; ²MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport; ³Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet;
⁴Mátrai Erőmű Zrt.

Cím: Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Környezetgazdálkodási Intézet, 3515, Miskolc, Egyetemváros
E-mail: hgtoth@uni-miskolc.hu

Abstract: The aim of our research is to propose a new water resource calculation method, which does not require water budget calculations. In this method the applied parameters are water level measurement data from monitoring wells and caves, using the Bükk Karst Water Level Observing System, well register data and geological information from the Bükk area. With this calculation the maximum, minimum and mean volume of water resource can be determined, moreover, knowing the yearly precipitation, the recharge can also be calculated.

Bevezetés

A felszín alatti vizeket használó vízmű vállalatok, ill. a gyakorló hidrogeológusok szakmai felelőssége igen nagy a tekintetben, hogy felszín alatti vizeinket mennyiségi és minőségi szempontokat is figyelembe véve fenntartható módon hasznosítsuk, illetve hosszú távon megőrizzük (SÁSDI 2002). Ennek érdekében szükséges tudnunk, hogy egy-egy vízbázis esetében mekkora hasznosítható vízmennyiséggel számolhatunk. A Bükk hegység vízháztartása, ill. a kitermelhető – hasznosítható – vízkészletének nagysága régóta foglalkoztatja a kutatókat (SZŰCS – HORNE 2009, SZŰCS 2012). A korábbi készletbecslések csaknem mindegyike vízháztartási vizsgálatokon alapult és dinamikus készletet határozott meg. Ezen számítások hátránya, hogy a pontos eredményhez a vízháztartási egyenlet minden elemét pontosan meg kell tudni határozni, ami mint tudjuk a rengeteg, nehezen mérhető tényező miatt nem könnyű feladat. 1954 és 2008 között összesen 13 különböző meghatározás eredményeit mutatja az I. táblázat (GONDÁRNÉ et al. 2008). 2008-ban a SMARAGD-GSH Kft. munkatársai már számítógépes modell alapján határozták meg az utánpótlódó felszín alatti vízkészlet nagyságát a

Bükkben. Számításaik során figyelembe vették a földtani felépítést, a talaj fizikai jellemzőit, a talaj vastagságát, a jellemző területhasználatot, éghajlati adatokat (csapadékeloszlást), ill. a felszín morfológiáját. A számításokhoz két szoftvert használtak: a WHI Unsat Suite programcsomag HELP modulját és az ARCGIS 9.1 szoftvert. Eredményük nem tér el lényegesen az *I. táblázatban* közölt korábbi értékektől. További előny, hogy a munka során egy terjedelmes és más szakterületek számára is értékes térképgyűjteményt állítottak elő (BÖCKER – DÉNES 1977).

Célkitűzés

Jelen kutatásaink célja, hogy az 1992 óta folyamatosan működő Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) adatainak minél szélesebb körű felhasználásával egy új módszert dolgozzunk ki a karsztvízkészlet meghatározására, melynek alkalmazásához nincs szükségünk a vízháztartási vizsgálatok bizonytalan paramétereire. Jelenleg a bükki karszt területén több mint 30 helyen, de 1992 óta több mint 90 helyen – kutakban, megfigyelőkutakban, barlangokban és forrásokban – regisztráltuk folyamatosan a vízszintet, esetenként a vízhőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképességet a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretein belül. A rendszer egyik nagy előnye, hogy a Bükk hegység csaknem teljes területét lefedi, ezáltal lehetőségünk van összehasonlító és korrelációs vizsgálatok végzésére is az egyes mérőhelyekről származó adatok között (DARABOS– LÉNÁRT 2008, MEZŐ 1995). Az elektronikus vízszint, vízhőmérséklet, vezetőképesség és radon méréseket folyamatosan mérő és rögzítő mérőműszerekkel végzik. A mérési gyakoriság zömében 15-60 perc, de elvétve előfordult 10, ill. 240 perces gyakoriságú mérés is (KOVÁCS 2006).

A Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézete a miskolci karsztvizet termelő vízmű vállalatok számára folyamatosan végez térfogati készletbecslést. Ez a becslés a BKÉR adatai alapján, ténylegesen mért, ill. előre jelzett vízszintek felhasználásával készül már évek óta. A módszer előnye, hogy viszonylag egyszerű, pontos mérésen alapul, felhasználva hozzá a korábbi kutatási eredményeket is, melyekkel az eredmény pontosítható volt.

Hátránya viszont, hogy sem a földtani, sem a domborzati adottságokat nem vette figyelembe, az alkalmazott alapszint önkényesen lett meghatározva, a számításokhoz csupán egyetlen karsztvíz-figyelő kút 22 éves adatsorát, ill. aktuális mérési adatsorát használtuk, továbbá a teljes karsztos területet egyetlen hézagtérfogat értékkel fedtük le. Mindezek alapján úgy gondoltuk, hogy a teljes számítási módszer megújítása indokolt, a rendelkez-

zésünkre álló új kutatási eredmények figyelembe vételével és felhasználásával.

I. Táblázat
Table I.

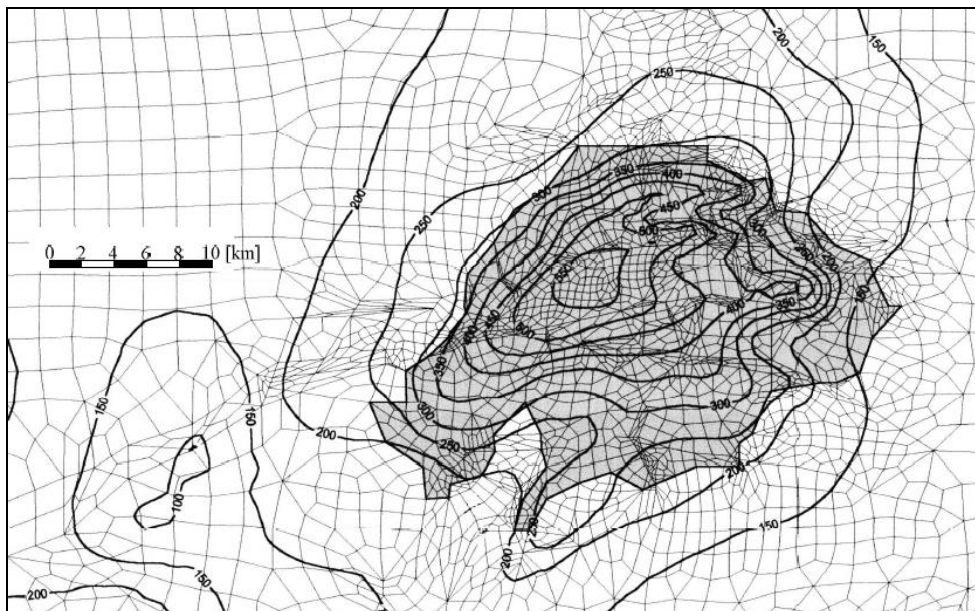
Különböző szerzők által becsült vízkészletek a Bükkben (GONDÁRNÉ et al., 2008)
The estimated water resources of Bükk by different authors (GONDÁRNÉ et al., 2008)

Szerző	Intézmény	Év	Vízgyűjtő terület [km ²]	Dinamikus vízkészlet [m ³ /nap]
Kessler H.	VITUKI	1954	199,8	113 400
Schmidt E. R.	MAFI	1962	199,8	116 600
Sárváry I.	VITUKI	1964	235,2	153 400
Szlabóczky P.	KEVITERV	1973	450,0	191 800
Böcker T.	VITUKI	1977	200,0	213 700
Tóth G.	Egri Főiskola	1983	100,0	78 900
Dénes Gy.	VITUKI	1983	114,5	98 500
Rádai Ö.	VITUKI	1984	255,0	177 500
Maucha L.	VITUKI	1984	254,9	195 600
Rádai Ö.	VITUKI	1984	256,7	208 200
Rádai Ö.	VITUKI	1986	258,4	183 360
Szabó, Lénárt, Wallacher	NME	1989	230,3	153 000
Székvolgyi K.	Smaragd-GSH	2008	232	112 595

A számítási módszer ismertetése

A vízkészlet számítási módszer alapját a BKÉR megfigyelőkútjaiban és barlangi mérőhelyeken regisztrált vízszintek, valamint a VIFIR forráskataszter bükki adatai jelentik. Korábbi vízdomborzat becslések és térképek születtek források és néhány megfigyelőkút adatai alapján, ezek közül egyet mutat az 1. ábra (LÉNÁRT 2002, LÉNÁRT – DARABOS 2012, SZILÁGYI et al., 1980). Ezek alapján tudjuk, hogy a felszín alatti vízdomb legmagasabb pontja az Nv-17 megfigyelőkútban mért vízszint. Ez indokolta, hogy a forráskataszter adatai közül nem használtuk azokat, amelyek a Nv-17 szintje fölött helyezkedtek el, mivel úgy gondoljuk, hogy ezek csak lokális áramlási pályákon mozgó vizek, ill. időszakos források. A mérési adatainkból, ill. a források fakadási szintjeiből Golden Software Surfer program segítségével előállítottuk a vízdomborzat felső burkoló felületét. Két esetet vizsgáltunk, az egyik a mérőrendszer működése alatt a Nv-17 mérőhelyen mért legalacsonyabb, a másik a legmagasabb vízszint időpontjában mutatja a többi mérőhely vízállását, ill. az adatok alapján létrehozott vízdomborzatot. Azért választottuk ezt az időpontot, mert korábbi, nagy vizek idején végzett vizsgálatainkból kiderült, hogy az árhullámok induló ideje csaknem minden mérőhelynél megegyezik, viszont a tetőzési idejünkben eltérnek, így nem

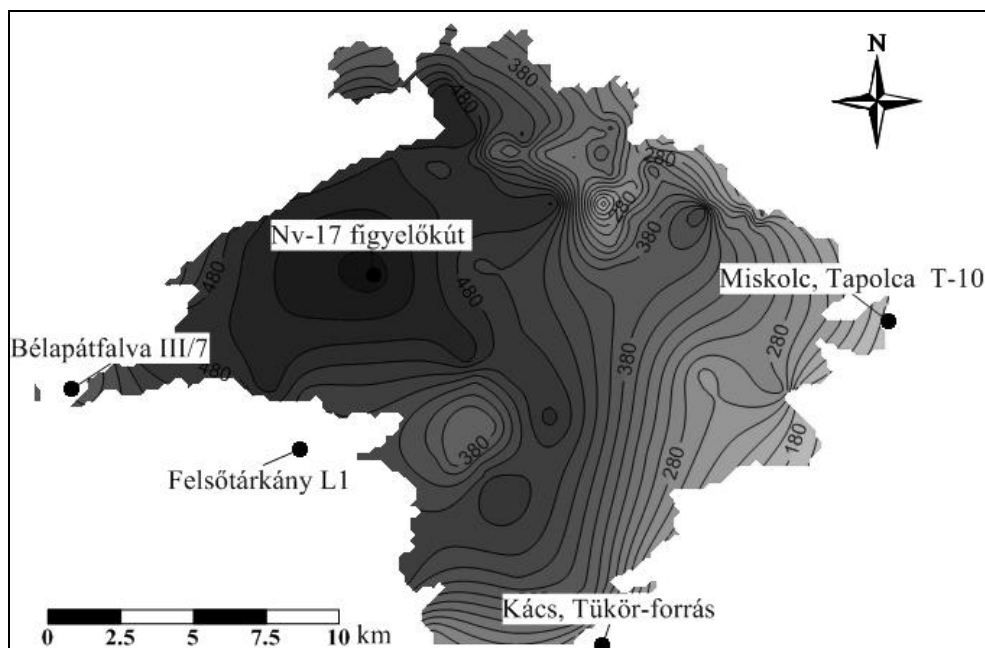
vehetjük figyelembe minden kút maximális vízállását, hiszen azok időben nem egyszerre jelentkeznek.



1. ábra A Bükk és környezetének karsztvízszint térképe 1995 (Lénárt, 2002)
Figure 1. Map of karst water level of Bükk (Lénárt, 2002)

A maximum állapot látható a 2. ábrán, melyen a Bükk északnyugati részének egy darabját, valamint a délnyugati részét letakartuk, mivel ezeken a részeken az áramlási viszonyokat még nem tudtuk tisztázni. Ennek oka a délnyugati részen az, hogy a nagyon rossz vízvezető kőzetek alatt valószínűleg még a vizsgálati mélységünkön belül megjelennek a jól, ill. közepesen karsztosodó kőzetek, amit a későbbiekben a teljes áramlási kép megalkotásakor figyelembe szeretnénk majd venni.

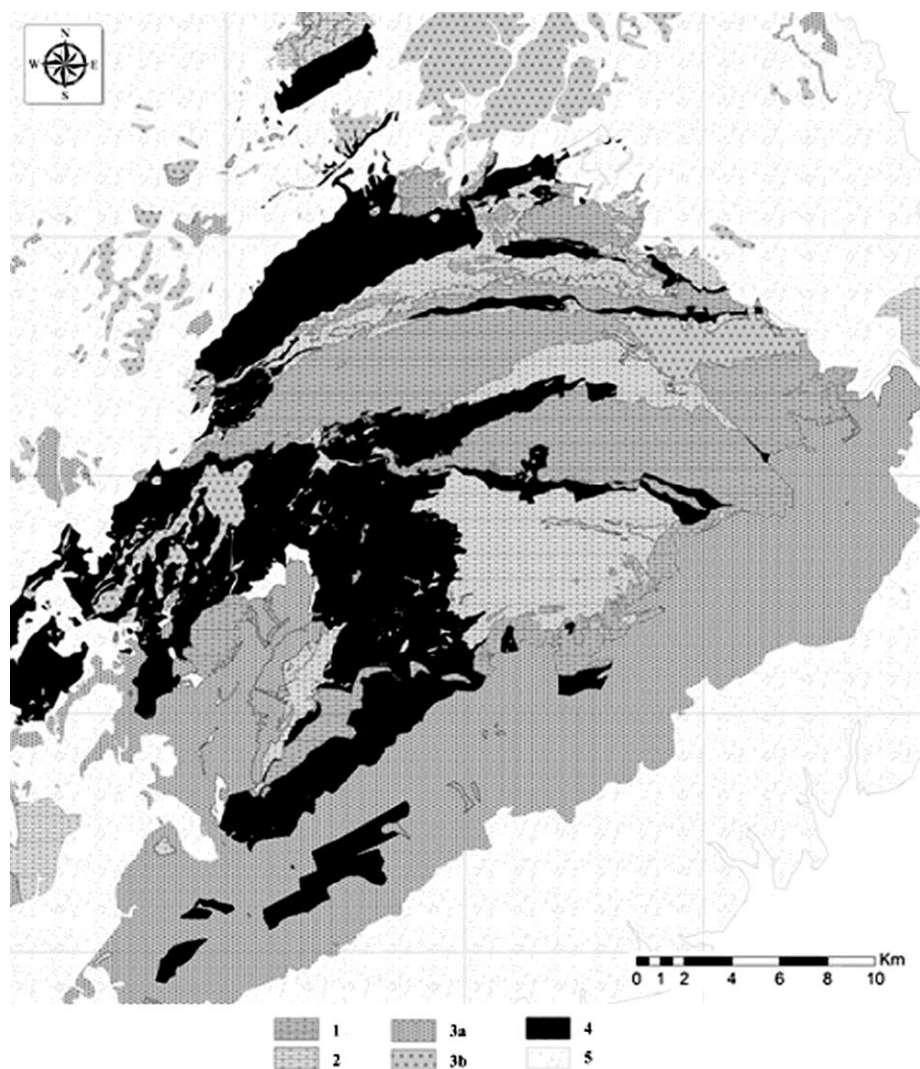
A vízszint térképek előállításával párhuzamosan megkezdtük a földtani adatok feldolgozását is. Karsztosodottság, ill. vízvezetőképesség szerint csoportokba soroltuk a földtani formációkat. Kezdetben a SÁSDI LÁSZLÓ által szerkesztett térképet használtuk (LÉNÁRT – SZEGEDINÉ 2012), viszont annak kategóriái nem teljesen feleltek meg a céljainknak, új kategóriákat kellett létrehoznunk, melyek a 3. ábrán láthatóak. Erre a beosztásra azért van szükségünk, mert a jellemző hézagterfogatokat ezekre a kategóriákra fogjuk meghatározni, melynek mélység szerinti változását a későbbiekben lehetőség szerint figyelembe kell venni.



2. ábra A Bükk jellemző vízszint térképe az Nv-17 mérőhely maximum vízszintje idején
 Figure 2. Isoline map of water level of the Bükk in case of water level maximum of Nv 17 monitoring well

A szükséges térképek előállítása után, az a további feladatunk, hogy meghatározzuk azt az alapszintet, amely fölött elhelyezkedő vízmennyiséget számolni akarjuk. Ez a szint a korábbi számítások során az 1993-ban mért abszolút minimumnak gondolt vízszintérték volt, 2012 márciusában azonban ez alá csökkent a vízszint. Ez számításbeli és morális problémákat is okozott, egyrészt negatív vízkészleteket kaptunk eredményül, másrészt felvetődött, hogy esetleg a régebbi kategorizálás szerint értelmezett statikus készletek termelése folyik, ami többek között ökológiai szempontból sem lenne megengedhető. A kérdéskörben érintett szakemberek közül mindenki tudta, hogy ennek oka, csupán csak a szerencsétlenül megválasztott viszonyítási szint volt, a statikus készlet termelése nem folytatható, hiszen a források (néhány időszakos forrás kivételével) zavartalanul működtek. Itt gondoljuk megemlíteni azt is, hogy korábbi vizsgálataink alapján úgy gondoljuk (KUN *et al.* 2010), hogy a Bükk hegységben a hideg-meleg karsztrendszer összefüggő egységet alkot, így nem beszélhetünk dinamikus, ill. statikus készletekről. Beszélhetünk viszont lassan, ill. gyorsan utánpótlódó kitermelhető karsztvíz készletről (LÉNÁRT 1978). E kettő határát 480 mBf-i szinten határoztuk meg karsztosodottsági, ill. leürülés vizsgálatok segítségével. A lassan utánpótlódó készlet alsó határa pedig a hegységben előforduló - ten-

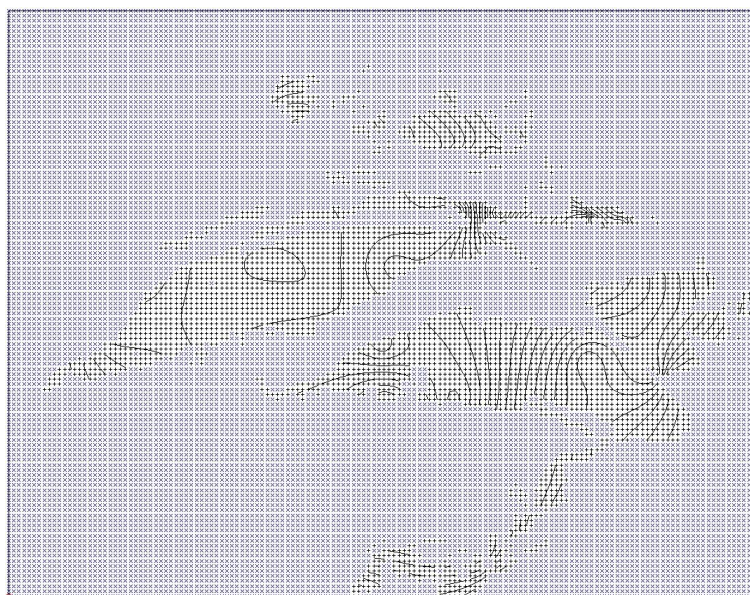
gerszint feletti magasságot tekintve - legalacsonyabban lévő forrás szintje, vagyis Miskolctapolca (127 mBf).



3. ábra A Bükk földtani formációira karstosodottság szerint felállított kategóriák, alaptérkép: Less 2005
Jelmagyarázat: 1. jól karstosodó kőzetek, 2. gyengén karstosodó kőzetek, 3a. nem karstos, hasadékos kőzet: riolitt és dácit tufa, 3.b. nem karstos, hasadékos kőzet: egyéb, 4. nagyon rossz vízvezető kőzet, 5. törmelékes üledékek

Figure 3. Rock categories by different karstification, base map: Less, 2005
Legend: 1. well karstified rocks, 2. weakly karstified rocks, 3a. not karstified, fissured rocks: rhyolite and dacite tuff, 3b. not karstified, fissured rocks: other, 4. poor water-bearing rocks, 5. clastic sediments

A vizsgált terület térfogati víztartalmának meghatározásához először elkészítettük a terület vízdomborzati térképét, melyhez a BKÉR adatbázisból azt az időpillanatot ragadtuk ki, amikor az Nv-17-es monitoring kút vízszintje a legalacsonyabb értéket mutatta, majd kiemeltük az adatbázisból a többi monitoring pont ebben az időpillanatban mért vízszint értékét is. Ebből az adatbázisból krigeléssel egy 200 m-szer 200 m-es rácshálót (grid fájlt) készítettük a Golden Software Surfer v.10 program segítségével. Ez a rácsháló az alapja a 2. ábrán bemutatott izovonalas térképnek. Ezt a vízdomborzat fájlt később horizontálisan elmetszettük a legalacsonyabb forrás szintjével, ami 127 mBf (Miskolc-Tapolca) volt. Így meghatároztuk a 127 mBf szint és a számított vízdomborzat közötti közet térfogatát. Innentől kezdve csupán a geológiai kategóriák leválogatása a feladat, valamint a kapott térfogat értékek porozitással történő szorzása.



4. ábra A „Jól karsztosodott” közet kategórián belüli számított vízszint adatok
Figure 4. The calculated water levels inside the boundary line of „Well karstified” category

A földtani térképen bemutatott karsztosodottsági és vízvezetőképesség szerinti kategóriákból ún. bln (boundary files, határvonal fájlt) állományokat hoztunk létre, mely határvonalakkal vertikálisan elmetszettük a 127 mBf szinten már korábban horizontálisan elmetszett vízdomborzat rácshálót (grid) fájlt. Ezzel le tudtuk válogatni az adott közet kategóriában számított vízszint értékeket, tehát csak azokban a rácsháló pontokban volt vízszint értékünk, amely az adott határvonal fájlban belül esett (4. ábra). Erre

azért volt szükségünk, mert a porozitás értékét, mely által végül is ki tudtuk számolni a térfogati víztartalmat, amelyet kőzet kategóriánként adtuk meg. Ezeknek a porozitás értéknek a megállapításakor irodalmi adatokat vettük alapul (BÖCKER – DÉNES, 1977, KOVÁCS 2006, LÉNÁRT 1978, MEZŐ 1995, SZILÁGYI *et al.*, 1980, SZLABÓCZKY 1988). Az ezek alapján meghatározott, ténylegesen alkalmazott értékeket a II. táblázatban mutatjuk be.

II. Táblázat
Table II.

A kőzet kategóriák porozitás értékei
Porosity of different rock categories

Kőzet kategóriák	Porozitás mértéke (%)
Jól karsztosodott	0,75
Gyengén karsztosodott	0,25
Rossz vízvezető kőzet	0,05
Nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa	0,1
Nem karsztos, repedezett: egyéb	0,1

Eredmények

A Golden Software Surfer v.10 programmal végzett térfogat számítás során nemcsak, a számunkra érdekes geometriai test térfogatát tudjuk meghatározni, hanem az ahhoz tartozó alapterületet is (III. táblázat). Ez esetünkben azért volt különösen praktikus, mivel így az egyes kőzet kategóriákhoz tartozó területi kiterjedést is meghatároztuk, amit össze tudunk vetni a korábbi számítások eredményével. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy a közölt eredmények nem a Bükk teljes területére számított készleteket jelenti, hiszen a DNY-i területeket – azok vízföldtani minőségének tisztázásáig – nem vettük figyelembe. Az I. táblázatban közölt vízgyűjtő terület értékekkel összevetve a mi általunk számított értéket láthatjuk, hogy nagyságrendileg megegyezik. Ebben a táblázatban láthatóak továbbá az egyes szerzők által számított dinamikus vízkészlet értékek is. (A későbbiekben az általunk számított terület és térfogat érték is nőni fog a DNY-i Bükkre számított értékekkel.)

A korábbi vizsgálatokkal ellentétben a mi általunk kidolgozott vízkészlet számítási módszer a pillanatnyi térfogati víztartalmat határozza meg. Eddig ilyen típusú készlet számítási módszerről a Bükk esetében nem tudunk. Ennek főképpen az az oka, hogy nagyon sok vízszint adattal kell ren-

delkeznünk ahhoz, hogy pontos vízdomborzatot készíthessünk. Ehhez pedig csak a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer adatbázisa tud elegendő információt szolgáltatni.

III. táblázat
Table III.

A számítási módszer által kapott területi és térfogati eredmények
Results of calculation

Kőzet kategóriák	Terület (millió [m ²])	Kőzetben tárolt minimális víz térfogat (millió [m ³])
Jól karsztosodott	107,1	270,6
Gyengén karsztosodott	62,3	93,2
Rossz vízvezető kőzet	20,1	5,4
Nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa	1,9	1,1
Nem karsztos, repedezett: egyéb	11,7	4,7
Összesen	203,1	375

Számításaink alapján látható, hogy a Bükk hegység központi részében a jól karsztosodott kőzetek területi kiterjedése a legnagyobb 107 millió m², mely esetében a kőzet kategóriák között, a legnagyobb porozitás értékkel számolhatunk, így adódik, hogy az ebben a kőzet kategóriában tárolt víztérfogata 270 millió m³. Ezt követi a gyengén karsztosodott kőzet kategória a maga 62 millió m²-es kiterjedésével és a benne tárolt 93 millió m³ víztérfogattal. A rossz vízvezető kőzet; a nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa; a nem karsztos, repedezett: egyéb kőzet kategóriákban tárolt víz mennyisége az előbbi kettő kategóriához képes elhanyagolható, a három kategória együttesen teszi ki a 10 millió m³.

Figyelembe véve a pillanatnyi térfogati vízkészlet meghatározási módszer működését úgy gondoljuk, hogy a későbbiek során lehetőségünk lesz egy adott évben utánpótlódó vízkészlet mennyiségének számítására is. Ehhez majd azt kell szem előtt tartanunk, hogy bizonyos feltételeknek teljesülnie kell, a vízdomborzat számításakor. Kutatómunkánk következő lépéseként a módszer egy adott évben utánpótlódó vízkészlet mennyiségének számításra való alkalmasságát fogjuk megvizsgálni.

Összefoglalás

A Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer mérési adatait felhasználva egy olyan vízkészlet számítási módszert dolgoztunk, ill. dolgozunk ki, melyhez nem szükséges vízháztartási vizsgálatokat végezni. Munkánk során felhasználjuk a területről származó vízszintmérési adatsorokat (figyelő kutak és barlangok), forrás kataszteri adatokat, földtani információkat. A számításaink elvégzéséhez először egy vízdomborzatot készítettünk a BKÉR által szolgáltatott számos adatból. A vízvezetőképesség és karsztosodottság szempontjából közettani kategóriákat jelöltünk ki a Bükk hegység területén, melynek a későbbi porozitás értékek megállapításakor volt szerepe. A vízdomborzat és a közettani kategóriák összevetésével meghatároztunk vízzel telített közet-térfogatokat a 127 mBf szintig, melyeket a korábban említett porozitás értékekkel faktorozva megkaptuk a közetben tárolt víz térfogatát. Az irodalomban szereplő dinamikus vízkészlet adatokkal ellentétben ez a módszer a térfogati víztartalmat határozta meg. További céljaink között szerepel a módszer továbbfejlesztése annak érdekében, hogy az éves utánpótlódó vízkészlet is meghatározható legyen.

Köszönetnyilvánítás

A földtani térképek létrehozásában nyújtott segítségért szeretnénk köszönetet mondani Prof. Dr. Less Györgynek, Dr. Németh Norbertnek.

A tanulmány/kutató munka a Miskolci Egyetemen működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projektjének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

BÖCKER T. – DÉNES GY. (1977): A Szinva, Anna, Diósgyőri és Tapolcai forráscsoportok védőidoma, Miskolc város vízellátásába bekapcsolt karsztforrások védőidomának lehatárolása – Témaszám: III. 4. I. 8., VITUKI, Budapest, pp. 59-63.

DARABOS E. – LÉNÁRT L. (2008): Csapadék és karsztvíz szintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006. évi bükki karsztárvíz elemzése során – Karsztfejlődés XIII., pp. 43–60,

GONDÁRNÉ SŐREGI K. – SZÉKVÖLGYI K. – GONDÁR K. – GYULAI T. – KÖNCZÖL N. – KUN É. (2008): Egy új módszer az utánpótlódó felszín alatti vízkészlet számítására hegyvidéki víztestek területén – Magyar Hidro-

- lógiai Társaság XXVI. Országos Vándorgyűlés Tanulmánykötet, 2008, pp. 1–16.
- KOVÁCS B. (2006): A tapolcai Termál-kút hidraulikai viszonyainak elemzése numerikus modellszámításokkal – A „tapolcai Termál-kút, hidrogeológiai szakvélemény” c. munka, 7. rész, Miskolci Egyetem, Miskolc, pp. 7-8.
- KUN É. – GONDÁRNÉ SÓREGI K. – KÖNCZÖL N. – WEISER L. (2010): A Kenderföldi Demjén K-11-es jelű termálkút védőidomának meghatározása – Kézirat, 34, Budapest.
- LÉNÁRT L. (1978): Adatok a karsztos beszivárgás vizsgálatához a Létrási-Vizes-barlangban (Magyarország, Bükk hegység) végzett csepegésmérések alapján. – Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium. Budapest, 1978. MKBT-MFT-MMT kiadvány. pp.: 50-64.
- LÉNÁRT L. (2002): A bükki karsztvízkutatás történeti áttekintése. – A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia kiadvány, pp. 1–18
- LÉNÁRT L. – DARABOS E. (2012): A bükki karsztvízkészletek meghatározási problémái, Műszaki Tudomány Az Észak-Kelet Magyarországi Régióban – Műszaki füzetek, pp. 231–240
- LÉNÁRT L. – SZEGEDINÉ DARABOS E. (2012): The hydrogeological relations of the thermal karst of Bükk mountains (Northern Hungary) – Proceedings of the 13th National Congress of Speleology, Speleodiversity, pp. 209–214
- LESS, GY. (2005): In: PELIKÁN, P. (szerk.): A Bükk hegység földtana. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- MEZŐ GY. (BKMI), (1995): Távlati vízbázisok biztonságba helyezésének programja, A bükki karszt-rendszer földtanivízföldtani és szimulációs modellje – Kutatási jelentés, kézirat, pp. 1–32
- SÁSDI L. (2002): Vízrajzi, vízföldtani viszonyok – In: BARÁZ CSABA (szerk.): A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, pp. 155-167.
- SZILÁGYI G. – BÖCKER T. – SCHMIEDER A. (1980): A Bükk-hegység regionális hidrodinamikai képe és karsztvízforgalma, – Hidrológiai Közlemény, 60. (2), pp. 49-96.
- SZLABÓCZKI P. (1987): A Bükk-hegység hasznosítható karsztvízkészlete – Hidrológiai közlemény, 58(4), pp. 145–192
- SZLABÓCZKY P. (1988): Miskolc térsége karsztvíz készletének háttér hidrogeológiai vizsgálata a térségi vízműkapacitások növelése céljából, I. ütem, Mélyépítési tervező vállalat, Jelentés kézirat,
- SZÚCS P. (2012): Hidrogeológia a Kárpát-medencében – hogyan tovább?, – Magyar Tudomány, 2012/ 5, pp. 554–565.

SZŰCS, P. – HORNE, R. N. (2009): Applicability of the ACE Algorithm for Multiple Regression in Hydrogeology – Computational Geosciences 13., pp. 123–134

**A BÜKKI KARSZTVÍZSZINT ÉSZLELŐ RENDSZER KERETÉBEN
GYÚJTOTT HIDROMETEOROLÓGIAI ADATOK ELEMZÉSE**

**ANALYSIS OF HYDROMETEOROLOGICAL DATA OF BÜKK
WATER LEVEL MONITORING SYSTEM**

SZEGEDINÉ DARABOS ENIKŐ¹ – LÉNÁRT LÁSZLÓ² – TÓTH KATALIN³ – HERNÁDI BÉLA³ – KOVÁCS PÉTER⁴

¹MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport,

²Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet,

³Miskolci Egyetem, Kútfejlesztési projekt,

⁴ÉM-VIZIG, Miskolc, 3515, Miskolc, Egyetemváros, Környezetgazdálkodási Intézet, daraboseniko@gmail.com

Abstract: Based on previous weather data, the central part of the Bükk Mountain is one of the most rainy area of Hungary. At the beginning of the millennium years many new automatic weather stations have been installed. With this weather data we can investigate trends and precipitation distribution. After in investigation of the last 22 years data of Bükk Karst Water Level Monitoring System, we experienced increase in the frequency of high rainfalls and long periods without precipitation. Other researches show that due to climate change, in some parts of Hungary the amount of annual rainfall decreased, contrarily in the Bükk the opposite can be observed however with different yearly distribution.

Bevezető, a vizsgálatok célja

Manapság nagyon sokszor hallunk híreket a klímaváltozásról, ill. ennek okairól és következményeiről. Az extrém csapadék események, melyek a vízgyűjtők egészét érintik, súlyos hatással lehetnek a társadalomra, mind városi területeken, mind pedig hegyvidéki vagy mezőgazdasági területeken. Semmler és Jacob 2004-es szimulációja szerint az európai régióban 50 % annak az esélye, hogy az adott évben egy extrém csapadéktól még előfordul majd nagyobb csapadék esemény (SEMMLER – JACOB 2004). May 2006-os vizsgálata, ill. szimulációja szerint is meg változott és tovább változik az európai hegységekben megszokott csapadékeloszlás (MAY 2006).

A felszín alatti vizeket használó vízmű vállalatok, ill. a gyakorló hidrogeológusok szakmai felelőssége igen nagy a tekintetben, hogy felszín alatti vizeinket mennyiségi és minőségi szempontokat is figyelembe véve fenntartható módon hasznosítsuk, illetve hosszú távon megőrizzük (SZŰCS 2012, SZŰCS – MADARÁSZ 2013).

Munkánk során a Bükk hegység területén rendelkezésünkre álló napi csapadék és vízszint adatokat különböző szempontok szerint vizsgáltuk meg. Célunk elsősorban a mennyiségek és trendek változásának megfigyelése volt. Vizsgálataink során elsősorban a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) csapadék adatainak változásait vettük számba, ill. ezen változások hatását a Bükk vízforgalmára. Főleg az 1993 és 2013 közötti időszakot vizsgáltuk, mivel ez az az időintervallum, melyből csapadék és vízszint adatok is rendelkezésünkre állnak, viszont mivel az ÉM-VIZIG jóvoltából az 1960 és 2013 közötti, több mint 50 éves periódus éves csapadékadatai is rendelkezésünkre álltak, ezek vizsgálatára is sor került. Természetesen ezek a csapadékadatok elsősorban a karsztvízre, a karsztvíz szintjére gyakorolt hatásai miatt érdekesek számunkra, így azok, az elmúlt 20 évben jellemző változásait is bemutatjuk a továbbiakban.

A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer és a vizsgált helyek bemutatása

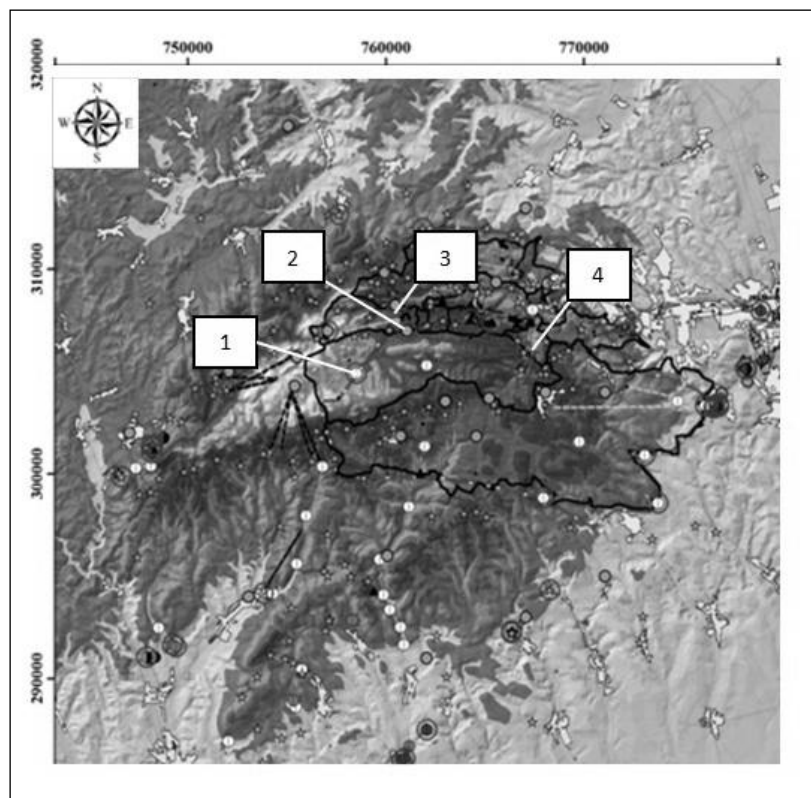
Vizsgálataink során első sorban a BKÉR napi csapadék és vízszintadatait használtuk fel, az 1. ábrán látható a monitoring rendszer jelenlegi lefedettsége, mérési pontjai, ill. a vizsgálatba bevont 2 db forrás és 1 db megfigyelőhely, amely a Szinva (3), a Garadna-forrás (4) és a vízdomborzat szempontjából tetőhelyzetben elhelyezkedő Nagyvisnyó 17-es monitoring-kút (1).

A térképen jelölve láthatjuk még a Jávorkúti automata meteorológiai állomás (2) helyét is, korábbi vizsgálataink szerint ez a mérőállomás csapadék mennyiség szempontjából a Bükk egészét jól reprezentálja.

Módszerek és eredmények

Vizsgálataink során Jávorkútról származó napi csapadék adatokat használtunk fel, korábbi vizsgálataink szerint ezek az adatok a Bükk teljes egészét jól reprezentálják. A vizsgált időszakban adathiány egy hosszú periódusban volt: 2001. 07 és 2006. 01 közötti időszakban, amikor a jávorkúti adatokat, - korábbi korrelációs kapcsolat és függvényvizsgálat eredményei alapján - a bánkúti adatokból számítottuk ki. Vízszintadatok tekintetében szintén napi átlag adatokat alkalmaztunk. Az Nv-17 monitoring pont az egyik legfontosabb megfigyelő pontunk, mivel vízdomborzat szempontjából tetőhelyzetben van, ill. innen származik a leghosszabb mérési adatsorunk is. A vízszintek a mérőhelyen 521,7 és 549,8 mBf-i szintek között változnak a vizsgált időszakban. A monitoring kút földtanilag jól karsztosodó Bükkfennsík

Mészkö formációban helyezkedik el. További két vizsgálati pontunk a Szinva- és a Garadna-források, melyek Miskolc és Ómassa vízellátása szempontjából kiemelt figyelmet érdemelnek, ill. a hegységben előforduló, a környező településeket is veszélyeztető nagyobb árvizekért felelősek. Vízigyűjtőjük nagyrészt különböző karsztosodottsági fokú mészköveken helyezkedik el.



1. ábra: A Bükk hegységben lévő mérőhelyek (LÉNÁRT 2013)

Jelmagyarázat: 1=Nv-17 monitoring kút, 2=Jávorkúti meteorológiai állomás, 3=Szinva-forrás, 4=Garadna-forrás

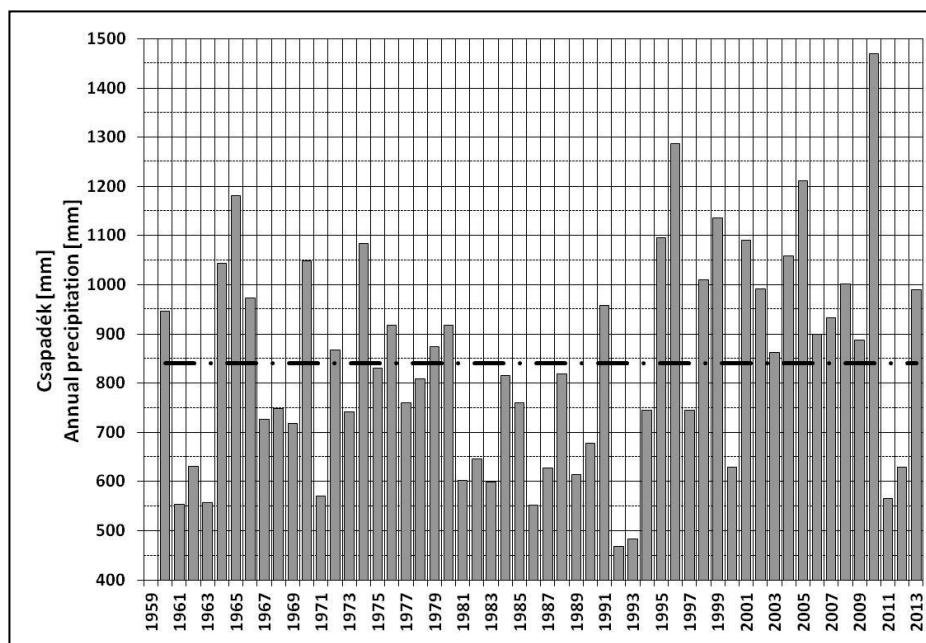
Figure 1.: monitoring points in the Bükk mountains (LÉNÁRT 2013)

Legend: 1=Nv-17 monitoring well, 2=Jávorkúti meteorological station, 3=Szinva-spring, 4=Garadna-spring

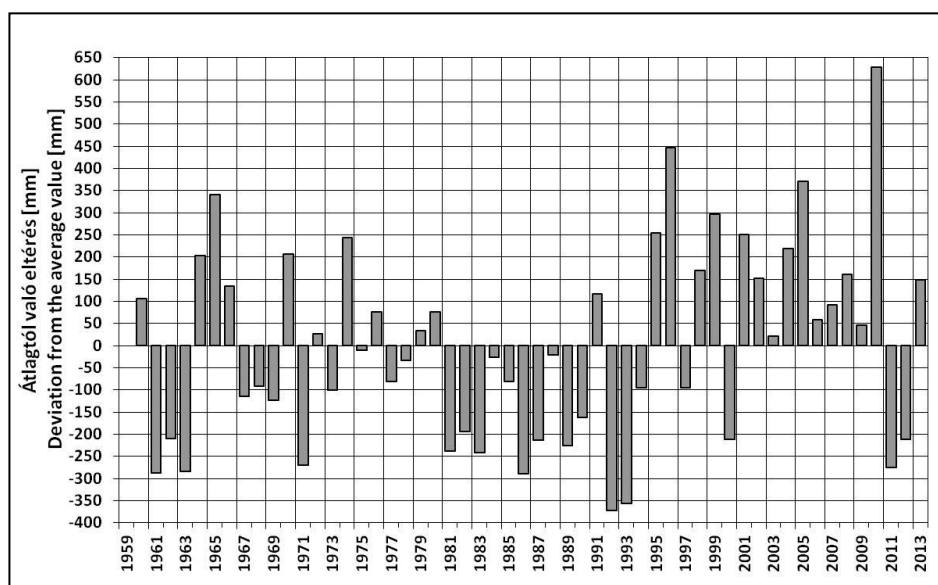
A 2. ábrán a Bükkben hullott éves csapadékok értékeit láthatjuk 1960 és 2013 között, szaggatott vonallal jelölve az átlag érték szerepel. Jól láthatjuk, hogy az 1990-es évek közepétől a csapadékos években jóval magasabb értékek figyelhetők meg, mint a korábbi időszakokban.

A 3. ábra az 53 éves adatokból számított átlagtól való eltérést mutatja az egyes években. Szintén jól megfigyelhető, hogy 1960 és 80 között a csapadékos és száraz éveknek viszonylag egyenletes eloszlása látható, 1981-1994 között szinte minden évben az átlagtól kevesebb csapadék hullott Já-

vorkúton, míg 1995-től napjainkig inkább az átlagon felüli csapadékmennyiségek a jellemzőek.

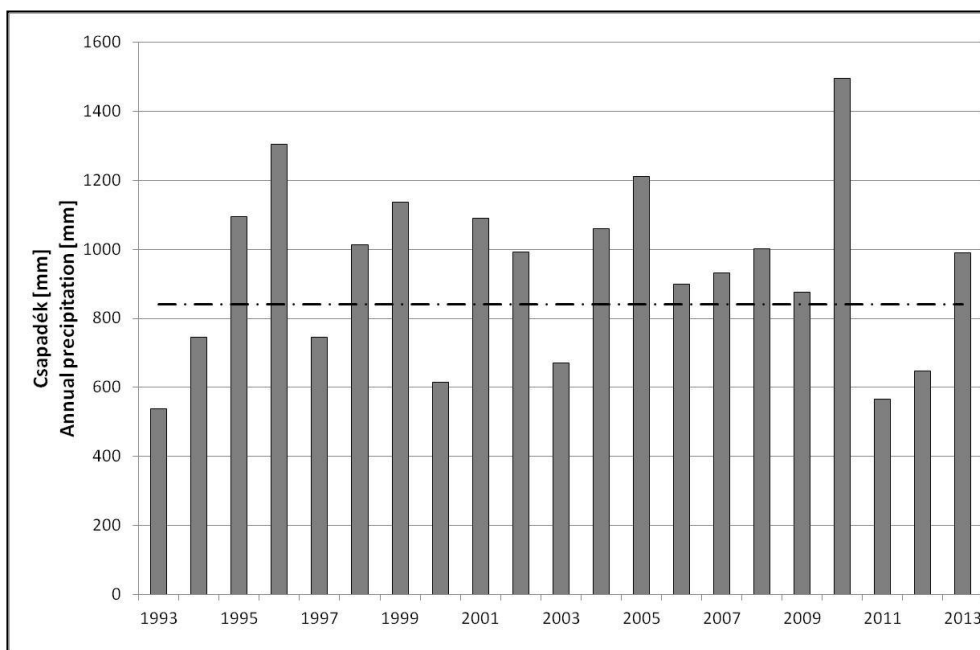


2. ábra: Éves csapadékok 1960 és 2013 között (jelölve az átlag csapadék: 840 mm)
Figure 2.: Annual precipitation 1960-2013 (marked the average precipitation: 840 mm)



3. ábra: Az éves csapadékok átlagtól való eltérése
Figure 3.: Deviation of the annual precipitation from the average value

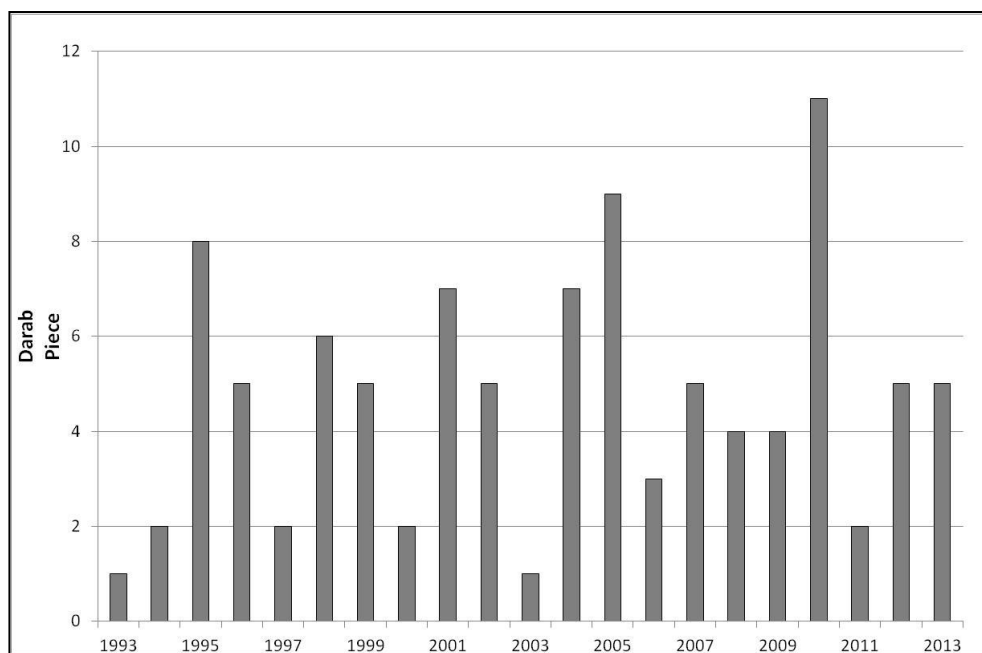
A 4. ábrán az 1993-2013 közötti értékek láthatóak. Fontos tény, hogy míg az előző ábra alapján számított átlagos éves csapadék 840 mm, addig az utóbbi 20 év átlaga jelentősen magasabb, 934 mm.



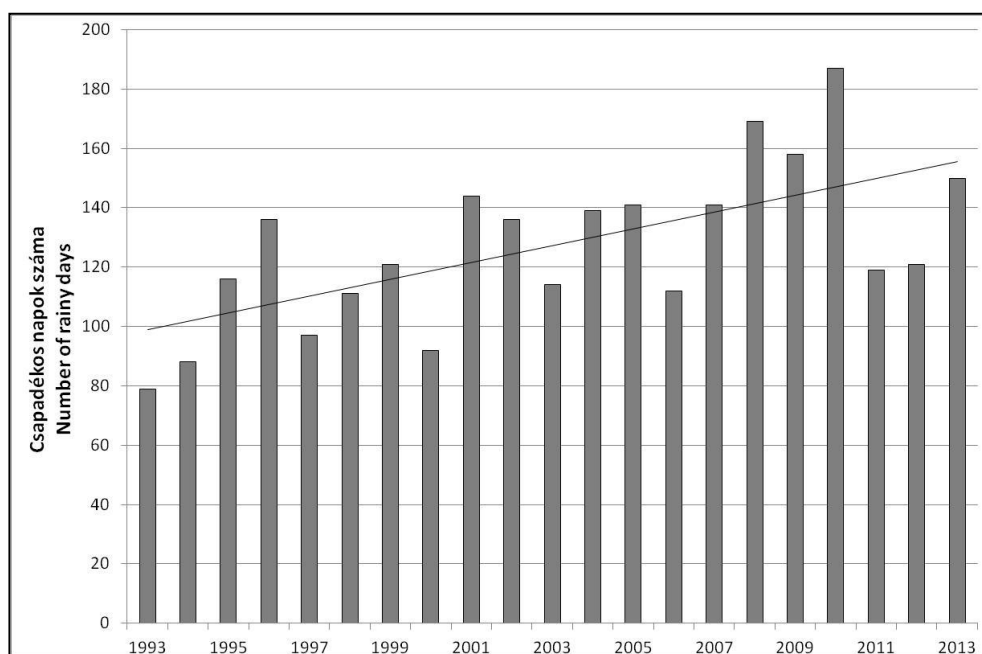
4. ábra: Éves csapadékok 1993 és 2013 között (jelölve az átlag csapadék: 840 mm)
Figure 4.: Annual precipitation 1993-2013 (marked the average precipitation: 840 mm)

Munkánk során az extrém események gyakoriságát és „méreteit” is vizsgáltuk, az 5. ábra a 30 mm-től nagyobb csapadékok darabszámát mutatja az adott években, az adatokra illesztett trendvonal ebben az esetben is határozott emelkedést mutat. Megfigyelhető, hogy az utóbbi 20 év legnagyobb karsztárvizének évében (KOVÁCS – LÉNÁRT 2012, LÉNÁRT et al. 2012, LÉNÁRT et al. 2013, LÉNÁRT 2013), 2010-ben fordult elő a legtöbb, ilyen csapadékeseményből összesen 11 volt, de az eddigi legszárazabb években, 1993-ban és 2011-ben is előfordult 1-2 ilyen csapadék esemény.

A 6. ábra a csapadékos napok számát mutatja az adott években, láthatjuk a határozottan növekvő tendenciát. Vizsgáltuk az adott évben előforduló legnagyobb napi csapadék értékek idejét is. Megfigyeléseink alapján az 1990-es években, inkább augusztusban, ill. szeptemberben jelentkeztek ezek a nagyobb csapadékok, míg 2001-óta a nagyobb csapadékok jellemzően inkább június-júliusban hullottak.

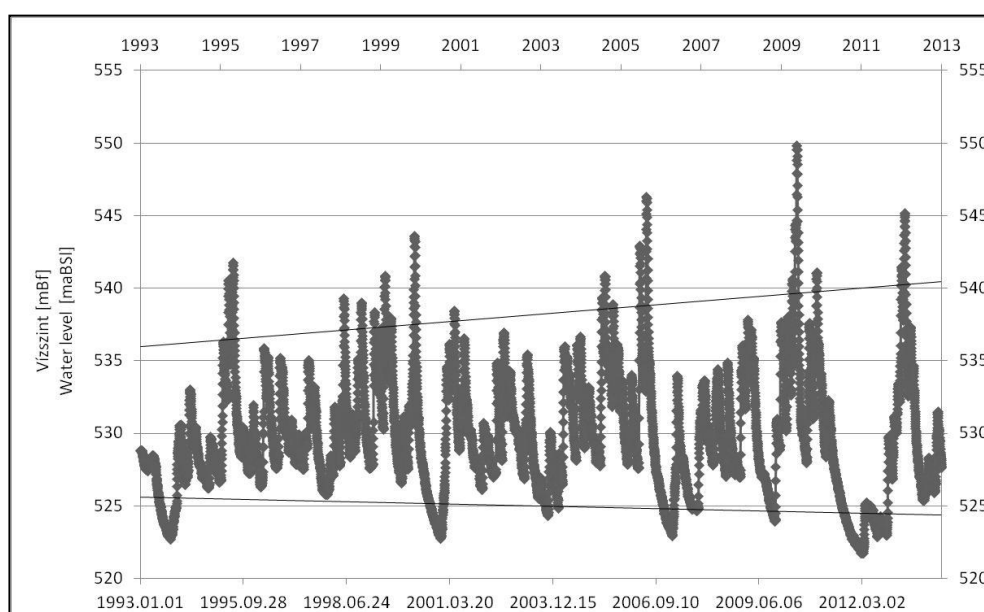


5. ábra: A 30 mm-től nagyobb csapadékok darabszáma az adott évben
 Figure 5.: Piece of the larger then 30 mm precipitations in the year



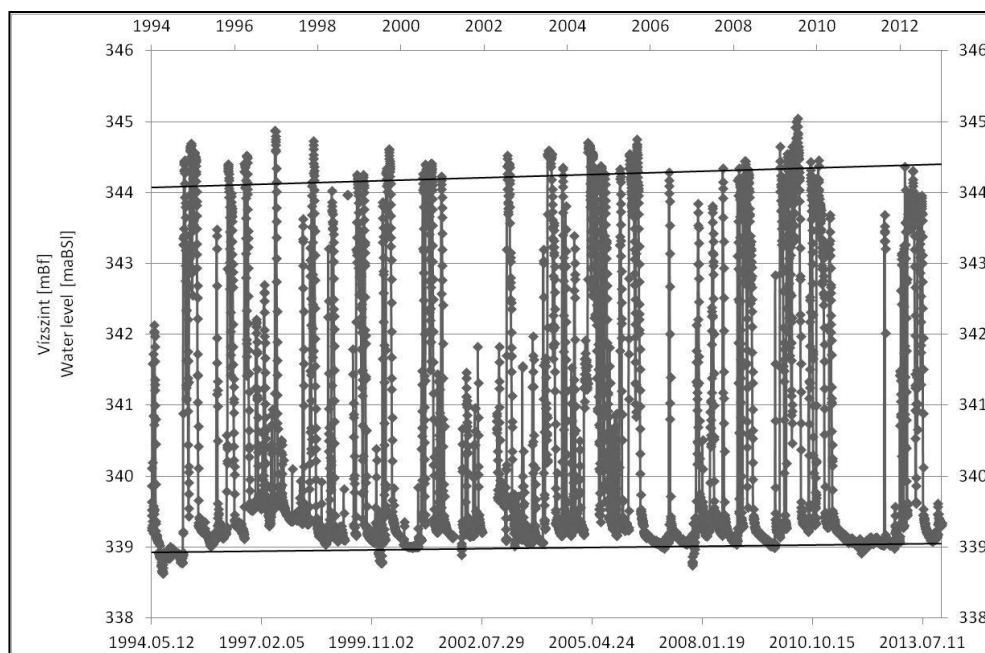
6. ábra: Csapadékos napok száma 1993-2013 között és a jellemző trendvonal
 Figure 6.: Number of rainy days between 1993-2013 and the characteristic trend line

Ezek után azt vizsgáltuk, hogy a csapadékra jellemző trendek milyen változásokat idéznek elő a karsztvíz szintekben. A szélsőséges csapadékok és az emelkedő tendenciák szintén növekvő átlag vízszinteket okoznak. Az extrém nagy csapadékesemények, ill. a hosszabb száraz periódusok miatt egyre inkább növekszik az a közettartomány, amelyben aktív vízmozgás, vízszint-ingadozás figyelhető meg mind a figyelő kutak, mind a források esetében (7. 8. és 9. ábrák). Továbbá van még egy nagyon kellemetlen és káros következménye ezeknek a hirtelen hulló, nagy mennyiségű záporoknak, mégpedig az, hogy igen jelentős méretű villámárvizek alakulnak ki miattuk, amik aztán jelentős károkat okozhatnak, ill. okoztak is már az érintett településeken. (pl. 2006-os vízszennyezés Tapolcán, ill. a 2010-es Bükki árvíz).

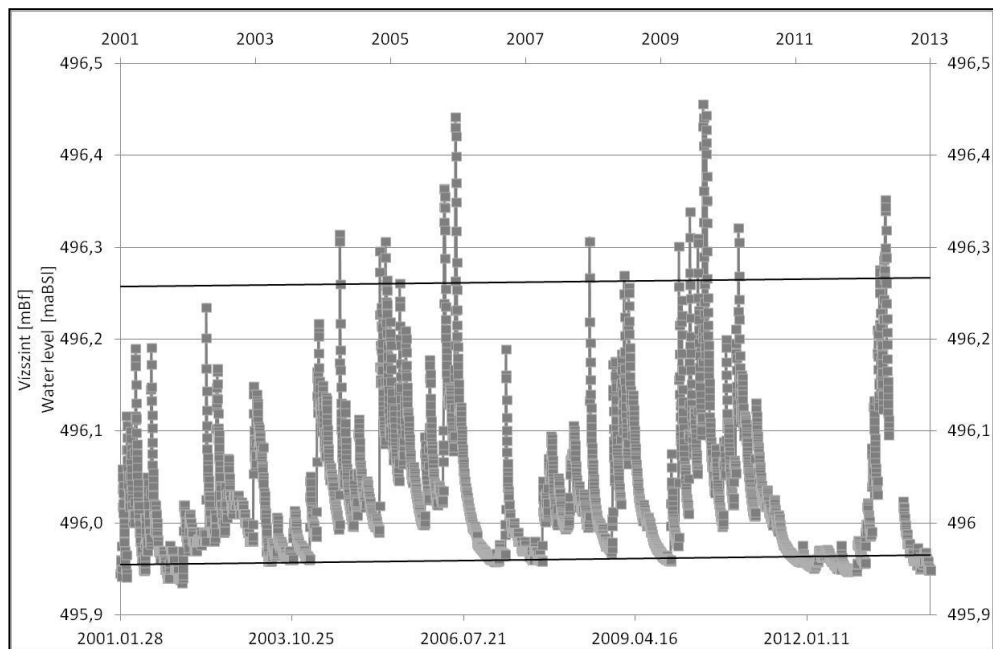


7. ábra: Nv-17 monitoring kút vízszintadatai 1993 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje

Figure 7.: Water level in Nv-17 monitoring well between 1993 - 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums



8. ábra: Szinva-forrás vízszintadatai 1994 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje
 Figure 8.: Water level in Szinva spring between 1994 and 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums



9. ábra: Garadna-forrás vízszintadatai 2001 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje
 Figure 9.: Water level in Szinva spring between 2001 and 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums

Következtetések

Vizsgálataink során a jávorkúti csapadékmérő állomás adatait vizsgáltuk 1960-2013 között. Az eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált 53 év csapadékátlag: 840 mm, az 1960 és 1993 közötti időszak csapadék átlaga: 810 mm, míg az utóbbi 20 év csapadék átlaga: 934 mm, vagyis egyértelműen növekszik a csapadék átlagos éves mennyisége a jávorkúti adatok alapján.

Szintén növekvő tendenciát mutat a

- 30 mm-től nagyobb csapadékok előfordulása egy adott éven belül,
- a csapadékos napok száma,
- az adott évben előforduló maximális napi csapadék mennyisége.

A 2000 és 2013 közötti időszakban azt figyeltük meg, hogy az előforduló maximális csapadék időpontja egy adott évben egyre többször június vagy július hónapra esik, míg 1993 és 2000 között ennek ideje jellemzően valamelyik, őszi vagy téli hónapban volt jellemző.

Egyre nagyobb a veszélye a villámárvizeknek, ill. a helyi vízkárok kialakulásának a karszton (amit általában csapadékos május „készít elő”).

A vizsgált források és monitoring-kút átlagvízszintje szintén emelkedik, továbbá a vizsgált megfigyelő helyeken a vízszintmozgás egyre távolabb határok között történik. Megállapíthatjuk tehát, hogy a hegységben ténylegesen megfigyelhető a meteorológiai viszonyok változása (a szélsőségek gyakoribbá válása, ill. növekedése), melyek természetesen hatással vannak a hegység vízforgalmára is. A Magyarországra prognosztizált aszályos időjárás helyett azonban a Bükk hegységben egyre jelentősebb csapadékbővítés figyelhető meg. Ennek okait munkánk során nem kutattuk, nem kívánunk állást foglalni, hogy ez a klímaváltozás természetes, vagy emberi hatás miatt következett-e be, de az adatok alapján egyértelműen kimutatható a Bükk hegységben.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány/kutató munka a Miskolci Egyetemen működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projektjének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

- KOVÁCS, P. – LÉNÁRT, L. (2012): A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvizet okozó csapadékok elemzése. – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, MERIEXWA nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, ISBN 978-963-306-175-6, pp. 1098-1108.*
- LÉNÁRT, L. – HERNÁDI, B. – CZESZNAK, L. – HORÁNYINÉ CSISZÁR, G. – SZEGEDINÉ DARABOS, E. – KOVÁCS, P. – SÚRÚ, P. – TÓTH, K. (2012): A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvíz okainak, lezajlásának, hatásainak és hasonló havariák kiküszöbölésének általánosítható tapasztalatai. – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, MERIEXWA nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, ISBN 978-963-306-175-6, pp. 538-548.*
- LÉNÁRT, L. – SZEGEDINÉ DARABOS, E. – CZESZNAK, L. – HERNÁDI, B. – KOVÁCS, P. (2013): A bükki karsztárvizek kapcsolata a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) vízszintjeivel. – IX. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, június 13-15, pp. 371-377.*
- LÉNÁRT, L. (2013): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere XXII/a. (Az 1992. 10. 10. - 2013. 01. 01. közötti mérések értékelése). – Észak-magyarországi Regionális Vízművek Zrt., Heves megyei Vízművek Zrt., Mezőkövesdi VG Zrt. (megbízás)*
- MAY, W. (2006): The simulation of the variability and extremes of daily precipitation over Europe by the HIRHAM regional climate model, – Global and Planetary Change, 57 (1-2) pp. 59-82.*
- SEMMLER, T. – JACOB, D. (2004): Modeling extreme precipitation events - a climate change simulation for Europe, – Global and Planetary Change, 44 (1-4) pp. 119-127.*
- SZÚCS, P. (2012): Hidrogeológia a Kárpát-medencében – hogyan tovább? – Magyar Tudomány, 2012. 5., HU ISSN 0025 0325, pp. 554-565.*
- SZÚCS, P. – MADARASZ, T. (2013): Hydrogeology in the Carpathian basin – how to proceed? – European Geologist, No. 35, May 2013, ISSN: 1028-267X, pp. 17-20.*

**ÜLEPEDÉS- ÉS VÍZSZINTCSÖKKENÉS SEBESSÉGÉNEK
VISZONYA SZUSZPENZIÓKBAN**

**THE RELATION BETWEEN THE VELOCITIES OF
SEDIMENTATION AND OF WATER TABLE DECREASE IN
SUSPENSIONS**

DEÁK GYÖRGY – MITRE ZOLTÁN –
SZEMES MÁTYÁS – VERESS MÁRTON

Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar
Földrajz és Környezettudományi Intézet
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., vmarton@ttk.nyme.hu

Abstract: The sedimentation originating from the intermittent lakes of subsidence dolines was modelled in laboratory. Two types of suspension were made that had natural-like characteristic features. In both types, the size of the single-grained, solid material was smaller than 0.063 mm and their concentration was 0,2 m/m %. One of the suspension types was also loaded with fibrillary-shaped vegetable waste in a concentration of 0.05 m/m %. The settling velocity was determined in both systems in a water-layer depth of 5.0; 7.5 and 10.0 cm. The settling velocity was greater in all water-layer thicknesses in the suspension that contained vegetable waste than in the system that only contained solid material. The presence of vegetable waste increased the settling velocity thus, the quantity of the sedimentary material too. This phenomenon was caused by the adsorption of colloidal floating materials on the surface of the vegetable waste. Sedimentation was possible in the sediment basin if the settling velocity was greater than the velocity of water table decline.

1. Bevezetés

Vizsgáltuk, hogy a karsztos depressziók csökkenő vízszintű tavaiban a vízben lebegő anyag ülepedése függ-e és ha igen, milyen módon a vízszintsüllyedés sebességétől.

Karszterületek depresszióiban (töbör, víznyelő) időszakos, vagy állandó vizű tavak alakulhatnak ki. Az állandó vizű tavak akkor jönnek létre, ha a depresszió aljzatán vízzáró kitöltés van. A depressziók állandó vizű tavai is leürülhetnek, ha a depresszió vízzáróját, kitöltését veszíti. Ilyen, mintegy 20 évig létező, majd leürülő tavat írt le BECK – SINCLAIR (1986) Texasból. Az időszakos tavak létrejöhetnek víznyelőkben- és töbrökben is (FORD – WILLIAMS 2007). Az időszakos tavak azért alakulhatnak ki, mert a vízbepótlás intenzitása meghaladja a vízelvezetés intenzitását. A csökkenő intenzitású vízelvezetésnek számos oka lehet. Így a karsztvízszint megemelkedése, a karsztos járat (ill. annak a fedőben kialakult folytatása) fejletlen-

sége, vagy az eltömődése. Tó alakulhat ki akkor is, ha egy másik már létező tó vize túlfolyással áramlik egy karsztos depresszióba (BECK – SINCLAIR 1986). Ez a tó kialakulási mód a poljék karsztos depresszióinál is előfordul.

Az időszakos tavak széleskörűen elterjedtek a karsztokon. Így előfordulnak tundrakarszton (KORZHUEV 1961, PULINA 2005), mérsékeltövi karszton (VERESS 2000), magashegységi karszton (Veress et al. 2013). Mediterrán, de trópusi karszton (ZHANG 1980) is gyakoriak a karsztvízszint megemelkedése miatt létrejövő tavak.

A töbrök lehetnek oldódásos töbrök, omlásos töbrök, átöröklődéses töbrök és utánsüllyedéses töbrök (WALTHAM – FOOKES 2003, WILLIAMS 2004). Az utánsüllyedéses töbrök fedett karszton alakulnak ki, ha a fedőkőzet a karszt járataiba szállítódik.

Az oldódásos töbrökben állandó vízű tavak képződnek. Ugyancsak állandó vízű tavak alakulnak ki az átöröklődéses töbrökben (ANDREJCHUK 2002). Az utánsüllyedéses töbrökbe időszakos tavak gyakran alakulnak ki. Kialakulásukat mind a csökkent vízvezető képesség (a járatokban üledék halmozódik fel), mind az intenzív csapadék esemény (intenzív esőzés és intenzív hóolvadás) külön-külön, de együtt is okozhatja. VERESS (1987, 2000) az utánsüllyedéses töbrök árvízi tavait létezési időtartamuk szerint rövid-, tartósabb- és tartós ideig létező tavakra különítette. A rövid ideig létező tavak egyetlen aktív időszak alatt léteznek (aktív időszak az, amikor a töbrök vizet kapnak környezetükből). A tartósabb ideig létező tavak egy aktív időszakot meghaladóan is fennmaradnak, ugyanis az ismétlődő esőzések miatt, mielőtt vizük leürülne, ismét vizet kapnak. Az ismétlődő vízbefolyások miatt az ilyen tavaknak a vízszintje ingadozhat, ill. nyugalmi vízszintekkel megszakított lehet. A tartós ideig létező tavak egy meteorológiai esemény (időjárási front) befejeződését követően, akár több napon, vagy héten keresztül is fennmaradnak. Amíg a rövid ideig létező és tartósabb tavak vizüket azáltal veszítik el, hogy az a járatokon keresztül a karsztba távozik, addig a tartós ideig létező tavak vize párolgással távozik.

A tóhoz (az árvízi tó) a felszínen áramló, vagy a fedő és fekü közetében szivárgó víz által igen különböző méretű diszpergált és oldott anyag szállítódik. A felszínen áramló víz a környezet flórájából származó növényi hulladékot ragad magával és juttat el a tóba. A szilárd fázisú diszpergált anyag a folyadék fázissal szuszpenziót alkot. A képződő szuszpenzió térfogatmennyisége (m^3) függ:

- a vízgyűjtő terület nagyságától,
- a folyadékfázis (csapadék, hó olvadék) képződésének intenzitásától,
- az aktív időszak hosszától.

A szuszpenzió minőségét (koncentrációját, a lebegő anyagok szemcseméretét) befolyásolja a fedő és a fekü közetminősége, aprózottsága, valamint a vízgyűjtő terület növényzettel fedettsége.

A beszállított anyag leülepedhet (a vízben lebegő közetszemcsék), rátapadhat a depresszió aljzatára, ill. az abban lévő tárgyakra (növényi hulladék és a kolloidok). Utóbbiak a szemcsékre is rátapadhatnak megnövelve azok süllyedési (ülepedési) sebességét.

A természetes úton keletkezett szuszpenzió egyaránt tartalmaz gyorsan, lassan, igen lassan, vagy nem ülepedő frakciót. Gyorsan, vagy igen gyorsan ülepedik az a frakció, melynek szemcsemérete 0,125-0,250 mm közé esik. A 0,063-0,125 mm átmérőjű szemcsék ülepedési ideje már jól mérhető. A 0,063 mm-nél kisebb szemcséket tartalmazó szuszpenzió igen lassan ülepedik le, míg a 0,001-0,010 mm méretű szemcsék már valódi kolloidot képeznek, ezért nem ülepednek le (PAIS 1981, ROHRSETZER et al. 1991).

2. Az utánsüllyedéses töbrök üledékképződési modellje

Az utánsüllyedéses töbrök időszakos tavai természetes derítők. Említettük, hogy a rövid ideig létező és a tartósabb ideig létező tavaknál a vízszintcsökkenést a karsztba történő vízelvezetés okozza. A vízzel együtt a töbrök járatain keresztül a lebegtetett üledék is eltávozik. A víz és a lebegtetett anyag karsztba szállítódása mind csökkenő, mind állandósult vízszinteknél egyaránt végbemehet.

Ülepedési modellünk szerint a töbrök tavaiból a leülepedett anyag szemcsemérete (és így részben a mennyisége is) két tényezőtől függ: a vízszintcsökkenés sebességétől és a lebegtetett üledék ülepedési sebességétől. Ezért azon szemcseméretű anyag ülepedik le, amelynek az ülepedési sebessége nagyobb, vagy egyenlő a vízszint süllyedési sebességgel. Azon szemcseméretű anyag, amelynek a sebessége kisebb, mint a vízszintsüllyedés sebessége, nem ülepszik le a töbrőben, hanem a leürülő vízzel a karsztba szállítódik. Ha a tó vízszintsüllyedési sebessége csökken, egyre durvább (és így több) anyag ülepedhet le. Hasonlóképpen nő a leülepedett anyag mennyisége változatlan anyag beszállítás esetén is, ugyanolyan szemcseméretű üledék esetén is, ha annak valamilyen hatásra megnő az ülepedési sebessége.

3. A módszer

A szemcsék ülepedési sebességét mérőhengerben vizsgáltuk. Ülepítő medencében vizsgáltuk, hogy a leülepedést, a vízszintsüllyedésnek és a szemcsék süllyedési sebességének egymáshoz képesti viszonya, hogyan befolyásolja. Az ülepítő medencében a különböző mélységekben, amely megegyezett a mérőhengerben mért ülepedési sebességek mélységével, mértük a leülepedett anyag mennyiségét. Ez a paraméter (ülepedési sebesség) az ülepítő medencében a vizsgálatok ideje alatt állandó volt.

Nem összeálló közetből vett mintát szárítás után szitálással szemcseméret szerint frakciókra különítettük. A szuszpenziókat (A_1 és A_2) a legkisebb szemcseméretű (0,063 mm-nél kisebb) frakciókból készítettük el. Ebből az anyagból 2-2 g-ot szuszpendáltunk, majd a szuszpenziót feltöltöttük 1-1 dm³-re, így két (A_1 és A_2) 0,2 m/m %-os oldatot kaptunk. Az A_2 szuszpenziós rendszert fibrilláris növényi aprítékkal (búza, szalma 1-0,5 mm-es darabjai) tovább terheltük úgy, hogy az oldat növényi hulladéokra nézve 0,05 m/m %-os legyen (*I. táblázat*).

I. táblázat
Table I.

Az ülepedési sebesség meghatározása különböző mélységekben
(5,0; 7,5; 10,0 cm)
The determination of settling velocity in different depths

A minta jele	A ₁ minta			A ₂ minta		
Szuszpenzió összetétele	1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m %			1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m % + növ. hull. ≈ 0,05 m/m %		
Vizsgált mélység (cm)	5,0	7,5	10,0	5,0	7,5	10,0
Ülepedő anyag ülepedésének felezési ideje (min)	23,9	39,9	42,9	15,7	21,1	27,6
Ülepedés sebessége (cm/min)	0,209	0,187	0,233	0,318	0,355	0,362

A homogenizált oldatokban „pipettás-módszerrel” (STEFANOVITS 1981) mértük az 5,0; 7,5; 10,0 cm folyadékréteg mélységben a lebegő anyag tartalmát, exponenciálisan növekvő időközönként (1, 5, 15, 30, 60, 120 min stb., *1. kép*) Minden alkalommal 5 cm³ térfogatú mintát emeltünk ki, és annak meghatároztuk a száraz anyag tartalmát (*II. táblázat*). Az adott mélységben (5,0; 7,5; 10,0 cm) mért különböző időpontokra (1, 5, 15, 30, 60, 120 min stb.) vonatkozó 5 cm³ térfogatú mintából nyert száraz anyag tartalmat 1 dm³-re vonatkoztattuk (*II. táblázat*).

II. Táblázat
Table II.

A mérési eredmények értékelése az A₁ (2 g agyag/1 dm³ víz) összetételű szuszpenzióban
The evaluation of measurement data in the suspension with an A₁ suspension (2 g clay/1 dm³ water)

Minta-szám	Idő (min)	Idő logaritmus	Mért tömeg 5 cm ³ -ben (mg)	lk tömege 1 dm ³ -re (mg)	ek-lk tömege (mg)
1	1	0	9,80	1,96	0,04
2	5	1,60	8,00	1,60	0,40
3	15	2,70	6,30	1,26	0,74
4	30	3,40	5,50	1,10	0,90
5	60	4,09	4,20	0,84	1,16
6	120	4,78	3,70	0,74	1,26
7	180	5,19	3,00	0,60	1,40
8	360	5,88	2,50	0,50	1,50
9	600	6,39	1,70	0,34	1,66

Megjegyzés:

lk: adott időpillanatban lebegő anyag koncentrációja, ek: az eredeti koncentráció



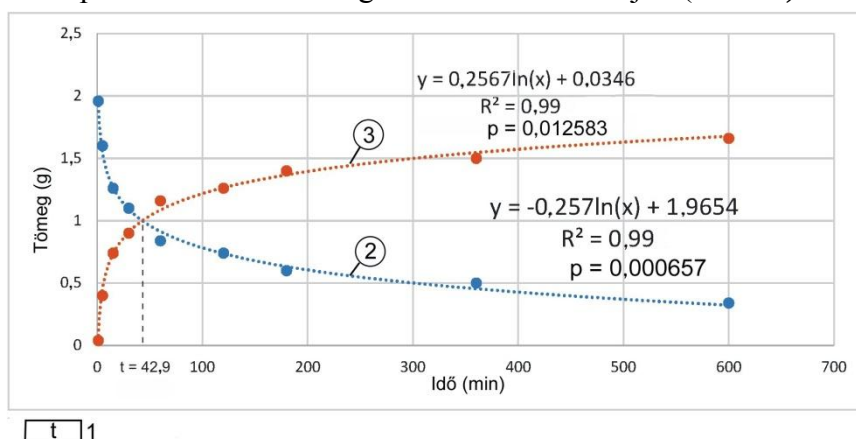
1. kép: A pipettás módszer és szárazanyag tartalom
Picture 1.: The pipette method and dry matter content

A mérési időpontban meghatároztuk különböző időpontokban a lebegő anyag koncentrációját. Az adatsorra függvényt illesztettünk, amelynek a grafikus képe az 1. ábra 2. görbéje. Az 1. ábra másik függvényét, amelynek a grafikus képét az 1. ábra 3. görbéje mutatja úgy kaptuk, hogy minden észlelési időponthoz tartozó lebegőanyag mennyiség koncentrációját levontuk az eredeti koncentrációból. A méréseket mind az A₁, mind az A₂ jelű szuszpenzióknál elvégeztük. Az adatokból meghatároztuk az ülepedési sebességet az alábbi módon.

Az A₁ jelű szuszpenzió lebegő anyag tartalma (a 10 cm-es rétegvastagságban mért adatok alapján) az idő függvényében exponenciálisan csök-

ken. Míg ugyanerre a mérési pontra számított érték (amely az eredeti koncentráció és a pillanatnyi koncentráció különbsége) az idő függvényében telítettségi görbe alakját veszi fel. Ezt az eljárást alkalmaztuk 5,0 és 7,5 cm-es vízmélységeknél is.

A kiindulási koncentráció (2 g) felét (1 g) megkapjuk, ha a görbék metszéspontjának az y tengelyen levő értékét leolvassuk. A metszéspontnak az x értéke annak az időnek felel meg, amely ahhoz szükséges, hogy az adott vizsgálati pontban a koncentráció felére csökkenjen. A koncentráció felezési ideje pontosabban meghatározható, ha a koncentráció változásokat a mérési időpontok természetes logaritmusában ábrázoljuk (2. ábra).



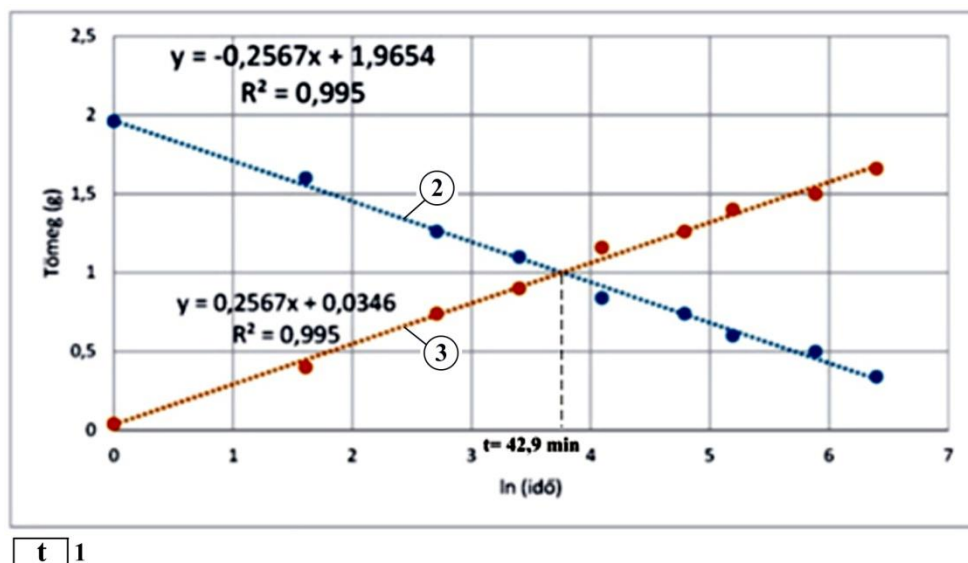
1. ábra: A mért és számított anyag koncentráció változása az idő függvényében

Jelmagyarázat: 1. a koncentráció felezési ideje, 2. a lebegő anyag koncentrációja a mintavételi ponton, az idő-függvényében, 3. a mérési pontban az eredeti koncentráció és adott időpont pillanatban a lebegő anyag koncentrációjának a különbsége az idő függvényében,

Fig. 1.: The change of the measured and calculated matter concentration in the function of time

Legend: 1. half-life of the concentration, 2. floating matter concentration on the sampling point as a function of time, 3. the difference between the original concentration and the floating matter concentration at the given time in the measurement point as a function of time

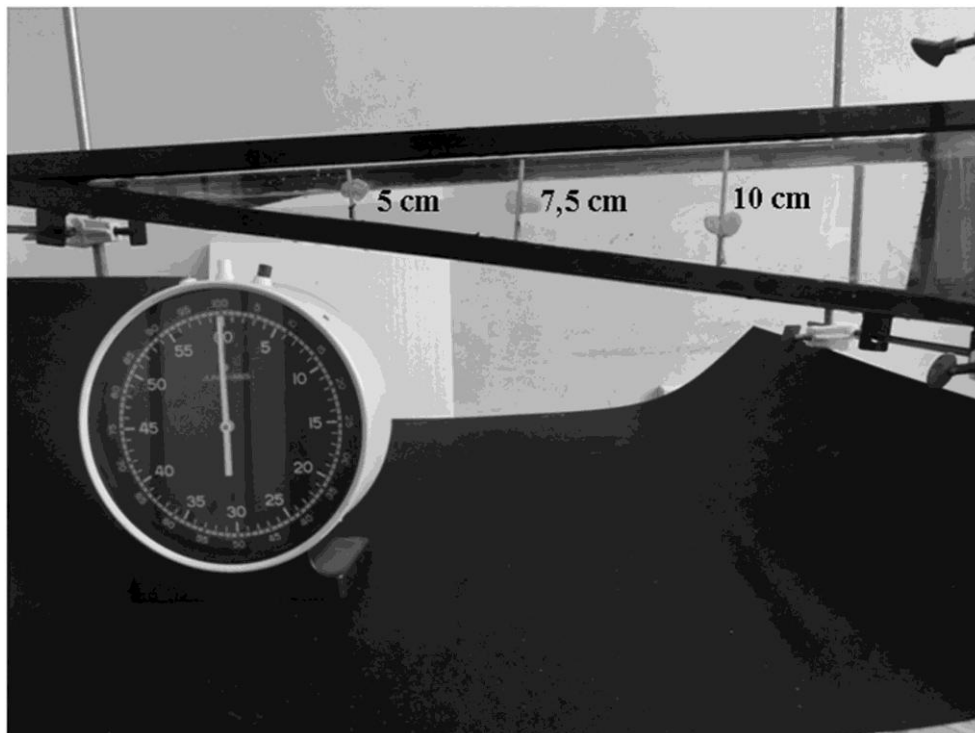
Ha a fázis felszínétől a mintavételi pontokig mért távolságokat (5,0; 7,5; 10,0 cm) elosztjuk a rájuk jellemző koncentráció felezési idejével, akkor eljárásunkkal megkapjuk az adott vizsgálati pontra vonatkoztatható üledési sebességet.



2. ábra: A mért és számított anyag koncentráció változása az idő természetes logaritmusának a függvényében
 Jelmagyarázat: 1. a koncentráció felezési ideje, 2. a lebegő anyag koncentrációja a mintavételi pontban az idő logaritmusának a függvényében, 3. a mérési pontban az eredeti koncentráció és adott időpillanatban a lebegő anyag koncentrációjának különbsége az idő logaritmusának függvényében
 Fig. 2.: The change of the measured and calculated matter concentration as a natural logarithm function of time
 Legend: 1. half-life of the concentration, 2. the floating matter concentration on the sampling point as a logarithm function of time, 3. the difference between the original concentration and the floating matter concentration at the given time in the measurement point as a logarithm function of time

Az ülepítő medencében adott vízszintsüllyedési sebességnél (a vízszintsüllyedést a medence alján alkalmazott vízelvezetéssel biztosítottuk) mértük a lebegő anyagból leülepedett anyag mennyiségét. Az ülepítő medencében a vízszintcsökkenés sebességét meghatározhatjuk és szabályozhatjuk (DEÁK et al. 2013). Bejelöltük a medencében a 10 dm³ által meghatározott vízszintet. Ehhez a vízszinthez viszonyítva 5,0; 7,5; 10,0 cm-es mélységben az ülepedő anyag felfogására alkalmas mikroszkópi tárgylemezeket helyeztünk el (2. kép). Ezt követően 10 dm³ A₁ jelű szuszpenzióval feltöltöttük a medencét, és először lassú, másodszor gyors vízszintcsökkenés előidézése mellett meghatároztuk az adott mélységbe elhelyezett tárgylemezeken leülepedett anyagmennyiséget. E helyen ismertük az ülepedési sebességet, miután a mérőhengerben mért adatokból meghatároztuk azt, a fentebb bemutatott módon. Ezt a mérési sorozatot A₂, azaz a növényi hulladékot is tartalmazó szuszpenzióval is elvégeztük.

A két módszert együtt alkalmazva megállapítható, hogy adott vízszintsüllyedésnél adott sebességgel ülepedő ismert szemcséjű és összetételű anyag esetén van-e ülepedés, vagy nincs.



2. kép: Az ülepítő medence oldallapjára elhelyezett pálcikák jelzik az üledék felfogására elhelyezett tárgylemezek helyeit

Picture 2.: The rods placed on the lateral face of the sediment basin show the places of object slides that collect sediment

4. Kiértékelés

Az A_1 és A_2 szuszpenziók 5,0; 7,5; 10,0 cm-es vízmélységében meghatározott koncentráció felezési idejét, valamint az ülepedési sebességeket az *I. táblázatban* foglaltuk össze.

Az A_1 és A_2 jelű, 10 dm^3 térfogatú szuszpenziókból, az eltérő vízszintcsökkenés sebesség hatására az 5,0; 7,5; 10,0 cm mélységekben lerakódó üledékek tömegéről nyert adatokat a *III. és IV. táblázatban* foglaltuk össze. A táblázat adatainak a felhasználásával az alábbiak állapíthatók meg.

Amíg a vízszintcsökkenés sebessége $5,6 \cdot 10^{-2} \text{ cm/min}$ és $1,1 \cdot 10^{-1} \text{ cm/min}$ értékek között változott, és a lebegtetett anyagnak az ülepedési sebessége legfeljebb $2,3 \cdot 10^{-2} \text{ cm/min}$ volt, nem észleltünk leülepedett anyagot egyetlen mélységi mintavételi ponton sem (*III. táblázat*). Tehát nem ülepedett le anyag, amikor az ülepedés sebessége kisebb volt, mint a vízszintsüllyedés sebessége.

Ezzel szemben, közel hasonló vízszintsüllyedési sebességnél ($5,2 \cdot 10^{-2}$ cm/min-tól $8,9 \cdot 10^{-2}$ cm/min-ig), az A_2 jelű növényi hulladékot is tartalmazó szuszpenzióban történt leülepedés. Ez arra vezethető vissza, hogy megnőtt a növényhulladék hatására a szuszpenzióban az ülepedés sebessége ($3,1 \cdot 10^{-1}$ cm/min-tól $3,1 \cdot 10^{-1}$ cm/min-ig). Az 1 cm^2 -re számított üledék mennyisége 2,4 és 8,3 mg között változott (III. táblázat).

Ha a vízszintsökkenés sebességet nagymértékben lecsökkentettük ($2 \cdot 10^{-4} - 1,4 \cdot 10^{-5}$ cm/min), és így az apadás idejét megnöveltük (6 h 54 min – 14 h 54 min közé), minden esetben, még a növényhulladékot nem tartalmazó szuszpenzióból is minden mintavételi helyen képződött üledék (IV. táblázat).

III. Táblázat
Table III.

Ülepedés A_1 és A_2 mintából különböző mélységekben nagy vízszintsökkenési sebességnél
Sedimentation from samples A_1 and A_2 in different depths at great velocity of water table decline

minta jele		A ₁ minta			A ₂ minta		
szuszpenzió összetétele		1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m %			1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m % + növ. hull. ≈ 0,05 m/m %		
vizsgált mélység (cm)		5,0	7,5	10,0	5,0	7,5	10,0
ülepedő anyag ülepedésének felezési ideje (min)		23,9	39,9	42,9	15,7	21,1	27,6
ülepedés sebessége (cm/min)		0,209	0,187	0,233	0,318	0,355	0,362
vízszintsökkenés sebessége nagy	vízszintsökkenés sebessége (cm/min)	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-2}$	$8,9 \cdot 10^{-2}$
	apasztás ideje (h, min, sec)	1 min 29 sec	2 min 9 sec	2 min 31 sec	1 min 35 sec	2 min 11 sec	2 min 39 sec
	ülepedett anyag mennyisége (mg/cm ²)	nincs	nincs	nincs	6,4	2,4	8,3

Tehát akkor, ha az ülepedés sebessége meghaladta a vízszintsüllyedés sebességét (vagy azért, mert a növényhulladék miatt nőtt a süllyedés sebessége, vagy mert csökkent a vízszintsüllyedés sebessége) a leülepedés végbement.

Az 1 cm^2 -re eső leülepedett anyagmennyiség mind a két szuszpenzióban a mélység növekedésével, az apadási idő növelésével nőtt (IV. táblázat). Amíg azonban az A_2 szuszpenzió esetén a mélység növekedésével egyenes arányban nőtt a leülepedett anyag mennyisége, az A_1 szuszpenzió esetében nem, hanem a leülepedett anyag mennyiség 7,5 cm-nél volt a legtöbb. Azonban a növényi hulladékot is tartalmazó szuszpenzióban a leülepedett anyag 1 cm^2 -re számított mennyisége minden mintavételi helyen

meghaladta a csak üledéket tartalmazó szuszpenziók, azonos mélységű mintahelyein mért értékeit.

IV. Táblázat

Table IV.

Üledés A_1 és A_2 mintából különböző mélységekben kicsi vízszintcsökkenési sebességnél
Sedimentation from samples A_1 and A_2 in different depths at a small velocity of water table decline

minta jele		A ₁ minta			A ₂ minta		
szuszpenzió összetétele		1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m %			1 dm ³ + agyag ≈ 0,2 m/m % + növ. hull. ≈ 0,05 m/m %		
vizsgált mélység (cm)		5,0	7,5	10,0	5,0	7,5	10,0
üledő anyag üledésének felezési ideje (min)		23,9	39,9	42,9	15,7	21,1	27,6
üledés sebessége (cm/min)		0,209	0,187	0,233	0,318	0,355	0,362
a vízszintcsökkenés sebessége kicsi	vízszintcsökkenés sebessége (cm/min)	1,4x10 ⁻⁵	2,4x10 ⁻⁴	2,8x10 ⁻⁴	2,0x10 ⁻⁴	3,6x10 ⁻⁴	3,9x10 ⁻⁴
	apasztás ideje (h, min, sec)	9 h 40 min	12 h 25 min	14 h 54 min	6 h 54 min	8 h 53 min	10 h 38 min
	üledett anyag mennyisége (mg/cm ²)	3,1	7,5	12,8	10,0	13,0	51,2

5. Eredmények

Kísérleteink az üledési sebességekre, valamint az üledési sebesség és a vízszintcsökkenési sebesség viszonyára vonatkozó eredményeket foglalják magukba.

Üledési sebességi méréseink alapján megállapítható, hogy az ismert összetételű és koncentrációjú szuszpenzióknak egy-egy vízmélységnél meghatározott a koncentráció felezési ideje és ez a szóban forgó szuszpenzióra jellemző. A mérés azonos eredménnyel megismételhető. A vizsgált vízmélység és a rávonatkozó koncentráció felezési idejének hányadosa kifejezi az adott pontban az üledési sebességet (cm/min, vagy cm/sec). A növényi hulladékot tartalmazó szuszpenzióban azért nagyobb az üledési sebesség, mint a csak üledéket tartalmazó szuszpenzió azonos vízmélységeinél, mert a kolloid méretű részecske adszorbálódik a fibrilláris (szálszerű) felületeken. Az adszorbált anyag a növényi hulladékkal együtt az üledékbe távozik.

Az ülepítő medencében végrehajtott méréseink szerint, ha az üledési sebesség kisebb, mint a vízszintcsökkenés sebessége, üledékképződés nem alakul ki a medence aljzatán. Növényhulladékos szuszpenzió esetén, ha az üledési sebesség és a vízszintcsökkenés sebessége közel azonos, akkor a növényi hulladék és a szemcsék között kialakult adszorpció miatt az üle-

pedési sebesség megnő, emiatt üledékképződés mehet végbe a medencében. Ha a vízszintsüllyedés sebessége kisebb, mint a szemcsék süllyedési sebessége az üledékképződés a medence minden mintavételi helyén végbemegy.

Az 1 cm^2 -re számított ülepedett anyag tömege (mg) a folyadékoszlop nagyságával arányosan nő. A növényi hulladék jelenléte az adszorpció révén a folyadékfázisból nagy mennyiségű anyagot von ki, és növeli a leülepedett anyag mennyiségét.

6. Következtetések

A laboratóriumi kísérleteink arra utalnak, hogy az utánsüllyedéssel töbrök tavainak vízszintsüllyedési sebessége meghatározza, hogy azok vizéből milyen szemcseméretű anyag ülepszik le. Minél lassúbb a vízszintsüllyedés, annál finomabb anyag is leülepedhet. Ezt a jelenséget erősíti a tóba kerülő növényhulladék. Emiatt a töbrök eltömődése öngerjesztő folyamat. A finomabb szemcsésű anyag (és növényhulladék) növeli a töbrök eltömődését. Emiatt a töbrökben kialakuló tavak vízszintcsökkenése (leürülése) és így élettartama is nő. Ez viszont még finomabb (és ezáltal több) üledék leülepedését eredményezi, ami még hosszabb élettartamú tavak létrejöttét okozza. A két folyamat eredménye (ülepedési sebesség és vízszintsüllyedési sebesség) a töbrök teljes eltömődése, majd kitöltődése és pusztulása.

IRODALOM

- ANDREJCHUK, V. (2002): Collapse above the World's largest potash mine (Ural, Russia) – International Journal Speleology 31 pp. 137-158.
- Beck, B. F. –Sinclair, W. C. (1986): Sinkholes in Florida: An introduction. – Florida Sinkhole Research Institute Report 85-86-4, 16 p.
- DEÁK GY. – SAMU SZ. – VERESS M. (2013): Szuszpenziós rendszerek ülepedésének és kiválásának vizsgálata modell kísérletekkel – Karsztfejlődés XVIII. pp. 49-64.
- FORD, D. C. –WILLIAMS, P. W. (2007): Karst Geomorphology and Hydrology – Unwin Hyman, London 561 p.
- KORZHUEV, S.S. (1961): Merzlotnyi karst Srednego Prilen'ya i nekotorye osobennosti yego proyavleniya. – In: Sokolov, N.I., Gvozdetskiy, N.A., Balashov, L.S. (Eds.), Regionalnoe karstovedenie. Izdatelstvo AN SSSR, Moscow, pp. 207–220.
- PAIS I. (1981): Általános szervetlen és analitikai kémia – Mezőgazda Kiadó, Budapest, 317 p.

- PULINA, M.* (2005): Le karst et les phenomenes karstiques similaires des regions froides – In: *SALOMON, J. N.–PULINA, M.* (szerk.): Les karsts des regions climatiques extremes. *Karstologia Mémoires*, 14. pp. 11-100.
- ROHRSETZER S.* (1991): *Kolloidika* – Tankönyvkiadó, Budapest, 295 p.
- STEFANOVITS P.* (1981): *Talajtan* – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 324 p.
- VERESS M.* (1987): Karsztos mélyedések működése bakonyi fedett karsztokon – *Földrajzi Értesítő XXXVI/1-2* pp. 91-114.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary – *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei*, 23 167 p. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc
- VERESS M. – PÉNTEK K. – SCHLÄFFER R.* (2013): Az intenzív csapadékhullások hatása a karsztos formákra – *Karszt és Barlang 2011 évf. I-II. f.* pp. 41-50.
- WALTHAM A. C. – FOOKES P.G.* (2003) Engineering classification of karst ground conditions. – *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology* 36 pp. 101–118
- WALTHAM, T. – BELL, F. – CULSHAW, M.* (2005): *Sinkholes and Subsidence*. Springer Berlin Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS P. W.* (2004) Dolines. In: Gunn J (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, – Fitzroy Dearborn, New York, London, pp. 304–310
- ZHANG, ZHIGAN* (1980): Karst types in China. – *GeoJournal* 4. 6:541-570.

FEDETT KARSZTOSODÁS VIZSGÁLATA FEDŐVEL BORÍTOTT GIPSZTÁBLÁN

THE STUDY OF COVERED KARSTIFICATION ON A GYPSUM PLATE WITH COVER

VERESS MÁRTON – GÁRDONYI ISTVÁN – DEÁK GYÖRGY

Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar

Földrajz és Környezettudományi Intézet

Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

vmarton@ttk.nyme.hu

Abstract: Covered karst processes and development were studied in laboratory. For the experiment, the surface of the plates that were made of well-soluble gypsum was covered with sediment then the gypsum was let to dissolve with different water inflows. During the experiment we managed to create various features both on the superficial deposit and the bedrock. It can be stated that the extent of solution on the gypsum plate and the characteristic of the developing features is determined by the method of water supply (as it significantly affects the characteristic of water movement and the expansion of water in the superficial deposit), the grain size of the superficial deposit and the dipping of the gypsum plate. Various features developed on the superficial deposit above the greater features of the bedrock. The breakdown of the superficial deposit, the suffosion and the fall of the grains play a role in the development of the features of the superficial deposit.

1. Bevezetés

E tanulmányban laboratóriumi kísérletekkel vizsgáljuk a fekűn létrejött anyagihiány átöröklődését a fedőre.

Rejtett fedett karsztokon, ahol a fedő vízáteresztő a fedő vizei (amelyek származhatnak közvetlenül beszivárgásból, vagy az oldalirányba mozgó vízből, pl. talajvízből) a karsztos fekű kőzetre jutva oldással anyagihiányt hoznak létre. A fekűn üregek, aknák, kürtők alakulnak ki (JAMMAL 1984, VERESS 2009), amelyekbe a fedő főleg szuffúzióval (WALTHAM et al. 2005) beleszállítódik, vagy a fedőn üregképződés történik (WALTHAM et al. 2005). Ha üreg alakul ki a fedőben, annak mennyezetéről a fedő vizének a hatására darabok válnak le (BECK 1991, WHITE – WHITE 1992, CURRENS et al. 2012). Az üreg felfelé növekszik, amit a mennyezet omlása követ. A szuffúzió eredményeként alakulnak ki a szuffúziós töbrök, míg az omlás eredményeként jönnek létre a lezökkenéses töbrök.

Olyan laboratóriumi kísérletet alakítottunk ki, amelyben vizsgálható, hogy a fekün keletkezett anyagiány milyen folyamatokat indít el a fedőben és, hogy a fekün létrejött formáktól hogyan függ a fedőn a formaképződés.

A laboratóriumi vizsgálatoknak a karsztosodás tanulmányozására számottevő előzményei vannak. E vizsgálatokhoz gipszet használtak, miután e kőzetnek az oldódása elég gyors ahhoz, hogy az oldódási folyamatok eredményei a véges idejű kísérletek végén észlelhetők legyenek.

Így GLEW – FORD (1980) rillenkarrok kialakulását tanulmányozták. DZULANSKY et al. (1988) ugyancsak gipszen a hasadékarrok kialakulását vizsgálta. VERESS et al. (1998) a madáritatók és e formákhoz kötődő más karrformák (pl. túlfolyási csatornák) létrejöttét modellezte. SLABE (2009) kísérletében fedett karsztos környezetet hozott létre. Gipsz oszlopokat alakított ki, amelyeket egy edénybe helyezett (az edényből folyamatos vízelvezetés történt) és az oszlopokat fedővel borította el. Az oszlopokon eltérő jellegű oldódás és formaképződés történt. Így az oszlopok alsó részén a vízelborítás szintjében színlők és vályúk alakultak ki, míg ezek felett, ahol állandó vízelborítás nem volt talaj alatti kagylók, csövek és vályúk.

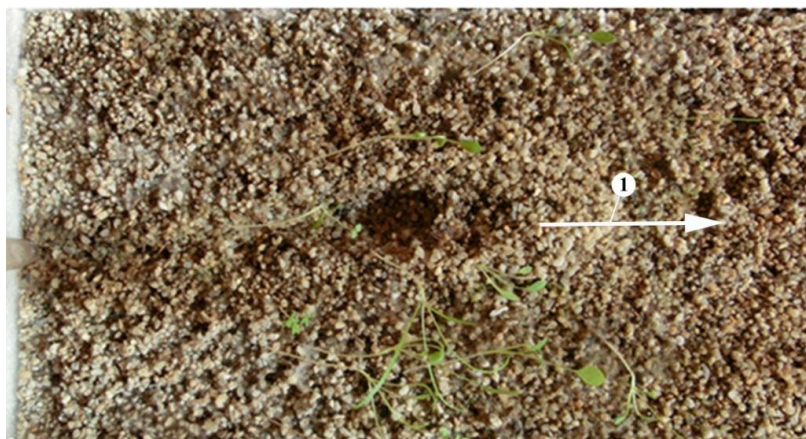
2. Módszer

Kísérleteinkhez 45x30x3 cm-es gipsztáblákat alakítottunk ki. 9 db gipsztáblán folyt a kísérlet (táblánként 2-2 helyen végeztünk vízadagolást). A kísérleteket nem ismételtük, egyrészt azok nagy időigénye miatt, másrészt mert a kísérleti körülményeket pontosan nem lehetett rekonstruálni. A gipsztáblán 1 cm-es fedőt hoztunk létre. A gipsztáblákra elhelyezett fedő szemcseméret tartományok a következők voltak: 2,5-5 mm, 2,0-2,5 mm, 0,5-1,0 mm, 0,25-0,5 mm, 0,125-0,25 mm, 0,063-0,125 mm és <0,063 mm. A gipsztábla dőlését 5°-ra, ill. 0°-ra állítottuk be a kísérletekhez.

A kísérlet során minden vízadagolási helyre 100 dm³ desztillált vizet juttattunk csepegtetéssel. Munkanaponként 5-5 dm³ vizet adagoltunk minden egyes vízadagolási helyre. Reggel 2 dm³-t, este 3 dm³-t töltöttünk fel a csepegtetés tározó edényébe. Munkaszüneti napokon nem történt vízadagolás. Nappal 2-3 órás, éjszaka 3-4 órás vízadagolási szünet állt elő. A vízadagolás sebessége 60 (±5) csepp/perc volt. Egy csepp mérete 0,1-0,075 cm³ között változott. Utóbbi kiszámításának módja: mértük, hogy hány csepp telt ki 1 cm³-t, majd a méretet a kettő hányadosából képeztük. A vízávitelt (továbbiakban vízadagolás) különböző módokon végeztük. Így történhetett a fedőre, valamint közvetlenül a feküre. Mindkét esetben függőlegesen és oldalról is történt vízadagolás. Függőlegesen és a feküre történt a vízadago-

lásnál a büréta a fedőt átharántolta. Ha a vízadagolás oldalról történt, a vizet üvegszövön keresztül tölcserből vezettük a fedőre, vagy a feküre.

3. A formák



0 5 cm

1. kép: Lankás oldalú medence a gipsztábla fedőjén (5/1 jelű gipsztábla)

Jelmagyarázat: 1. a felszín dőlésiránya

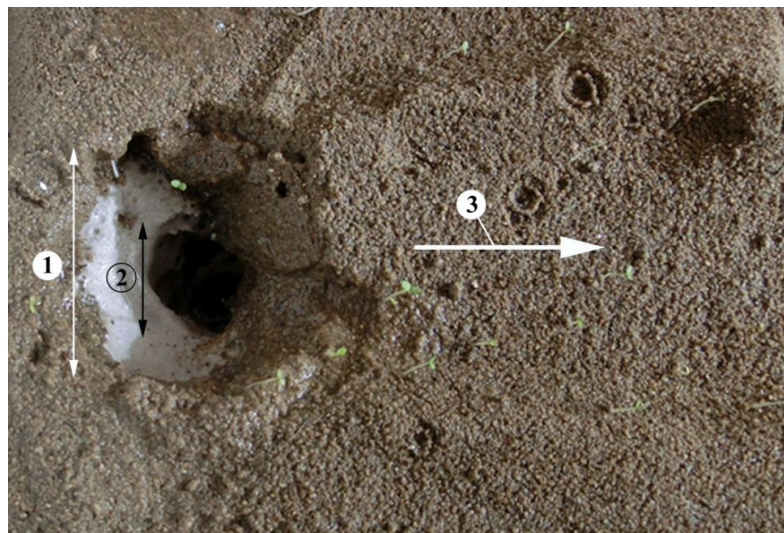
Megjegyzés: fedő szemcsemérete 2,5-5 mm, gipsztábla dőlése 5°, vízadagolás módja: oldalról, a fedőre
Picture 1.: basin with gentle slope on the superficial deposit of the gypsum plate (gypsum plate marked 5/1)

Legend: 1. dip direction of the surface

Notice: the grain size of the superficial deposit is 2.5-5 mm, the dipping of the gypsum plate is 5°, the method of water supply is from the side to the superficial deposit

A fedőn kialakult formák a lankás oldalú medence, a függőleges oldalú medence, az esővízbarázda, a kis medence és a szabálytalan medence, a hosszanti-, a keresztirányú hasadék, a sugaras hasadék és az íves hasadék. A lankás oldalú medence (1.kép) és a függőleges oldalú medence (2. kép) a vízadagolás helyénél jön létre. Előző inkább durvább szemcséjű fedőn, a fekvő lankás oldalú mélyedése (madáritató) felett, utóbbi ott, ahol a gipsztáblát átharántoló forma (akna) alakult ki. A kis medence kisebb (1-2 cm-es átmérőjű), lankás oldalú mélyedés, amely a vízadagolástól távolabb alakult ki főleg a fekvő csatornáinak a kereszteződéseinél (3. kép). Az esővízbarázda lejtés irányba megnyúlt mélyedés, amely rendszerint a lankás oldalú medencék tavának túlfolyó vizéből jött létre erózióval. Ritkán kialakulhat azonban nemcsak a fedő felszínén mozgó víz hatására. A sugaras és íves hasadékok a medencékhez csatlakozó, ill. a medencék peremével párhuzamos hasadékok. Ez utóbbiak akkor képződnek, ha a gipsztábla dőlése 0°. Akárcsak a szabálytalan mélyedés, amely ugyancsak nem zárt forma a fedőn. A medence

peremével párhuzamos hasadékok a fedő megsüllyedésére utalnak. A fedő ilyen szerkezeteit, amelyek töbrök körül alakulnak ki, WALTHAM et al. (2005) szuffóziós eredetűeknek tartják.



2. kép: Meredek oldalú medence a gipsztábla fedőjén (4/2 jelű gipsztábla)

Jelmagyarázat: 1. függőleges oldalú medence, 2. akna, 3. a felszín dőlésiránya

Megjegyzés: fedő szemcsemérete $< 0,063$ mm, gipsztábla dőlése 5° , vizadagolás módja: felülről a fedőre

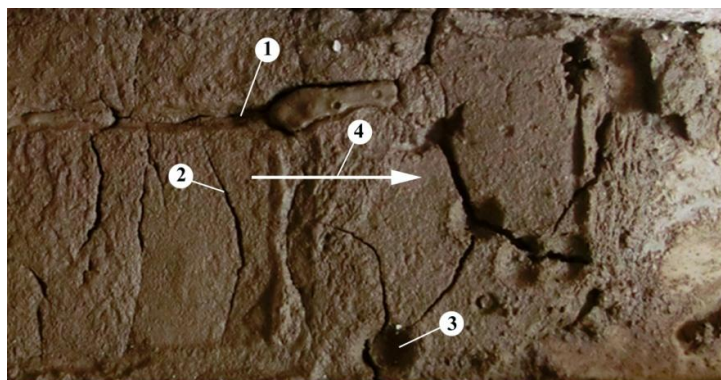
Picture 2.: basin with steep slopes on the superficial deposit of the gypsum plate (gypsum plate marked 4/2)

Legend: Basin with vertical slope, 2. shaft, 3. dip direction of the surface

Notice: grain size of the superficial deposit < 0.063 mm, dipping of the gypsum plate 5° , method of water supply: from upside-down to the superficial deposit

A fekü formái a madáritató, az akna, az ujjbegy, a hosszanti- és keresztirányú csatorna, a levezető csatorna, a kürtő, a túlfolyási csatorna, a fedő menti csatorna, a mennyezeti csatorna.

A túlfolyási csatorna az aknától, vagy madáritatótól kiágazó vonalas forma (4. kép), míg a bevezető csatornák ahhoz kapcsolódnak (4. kép). A kürtők mélysége (max. néhány mm-es) nagyobb, mint az átmérőjük (4. kép). A madáritató lankás oldalú kisebb mélységű zárt mélyedés (5 a. kép), az akna függőleges oldalú zárt mélyedés, amely átharántolja a gipsztáblát (2. kép). Az ujjbegyek a kürtőknél nagyobb (max. 1 cm-es) félgömböszerű formák, amelyeknek az átmérője mélységükhöz viszonyítva nagyobb (5 b. kép). A hosszanti csatornák dőlésirányú a keresztirányú csatornák csapásirányú vonalas bemélyedések a fekűn (5 a. kép). A fedő hasadécai alatt jönnek létre. A fedő menti csatornák a fedő elvégződésénél a csupasz fekűn kialakult formák (5 b. kép). A mennyezeti csatornák a gipsztábla alsó felületén kialakult képződmények.



3. kép: A gipsztábla fedőjén kialakult hasadékok és kis medencék (5/2 jelű gipsztábla)

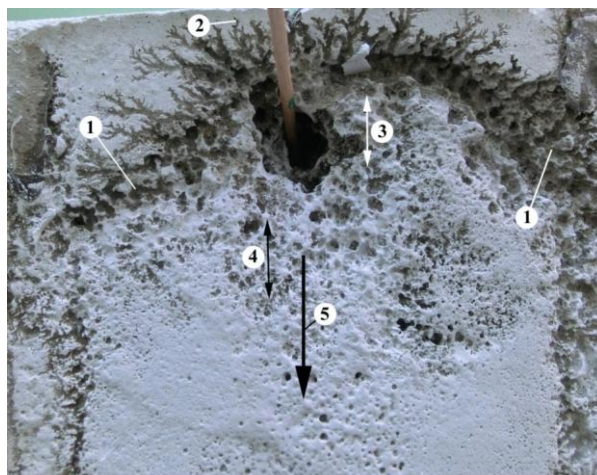
Jelmagyarázat: 1. hosszanti hasadék, 2. kereszthasadék, 3. kis medence, 4. a felszín dőlésiránya

Megjegyzés: fedő szemcsemérete $< 0,063$ mm, gipsztábla dőlése 5° , vízadagolás módja: oldalról, a fedőre

Picture 3.: Fissures and small basins developed on the superficial deposit of the gypsum plate (gypsum plate marked 5/2)

Legend: 1. longitudinal fissure, 2. transverse fissure, 3. small basin, 4. dip direction of the surface

Notice: grain size of the superficial deposit is $< 0,063$ mm, dipping of the gypsum plate is 5° , method of water supply: from the side to the superficial deposit



4. kép: Túlfolyási csatorna a feki (8/1 jelű gipsztábla)

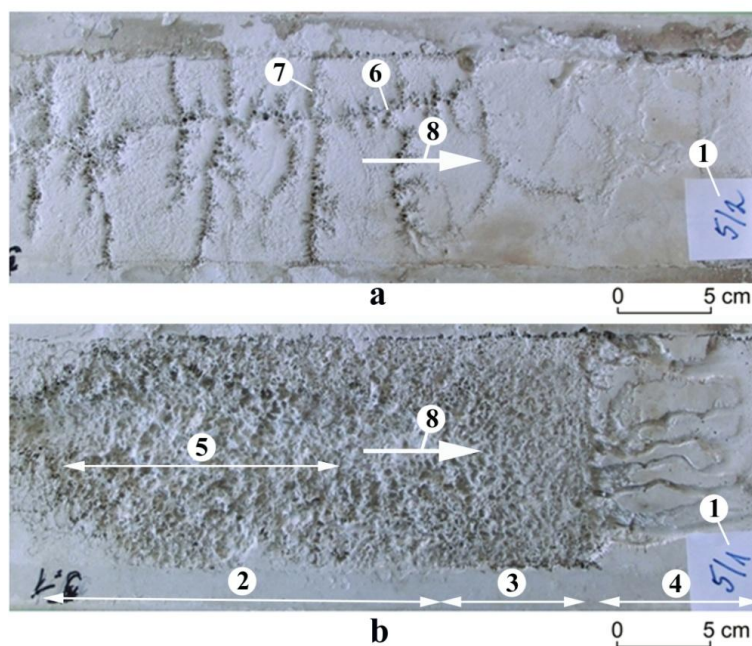
Jelmagyarázat: 1. túlfolyási csatorna, 2. bevezető csatorna, 3. akna, 4. kiirtók, 5. a felszín dőlésiránya

Megjegyzés: fedő szemcsemérete $0,250-0,5$ mm, gipsztábla dőlése 5° , vízadagolás módja: felülről a fedőre

Picture 4.: decantation channel on the bedrock (gypsum plate marked 8/1)

Legend: 1. decantation channel, 2. inhalant channel, 3. shaft, 4. pits, 5. dip direction of the surface

Notice: grain size of the superficial deposit $0,250-0,5$ mm, dipping of the gypsum plate 5° , method of water supply: from upside-down to the superficial deposit



5. kép: Csatornák és ujjbegyek a fekün

Jelmagyarázat: 1. gipsztáblák azonosító jele, 2. ujjbegyes zóna, 3. kürtő zóna, 4. fedőmenti csatornák, 5. madár-
itató, 6. hosszanti csatorna, 7. keresztirányú csatorna, 8. a felszín dőlési iránya, a 5/2 jelű gipsztábla, b az 5/1 jelű
gipsztábla

Megjegyzés: 5/1. jelű gipsztáblán: fedő szemcsemérete 2,5-5 mm, gipsztábla dőlése 5°, vízadagolás módja: oldal-
ról, a fedőre, 5/2. jelű gipsztáblán: a fedő szemcsemérete <0,063 mm, gipsztábla dőlése 5°, vízadagolás módja
oldalról a fedőre

Picture 5.: Channels and finger pads on the bedrock

Legend: 1. identification mark of the gypsum plates, 2. zone with finger pads, 3. zone with pit, 4. channels along
the superficial deposit, 5. kamenitza, 6. longitudinal channel, 7. transverse channel, 8. dip direction of the surface,
a) gypsum plate marked 5/2, b) gypsum plate marked 5/1

Notice: on the gypsum plate marked 5/1: grain size of the superficial deposit 2.5-5 mm, dipping of the gypsum
plate 5°, method of water supply: from the side to the superficial deposit, on the gypsum plate marked 5/2: grain
size of the superficial deposit <0.063 mm, dipping of the gypsum plate 5°, method of water supply: from the side to
the superficial deposit

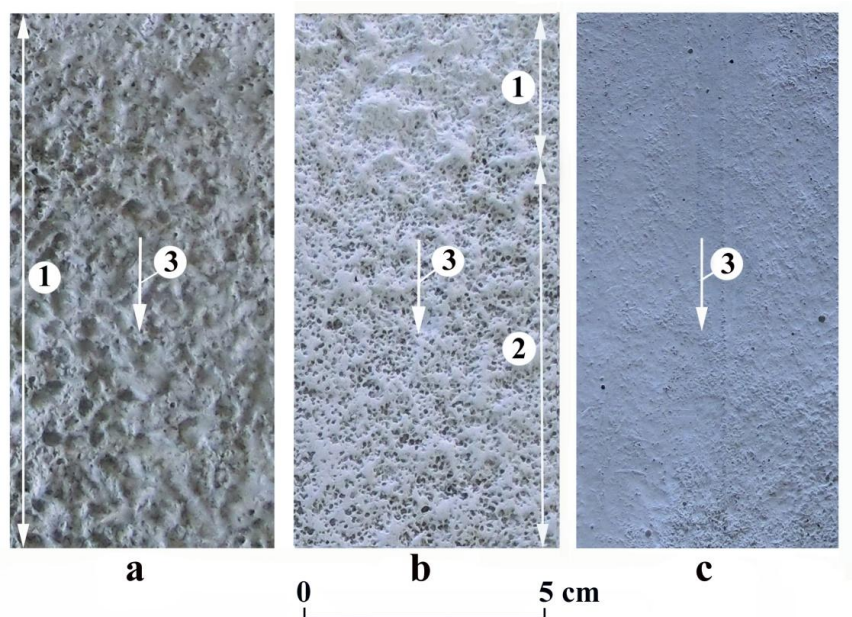
4. Az oldódás

A fedőn a formaképződés kiváltója a fekün létrejövő anyagiány. Az anyagiány során kialakuló formák méretét, sűrűségét, eloszlását a fekün, azoknak az átöröklődését a fedőre, ill., hogy ennek során a fedőn milyen méretű, alakú, sűrűségű és mintázatú formák alakulnak ki, számos tényező határozza meg. Így a gipszlap dőlése, a vízadagolás módja, a fedő szemcsemérete.

A fekün a formaképződés (az oldódás) lehet lokális, folytonos és a kettő közötti átmenetet mutató részben folytonos. A fekü lokális oldódása

során keletkező formák a madáritatók és az aknák. Folytonos oldódás során keletkeznek az ujjbegyek és a kürtők, részben folytonos oldódás során a csatornák.

Durvább szemcséjű fedő (2,5-5,0 mm) alatt nagyobb formák (ujjbegyszerű formák) képződnek nagyobb sűrűségben, kisebb sűrűségben azonban kürtők is előfordulnak (6 a. kép), illetve a gipsztábla alsó részén a kürtők önálló zónát alkotnak (5 b. kép). Közepes szemcséjű fedő (0,25-0,5 mm) alatt a gipszlap felső részén ujjbegyek, középső és alsó részén kürtők, de kisebb sűrűségben jönnek létre (6 b. kép). Finom szemcséjű fedő alatt, ha a vízbevetés fentről a fedőre történt, a gipsztábla felülete nem oldódott, sima maradt (6 c. kép).



6. kép: A gipsztáblák oldódása különböző szemcseméretű fedő alatt

Jelmagyarázat: 1. ujjbegyek, 2. kürtők, 3. a felszín dőlésiránya, a 5/1 jelű gipsztábla, b 8/1 jelű gipsztábla, c 4/2 jelű gipsztábla

Megjegyzés: szemcseátmérő: 2,5-5,0 mm (5/1 jelű gipsztábla), 0,25-0,5 mm (8/1 jelű gipsztáblán), <0,063 mm (4/2 jelű gipsztábla), gipsztábla dőlése 5°, vizadagolás módja: a fedőre oldalról (5/1 jelű gipsztábla), fentről a fedőre (4/2 jelű gipsztábla), ill. fentről a fedőre (8/1 jelű gipsztábla)

Picture 6.: the dissolution of gypsum plates under superficial deposits with different grain size

Legend: 1. finger pads, 2. pits, 3. dip direction of the surface, a) gypsum plate marked 5/1, b) gypsum plate 8/1, c) gypsum plate marked 4/2

Notice: diameter of grain: 2.5-5.0 mm (gypsum plate marked 5/1), 0.25-0.5 mm (gypsum plate marked 8/1), <0.063 mm (gypsum plate marked 4/2), dipping of gypsum plate 5°, method of water supply: from the side to the superficial deposit (gypsum plate marked 5/1), from upside-down to the superficial deposit (gypsum plate marked 4/2), from upside-down to the superficial deposit (gypsum plate marked 8/1) respectively

A fekü fentebb bemutatott oldódási mintázatot a fedő hézagterfogatanak sajátosságaiból vezetjük le. A hézagterfogat szemcsék közötti terfogatból (aggregát hézagterfogat) és a szemcsén belüli hézagterfogatból (kapilláris hézagterfogat tevődik össze (Stefanovits 1981). A szemcseméret csökkenésével azért nőhet a hézagterfogat (I. táblázat), mert nő a kapilláris hézagterfogat. Az aggregát hézagterfogat réseiben a víz gravitációsan mozog, a kapillárisban mozgó vízre a hajszálcsovésség hat. Ezért itt a vízmozgás lefelé korlátozott, vagy nincs is.

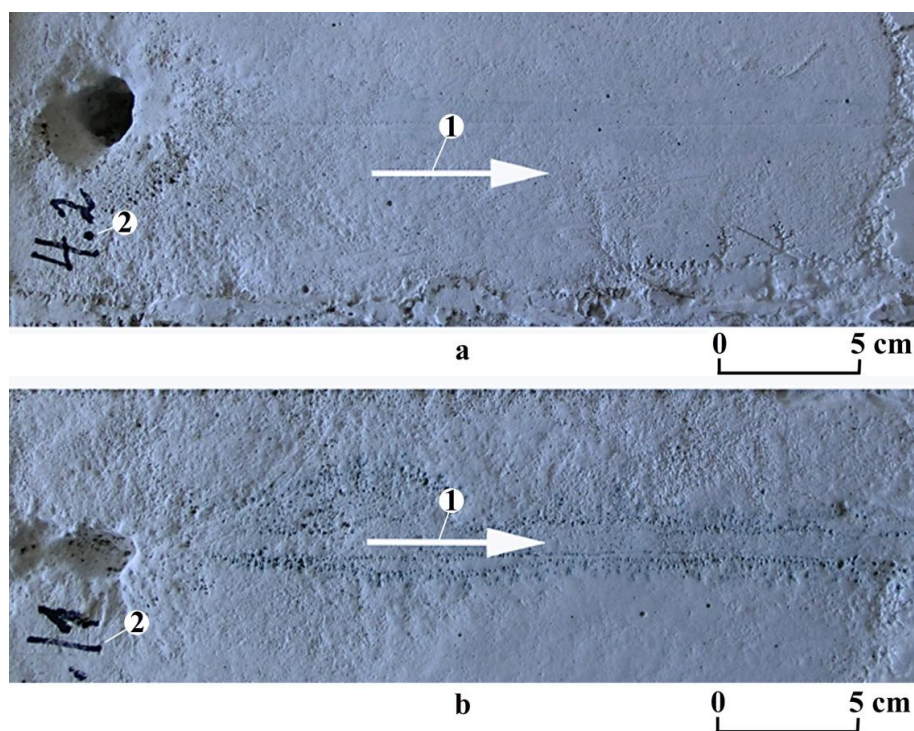
I. Táblázat
Table I.

Különböző szemcseméretű üledékek hézagterfogata
The porosity of the different particle size sediment

Szemcseméret [mm]	Hézagterfogat
2,5 - 5	42,38
2,0 - 2,5	40,87
1 - 2	39,7362
0,5 - 1	39,2186
0,25 - 0,5	36,4432
0,125 - 0,25	38,2104
0,063 - 0,125	44,2504
0,001 - 0,063	48,5380
< 0,001	50,7456

A durva szemcséjű fedő alatt az oldódás azért folytonos (az ujjbegyek sűrűsége nagy), mert a víz az aggregát hézagterfogat miatt nagymértékben szétosztva jut a feküre. A fekü formái viszonylag nagyok (ujjbegyek), mert a gipsz és a fedő szemcséi közti hézagokba víz gyűlik össze, ahol oldódás történik. Közepes szemcseméretnél az aggregát hézagterfogat még elég nagy ahhoz, hogy a feküt a víz viszonylag sok helyen érje el, de a kisebb szemcseméret miatt egy-egy helyen kevés víz lesz és így kisebb formák (kürtők) képződnek. Finom szemcseméret esetén a kapilláris hézagter-

fogat lesz az uralkodó. Emiatt a vízáradás a fekére néhány helyre koncentrá-
lódik. Ugyanakkor a kapillárisokban megjelenő víz a fedő duzzadását (víz-
zárást), majd a kapillárisok vízvesztése a fedő zsugorodását eredményezi. A
fedő vízmegtartó képességét növeli az is, hogy a víz egy része a szemcsékre
tapad. A fedő térfogat változása miatt, azon hasadékok alakulnak ki (3. kép).
E hasadékokba léphet be a kapilláris hézagokban lévő víz, amely e helyeken
lefelé mozogva eléri a feküt, ahol oldódást fejt ki (részleges oldódás törté-
nik, amely során kereszt- és hosszanti csatornák alakulnak ki).



7. kép: A gipsztáblák oldódása, ha a vízáradás oldalról a fekére (4/1 jelű gipsztábla) és, ha a vízáradás
fentről a fedőre oldalról (4/2 jelű gipsztábla) történik

Jelmagyarázat: 1. a felszín dőlésiránya, 2. gipsztábla jele, a 4/1 jelű gipsztábla, b 4/2 jelű gipsztábla

Megjegyzés: a gipsztábla dőlése 5°, a fedő szemcsemérete <0,063 mm

Picture 7.: Dissolution of the gypsum plates in case of method of water supply from side to the bedrock (gypsum
plate marked 4/1) and in case of method of water supply from upside-down to the superficial deposit from side
(gypsum plate marked 4/2)

Legend: 1. dip direction of the surface, 2 mark of the gypsum plate a) gypsum plate marked 4/1, b) gypsum plate
marked 4/2

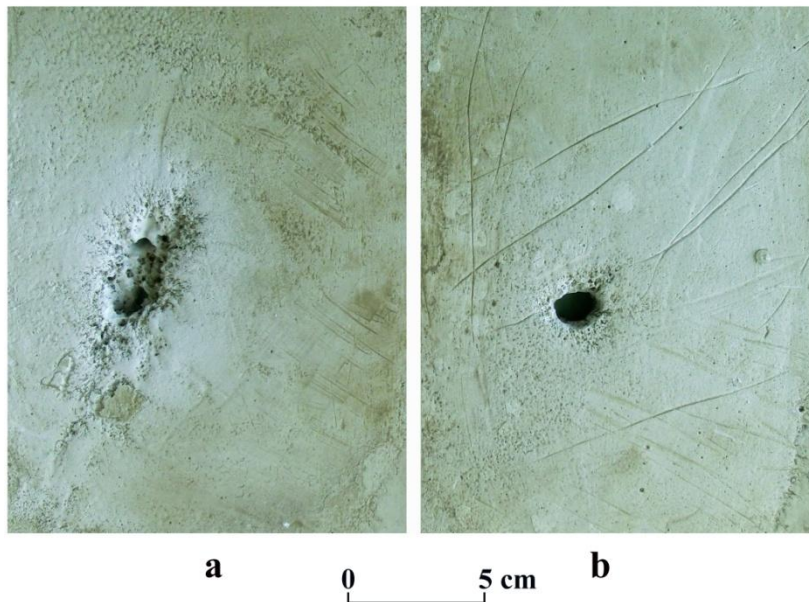
Notice: dipping of the gypsum plate 5°, grain size of the superficial deposit <0.063 mm

A formaképződés a vízáradástól is függ. Akkor, ha a víz fentről jut
a fedőre, lokális az oldódás és így a formaképződés is (akna képződik, 7 a.
kép). Ha oldalról a fekére az akna mentén foltszerűen kifejlődött, kürtökkel

tagolt felület alakul ki, miután a víz oldalirányba szivároghat a fekü és a fedő között (7 b. kép). Lokális az oldódás akkor is, ha a víz a fedőre érkezik, de a fedő szemcsemérete finom (2. kép). Míg ha a fedőre oldalról érkezik, akkor a fedőben szétterjed. Ez eredményezi, mint már említettük, a fedő térfogatváltozását, s így a fekün a részleges oldódást (csatornák képződnek).

A lokális oldódás során képződő formák alakváltozását okozza a fedő szemcsemérete és a vízadagolás módja. Durva szemcséjű fedőn madáritató képződik, a már említett ok miatt (a szemcsék szétosztják a vizet). Hasonlóképpen madáritató és nem akna képződik akkor is, ha a víz a fedőre oldalról és nem felülről érkezik (1. kép). Ekkor a feküre érkező víz nagyobb mértékben szétfolyik és nem egy pontban hat. Ez nem kedvez az akna kialakulásnak. Kizárólag akna képződik csak viszont akkor, ha a fedő finomszemcséjű és a vízadagolás felülről történik a fedőre (2, 7 a. képek).

A formaképződés a hordozó lejtő szögétől is függ. 0° -os dőlésnél az oldódás lokális, de a létrejött akna alakja a vízadagolás módjától függ. Akkor, ha a víz oldalról érkezik a feküre, megnyúlt alaprajzú akna képződik (8 a. kép), míg ha fentről, akkor kör alaprajzú (8 b. kép).



8. kép: Vízszintes helyzetű gipsztáblák oldódása

Jelmagyarázat: a 6/2 jelű gipsztábla, b 6/3 jelű gipsztábla

Megjegyzés: fedő szemcsemérete $< 0,063$ mm, vízadagolás módja: oldalról a feküre (6/2 jelű gipsztábla), fentről a feküre (6/3 jelű gipsztábla)

Picture 8.: Dissolution of gypsum plates with horizontal position

Legend: a) gypsum plate marked 6/2, b) gypsum plate marked 6/3

Notice: grain size of the superficial deposit < 0.063 mm, method of water supply: from the side to the bedrock (gypsum plate marked 6/2), from upside-down to the bedrock (gypsum plate marked 6/3)

Véleményünk szerint ezért a fedő szemcsemérete fedett karszton erőteljesen befolyásolja az oldódási helyek számát, eloszlását. Az oldódási helyek sűrűség mintázatának a változatossága nő, ha egymás mellett különböző szemcseméretű fedőfoltok építik fel a fedett karszt fedőjét.

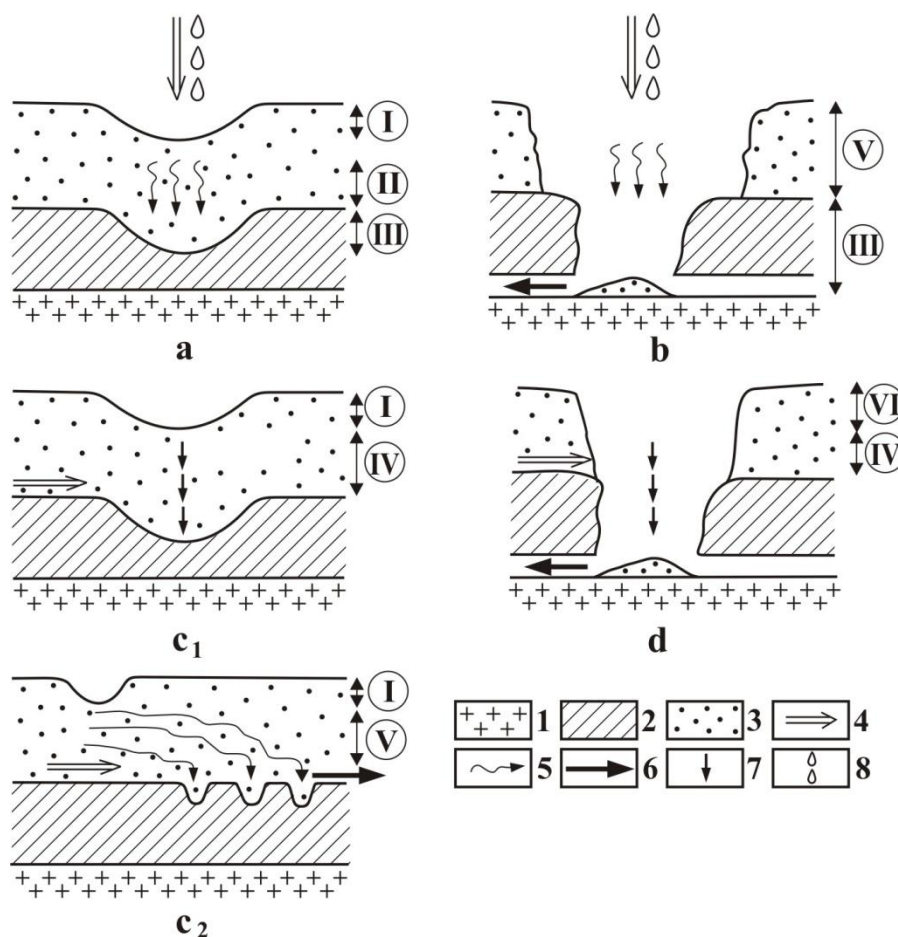
7.4.1.2. Formaképződés a fedőn

A fedőre a fekről lokális és részben folytonos oldódásnál történik többnyire átöröklődés. Míg folytonos oldódásnál csak ritkán. A lokális oldódás során az alábbi módjai lehetnek az átöröklődésnek. Amikor a vízadagolás a fedőre történik, a fekrün kialakulhat madáritató, vagy akna. Előző esetben a fedő szemcséinek egy része szuffúzióval a fekrü mélyedésébe halmozódnak. A hézagterefogat nő, amit a tömörödés, majd a tömörödött rész feletti fedő süllyedése követ. A süllyedéssel a fedőn mélyedés képződik (*1 a. ábra*). Ha a fekrü átoldódik, a fedő alsó részének a szemcséi szuffúzióval az aknán keresztül a gipszlap hordozó felületére szállítódnak (*1 b. ábra*). A fedőben nagyobb anyaghány alakul ki, esetleg üregképződés történik, amit omlás követhet.

Ha a vízadagolás a fekrü felszínére történik, ugyancsak kialakulhat madáritató, de akna is, szuffúzió ekkor nem történhet. Előző esetben a fedő alsó részének a szemcséi ugyancsak a fekrün létrejött madáritatóba hullanak. A hézagterefogat növekedését tömörödés, majd süllyedés követi (*1 c₁. ábra*). A fedő mélyedése kialakulhat akkor is, ha anyaga nemcsak lefelé, hanem oldalirányban is szállítóva a fekrü ujjbegyeibe, kürtőibe halmozódnak. Főleg a kis medencék képződnek így (*1 c₂. ábra*). Előfordulhat, hogy ekkor a fedő mélyedése alatt a fekrün nincs is mélyedés.

Ha a vízadagolás a fekrüre történik, de a fekrün akna alakul ki, a fedő alsó részének szemcséi a gipszlap hordozó felületére hullanak az aknán keresztül. A fedő alsó részén hézagterefogat növekedés (esetleg üregképződés történik), amelyet a fedő felső részének az omlása követ (*1 d. ábra*).

Részleges oldódás során kialakult csatornába hullhatnak a fedő szemcséi. Ezt terfogat növekedés, majd tömörödés követ, ami süllyedést eredményez. A süllyedés lehet vonalas (esővíz barázdaszerű forma képződik), vagy lokális (kis medence alakul ki). A fedő hasadéakai azonban a fekrün kialakult anyaghánytól függetlenül alakulnak ki. Mint említettük a fedő terfogatváltozása során képződnek. Így nem a fekrü anyaghánya miatt alakulnak ki, hanem fordítva ezek segítik elő a fekrü formáinak a létrejöttét.



I. ábra: Folyamatok a fedőben

Jelmagyarázat: 1. gipsztábla aljzata, 2. gipsz, 3. fedő, 4. vízadagolás, 5. szuffúzió, 6. anyagelszállítás 7. szemcsehullás, 8. csepegtetés a lefolyó víz által, I. süllyedési zóna, II. szuffúzió és tömörödés, III. oldódás, IV. szemcsehullás (hézagterfogat nő, amit tömörödés követ), V. szuffúzió, VI. omlás, a. szuffúzió-tömörödés-süllyedés, b. szuffúzió, c₁. szemcsehullás-hézagterfogat növekedés-tömörödés-süllyedés, c₂. szuffúzió anyagelszállítás-hézagterfogat növekedés-tömörödés-süllyedés, d. szemcsehullás-hézagterfogat növekedés-omlás

Fig. 1.: Processes in the superficial deposit

Legend: 1. floor of the gypsum plate, 2. gypsum, 3. superficial deposit, 4. water supply, 5. suffosion, 6. matter transportation from the superficial deposit, 7. grain fall, 8. dripping by the water flowing down, I. subsidence zone, II. suffosion and compaction, III. dissolution, IV. grain fall (void volume increases, which is followed by compaction), V. suffosion, VI. fall, a. suffosion-compaction-subsidence, b. suffosion, c₁. grain fall - void volume increase - compaction - subsidence, c₂. Suffosion matter transportation from the superficial deposit - void volume increase - compaction - subsidence, d. grain fall - void volume increase - fall

4. Következtetések

A fekün az oldódást (az oldódásos formák méretét, alakját, eloszlását, sűrűségét) befolyásolja, ill. meghatározza a fedő szemcséinek mérete, a fekü dőlése, a vízmozgás jellege (vízmozgás hol van, milyen jellegű és intenzitá-

sú, a fedőben tározódott víz mennyisége és egységessége) amely viszont elsősorban vízadagolás módjától függ.

A fedőn a folyamatokat, valamint annak felszínén a formák méretét meghatározza a fekü anyagiányának a mérete, valamint a fekűn kialakult formák alakja. A fedő felszín formáinak az alakját meghatározza a vízáramlás, a vízmozgás jellege, a fekűben kialakult formák mérete és alakja.

IRODALOM

- BECK, B. F. (1991): On calculating the risk of sinkhole collapse – In: Kasting, E. H. and Kasting, K. M. (eds.): *Appalachian, Karst, Proceedings of the Appalachian Karst Symposium*, Radford, Wirginia, March 23-26 1991: National Speleology Society, Huntsville pp. 231-236.
- CURRENS, J. C. – PAYLOR, R. L. – BECK, E. G. – DAVIDSON, B. (2012): A method to determine cover-collapse frequency in the Western Pennyroyal karst of Kentucky – *Journal of Cave and Karst Studies*, 74(3) pp. 292-299.
- DZULANSKY, S. – GIL, E. – RUDNICKI, J. (1998): Experiments on kluftkarren and related lapis form – *Zeitschrift für Geomorphologie* 32(1) pp. 1-16.
- GLEW, J.R. – FORD, D. C. (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – *Earth Surface Process* 5 pp. 25-36.
- JAMMAL, S. E. (1984): Maturation of the Winter Park sinkhole. – In: Beck, B. F. (ed.): *Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact*, Balkema: Rotterdam pp. 363-369.
- SLABE, T. (2009): Karren simulation with plaster of Paris – In: A Ginés, M. Knez, T. Slabe, W. Dreybrodt (eds.): *Karst Rock Features. Karren Sculpturing Zalosba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica*, 9 Ljubljana, Eslovènia, pp. 47-54.
- VERESS M. (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements – *Zeits. f. Geomorph.* 53 (4) pp. 469-486.
- VERESS M. – PIDL K. – MANTER M. (1998): Gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között – *BDTF, Tud. Közl. XI. Természettudományok*, 6 pp. 147-166.
- WALTHAM, T. – BELL, F. – CULSHAW, M. (2005): *Sinkholes and Subsidence* – Springer Berlin Heidelberg, 382 p.
- WHITE, W. B. – WHITE, E. L. (1992): Sinkholes and sinkhole collapses – In: Majundar, S. K., Forbes, G. S., Miller, E. W. and Schmalz, R. F. (eds.): *Natural and Technological Disasters: Causes, Effects and Preventative Measures*, Pennsylvania Academy of Science pp. 280-293.

**KARROS VÁLYÚK MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA A MELLÉK-
VÁLYÚ BECSATLAKOZÁSI HELYEK KÖZELÉBEN**

**MORPHOMETRIC ANALYSIS OF KARREN CHANNELS CLOSE
TO THE CONNECTING POINTS OF TRIBUTARY CHANNELS**

MITRE ZOLTÁN¹ – PÉNTEK KÁLMÁN¹

¹ Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar, Matematika és
Fizikai Intézet – mitre.zoltan@ttk.nyme.hu; pentek@ttk.nyme.hu

Abstract: In the paper we examine the length of the zone of main channels with broader cross-sections close to the connecting points of tributary channels. We examine whether the same turbulence bring about these growths in cross sections at the main channels, what we recorded on a direct way at the experiments in the laboratory. We compared with the help of statistical Student's t-test the measurement data from laboratory with the data collected from the channels of karst areas. The result shows, that the length of the turbulent zone in the main channels at the connecting points of the tributary channels as a function of the slope angle in the experimental artificial channels varies on the same way like the length of the wider cross-sections at the main channels from karst areas close to the connecting points of the tributary channels. Regarding the junction angle at the connecting points of tributary channels, we had not got enough data collected from karst area to do efficient Student's t-test with the comparison of the turbulent zone data from laboratory experiment; that is why we could not present any similarity.

1. Bevezetés

A karszterületek kisméretű oldódásos formái a karrok. A csupasz felszínek leggyakoribb formái a vályúk (rinnenkarren), amelyek változatos morfológiával és mérettel tűnnek ki a többi karrformák közül. A vályúk deciméteres szélességű, mélységű és többször 10 méteres hosszúságú nem kiékelődő, többnyire lefolyástalan nagyméretű formák. (ECKERT 1898, BÖGLI 1976, FORD-WILLIAMS 1989) Főbb fajtáik az alábbiak: kerekkar (BÖGLI 1976), Horton típusú csatornák (FORD-WILLIAMS 1989), túlfolyási csatornák (FORD-WILLIAMS 2007). A vályúk morfológiája nagyon változatos, így lehetnek aláhajló falúak, talpukon bemélyedésekkel (BÖGLI 1976, WHITE 1988) és lépcsősek (CROWTHER 1987) és belső vályúkkal tagoltak (VERESS 2010). Tanulmányunkban e karrformák egyik morfológiai jellemzőjével a kiöblösödésekkel foglalkozunk.

Az elmúlt években jelentős adatmennyiséget sikerült terepi mérések során összegyűjteni a Totes Gebirge csupasz lejtőin található vályúk szélességéről és mélységéről. E mérések korábbi feldolgozása során tapasztaltuk, hogy a mellékvályú becsatlakozási helyét követően a vályúkeresztmetszeterület nagysága megnő. A keresztmetszetenövekedések tulajdonságait és

okait több korábbi tanulmányban már vizsgáltuk. Megállapítottuk, hogy a vályú keresztmetszet-terület növekedését a vályúban áramló víz turbulenciája illetve a turbulencia által megnövekedett oldódás okozza. A turbulenciához szerintünk több tényező is hozzájárul (VERESS *et. al.* 2009, VERESS *et. al.* 2010, VERESS *et al.* 2011, VERESS *et. al.* 2012).

A jelenség okának felderítésére laboratóriumi kísérleteket folytattunk, amelyek során mesterségesen létrehozott vályúban vizsgáltuk a létrejövő áramlási jelenségeket a mellékvályú becsatlakozásánál. A kísérletekből összesen 382 db adatot rögzítettünk 10 fajta becsatlakozási szög (5° - 60°) és 12 fajta lejtőszög (5° - 40°) esetére.

A laboratóriumi vizsgálatunkban T_1 jelölte az örvénylés kezdetének távolságát a becsatlakozási helytől, T_2 az örvénylés végének távolságát a becsatlakozási helytől, „ α ” a hordozó lejtő dőlésszögét, „ φ ” a fővályú és a mellékvályú közötti szöget.

A laboratóriumi kísérletek alapján megállapítottuk, hogy:

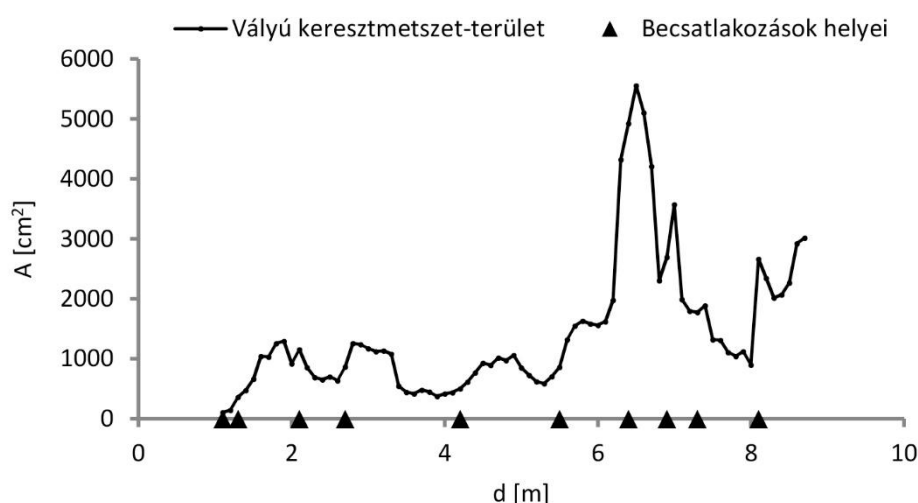
1. A laboratóriumban mért adatokhoz illesztett $T_1(\alpha)$ és $T_2(\alpha)$ regressziós egyenesek negatív meredekségűek (csökkenők), a $T_2(\alpha)$ regressziós egyenese meredekebben süllyed, mint a $T_1(\alpha)$ egyenese.
2. Tehát az örvénylési szakasz $D_1(\alpha) = T_2(\alpha) - T_1(\alpha)$ hossza a lejtőszög növekedésével csökken.
3. Bármely rögzített lejtőszög és találkozási szög feltételek mellett a $T_1(\alpha)$ és $T_2(\alpha)$ pontthalmazokhoz illesztett regressziós egyenesek lefutása független a mellékvályú hosszától (DEÁK *et. al.* 2012).
4. Az örvényességet részben vagy teljesen és így a keresztmetszet növekedését is a hordozó lejtő szögének és a mellékvályú becsatlakozási szögének a csökkenése váltja ki.

2. Módszer

Az adatelemzéshez 135 db terepi becsatlakozási hely adata állt rendelkezésünkre 17 db vályúrendszerből. Minden vizsgált becsatlakozási pontnál rendelkezünk a hordozó lejtő szögének adatával, a mellékvályú becsatlakozási szögének értékével, a becsatlakozás helyének a vályú felső végétől való távolságával és a vályú mélység és szélesség adataival. Ez utóbbiakat 10 cm-es távolságonként vettük fel, sok esetben a szélességet fél mélységben is megmértük.

A szélesség és mélység adatokból meghatározott vályúkeresztmetszet terület (A) és a vályú felső végétől mért távolság (d) függvénye alapján vizsgáltuk a kiszélesedés kezdetének (U_1), valamint végének (U_2) távolságát a mellékvályú becsatlakozás helyétől (U_0). (1. ábra)

Vizsgálatunk során a becsatlakozási helyeket jelöltük a függvényt ábrázoló koordináta-rendszer vízszintes tengelyén (U_0), majd ehhez viszonyítva (és ennek közelében) kerestük a függvényalakban bekövetkező lokális vályúkeresztmetszet növekedések kezdőpontjait (U_1), majd a lokális megnövekedések végét (U_2) ott, ahol a függvény értéke jelentős mértékben lecsökkent. E két adat ismeretében a kiszélesedő szakasz hosszát vagy a kiöblösödést (D_2) a két adat különbségéből lehet meghatározni. Ezen adathalmazt hasonlítottuk össze a laboratóriumi kísérlet adataival.



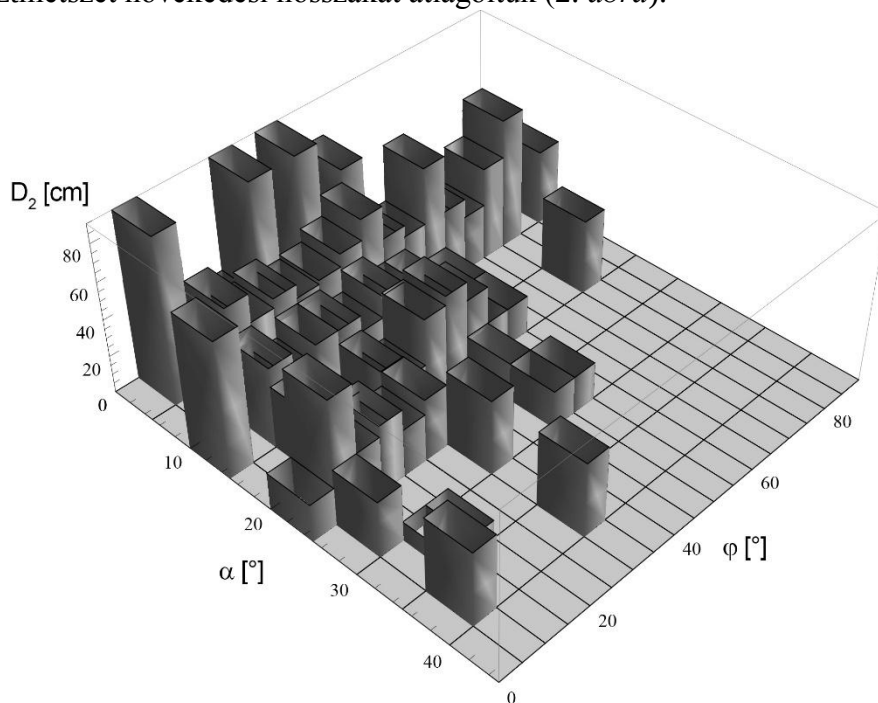
1. ábra: Az „V.I.” jelzésű vályú keresztmetszet-területének (A) alakulása a távolság (d) függvényében, jelölve a becsatlakozó mellékvályúk helyeit (U_0) is.

Fig. 1.: Changing of crosssection (A) as a function of distance (d) in the channel signed with „V.I.” with marks of connecting points of tributary channels.

A vályúkeresztmetszet kiszélesedés kezdete (U_1) és vége (U_2) és így a kiszélesedés hossza (D_2) azonban pontatlan, miután a vályú adatainak mérése 10 cm-es szakaszonként történt. Így előfordulhatott, hogy a kiszélesedések kezdete és vége a vályún végrehajtott mérési helyek közé esett.

A szakaszok valós hosszának megközelítésére, ezáltal a szórás csökkentése érdekében, statisztikai eszközöket alkalmaztunk. Így adatcsaládokat hoztunk létre a lejtő és becsatlakozási szögek függvényében, az adatokat 5° -os osztályközökbe csoportosítva. Vizsgálatunkban e két változótól függő családok egy „mátrix struktúrát” alkotnak, amelyet úgy kell elképzelnünk, mint egy virtuális sakktáblát, amely 0° -tól 90° -ig oldalanként $18 \times 18 = 324$ négyzet alakú csoportot (családot) foglal magába. E virtuális négyzetekbe válogattuk az egyes szakaszhosszúság értékeket annak megfe-

elően, hogy mely feltételnek tesznek eleget. Például azon szakaszhosszak, amelyek 15° - 20° közötti lejtőszöghöz és 10° - 15° közötti becsatlakozási szöghöz tartoznak mind egy csoportba kerültek. A fentebb említett mérési pontatlanságot úgy csökkentettük, hogy az egy csoportba tartozó vályúkeresztmetszet növekedési hosszakat átlagoltuk (2. ábra).



2. ábra: Az 5° -os pontosságú mátrix-csoportokat képezve az egy csoportba tartozó kiszélesedő szakasz hosszak(D_2)átlagainak ábrázolása oszlopdiagramban a lejtőszög (α), ahol ($0^\circ \leq \alpha \leq 50^\circ$) és a becsatlakozási szög (φ), ahol ($0^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$) függvényében.

Fig. 2.: Bar chart representation of the lengths of broader cross-sections zone data selected into matrix-style groups with an accuracy of 5° (D_2) as a function of slope angle (α), where ($0^\circ \leq \alpha \leq 50^\circ$) and junction angle (φ), where ($0^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$).

A laboratóriumi mérésnél a lejtőszöget és a becsatlakozási szöget egyenletesen, ugyanolyan mértékben változtattuk (5°). Így az ezekhez tartozó turbulencia hosszak is folytonos változást mutatnak az egyenlő nagyságú lépésközöknek köszönhetően. A terepi méréseknél az egyes mért szögektől közötti különbség nem egyenlő nagyságú. Így a változás trendje nehezebben követhető egyes szakaszokon, ahol viszonylag nagyobb szögintervallumban nincs mért adat. A fenti csoportosítással ezt a problémát is mérsékeltek.

A matematikai műveletet követően az adatokat térbeli jobbsodrású Descartes-féle koordináta-rendszerben ábrázoltuk, kétváltozós függvényként, ahol az x tengelyen a lejtőszög(α), az y tengelyen a becsatlakozási szög(φ) a z tengelyen pedig a kiszélesedő szakasz hosszát (D_2) vettük, ugyanazon a módon, ahogyan a laboratóriumi mérés adatait ábrázoltuk (VERESS et. al. 2013.).

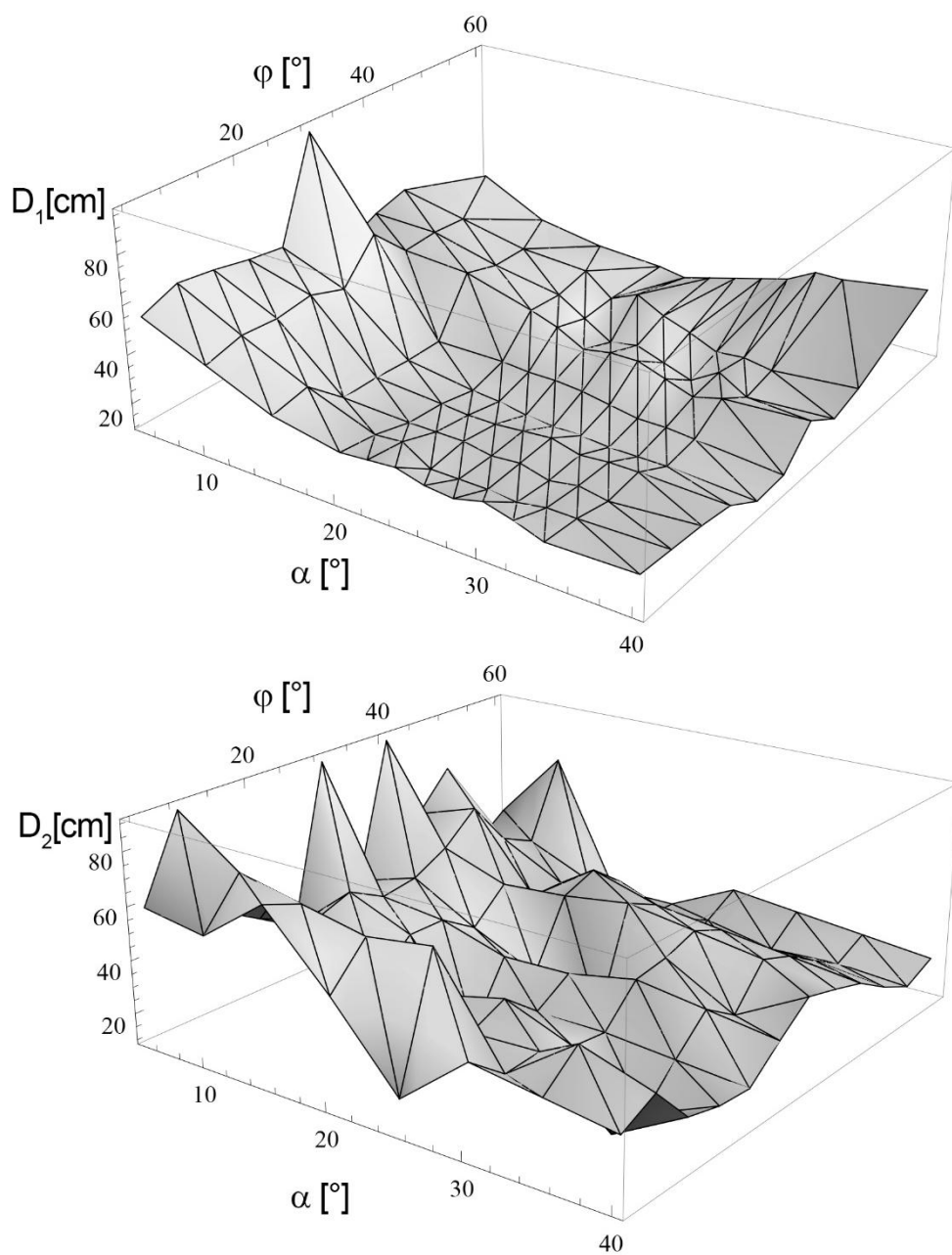
A laboratóriumi és a terepi adatokból képezett térbeli felületek összehasonlításához további műveleteket végeztünk, most már a terepi és a laboratóriumi forrásból származó adatokon párhuzamosan dolgoztunk. Átlagoltuk az egyes lejtőszög családhoz tartozó, valamint átlagoltuk az egyes becsatlakozási szög családhoz tartozó értékeket, ezeket $D_2(\alpha)$ valamint $D_2(\varphi)$ egyváltozós „függvények” (hisztogramok) módjára tudtuk ábrázolni.

Az előbbi módszerrel feldolgozott terepi (D_2) és laboratóriumi (D_1) mérésből származó adatok közötti kapcsolat eldöntésére kétmintás Student-féle t -próbát alkalmaztunk, amelyhez normálnunk kellett az adatokat.

Ez azt jelenti, hogy külön-külön a terepi és a laboratóriumi adatok esetén az összes értéket összeadtuk, majd minden értéket elosztottunk ezekkel az összegekkel a megfelelő csoportokban. Lényegében ezzel az eljárással azt kaptuk meg, hogy az egyes értékek hányad részei a teljes összegnek. A normálással a terepi és a laboratóriumi változások mérete összevethetővé válik, lévén, hogy az eljárás eredményeként a különböző nagyságú adatok változásának hasonló kiváltó ok esetén hasonlónak kell lenni.

3. Eredmények

A terepi adatokból képzett térbeli felületet összehasonlítottuk a laboratóriumi adatokból korábban képzett analóg térbeli felülettel. A terepi adatok függvényén több lokális megnövekedést is megfigyelhetünk, amelyek egy része az adatok nagyobb pontatlanságából eredhet. Ennek ellenére jól megfigyelhető egy lokális megnövekedés, amely a $40\text{-}50^\circ$ körüli becsatlakozási szögeknél jelentkezik a lejtőszög értékének növekedése esetén is (3. ábra). Ugyanez a lokális megnövekedés megmutatkozik a $30\text{-}40^\circ$ körüli adatoknál a laboratóriumi mérések adataiból képzett térbeli felületen. Szintén megfigyelhető, hogy mindkét felület viselkedése - tehát a laboratóriumi és a terepi adatokból képzett is - csökkenést mutat mind a lejtőszög, mind a becsatlakozási szög növekedésével, amely alapján a természetben a kiöblösödés hossza, a laboratóriumban a turbulens szakasz hossza



3. ábra: A laboratóriumi és a terepi mérések alapján kapott örvénylési szakasz hosszak (D_1) és kiszélesedő szakasz hosszak (D_2) összehasonlítása a lejtőszög (α) és a becsatlakozási szög (φ) függvényében

Fig. 3. Comparison of lengths of the turbulent zone (D_1) from laboratory experiment and length of broader cross-sections zone, collected from karst area (D_2) as a function of slope angle (α) and junction angle (φ).

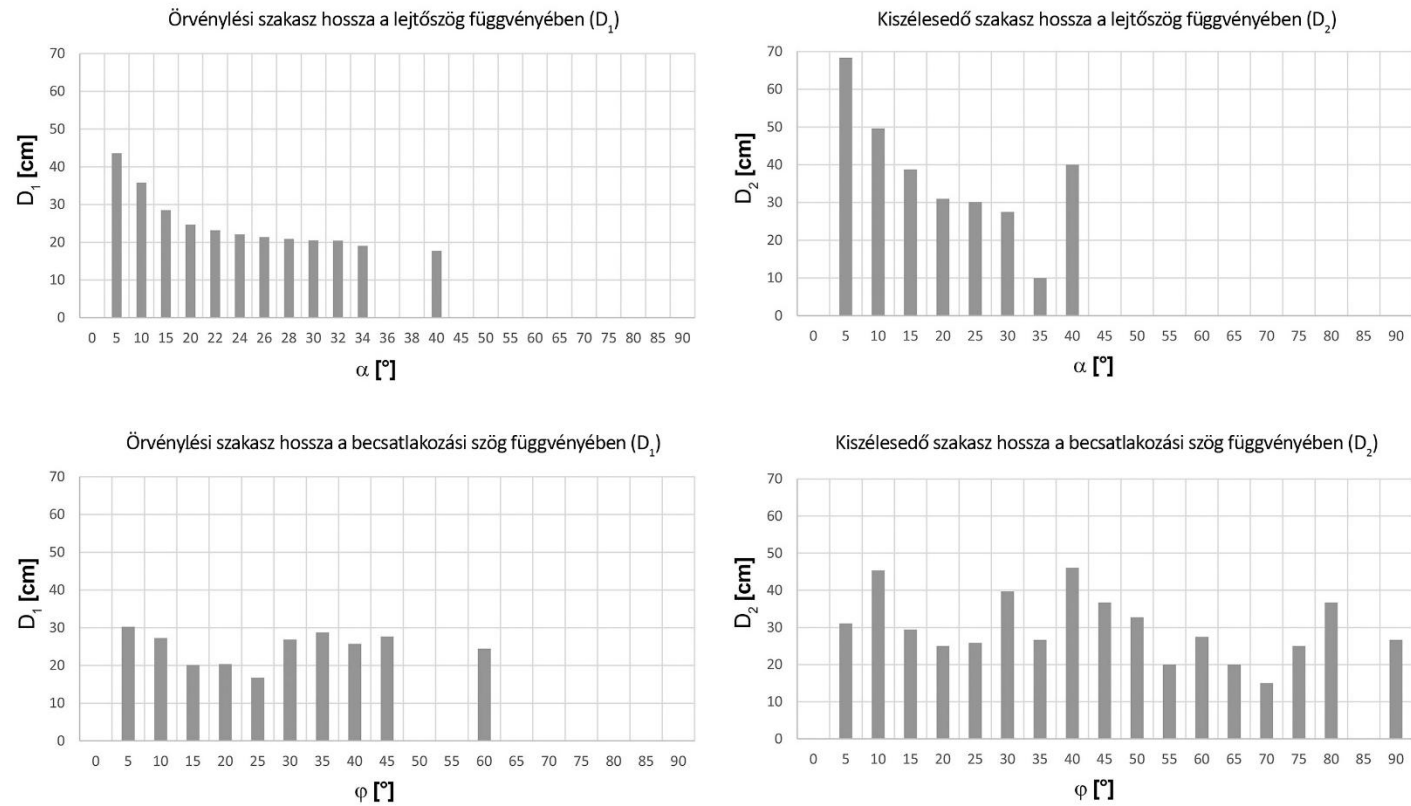
valószínűsíthetően hasonlóképpen függ a lejtőszögtől és becsatlakozási szögtől (3., 4. és 5. ábrák).

A terepi $D_2(\alpha)$ valamint a $D_2(\varphi)$ egyváltozós „függvények” (hisztogramok) esetén is a kiöblösödési szakasz hosszának értékei az előbbi megfigyelésünkkel egyezően, hasonló tendenciát mutatnak a laboratóriumi adatokból képzett $D_1(\alpha)$ és $D_1(\varphi)$ hisztogramokon ábrázolt turbulens szakasz hosszának értékeivel. Az egyes lokális megnövekedések hasonló módon és helyen jelennek meg. Tapasztalható a 40°-os becsatlakozási szög csoport körül a lokális megnövekedés, főleg a terepi adatok esetén (4. ábra).

A kétmintás t-próba során az volt a hipotézisünk (vagyis azt feltételeztük), hogy a terepi kiöblösödési és a laboratóriumi turbulencia normált értékek arányaikban hasonló módon változnak a vizsgált paraméterek függvényében. Ha ez igaz, akkor a keresztmetszet-területek megnövekedései a becsatlakozó mellékvályúból érkező víz által keltett örvénylés által jönnek létre, vagyis e kiszélesedések helye és hossza a laboratóriumi kísérletek során, direkt módon megfigyelt örvénylések helyével és hosszával arányos.

Az adatokban $\varepsilon=0,05$ hibát feltételezünk, ami azt jelenti, hogyha a számításra kerülő p_i érték $>\varepsilon$, akkor feltételezésünket igaznak mondjuk 95%-os szinten, ha a p_i érték $<\varepsilon$, akkor a feltételezésünket hamisnak mondjuk, a különbség szignifikáns a vizsgált két adatsor között 95%-os szinten. (A megengedett hiba valószínűségét a statisztikában α -val jelölik, azonban - hogy ne keverjük össze a lejtőszög jelölésével - dolgozatunkban ε -nal jelöltük).

A t próba műveletek elvégzése után a terepi és laboratóriumi mérésekből származó normált kiszélesedés valamint turbulencia szakasz hossz adatok mintáiból a lejtőszög esetén $p_1=8,9 \cdot 10^{-2}$ értéket számítottuk, amely a kitűzött $\varepsilon=0,05$ értéknél nagyobb, tehát hipotézisünket helyesnek ítéljük. A terepi és laboratóriumi mérésekből származó normált kiszélesedés valamint turbulencia szakasz hossz adatok mintáiból a becsatlakozási szög esetén $p_2=8,6 \cdot 10^{-6}$ értéket számítottuk, ami a kitűzött $\varepsilon=0,05$ értéknél jelentősen kisebb, tehát hipotézisünket ez esetben el kell vetnünk. A statisztikailag nem megfelelő eredmény nem azt jelenti, hogy a becsatlakozási szög a kiöblösödés létrejöttét máshogy befolyásolja a terepen mint laboratóriumi körülmények között, hanem az a kisebb adatszámra vezethető vissza.



4. ábra: A laboratóriumi (D_1) kiátlagolt örvénylési és a terepi (D_2) kiátlagolt kiszélesedő szakaszok hosszúságának ábrázolása a lejtőszög (α) illetve a becsatlakozási szögek (ϕ) függvényében.

Fig. 4. : Average values of turbulent data from laboratory experiment (D_1) and length of broader cross-sections zone, collected from karst area (D_2) as a function of slope angle (α) and junction angle (ϕ).

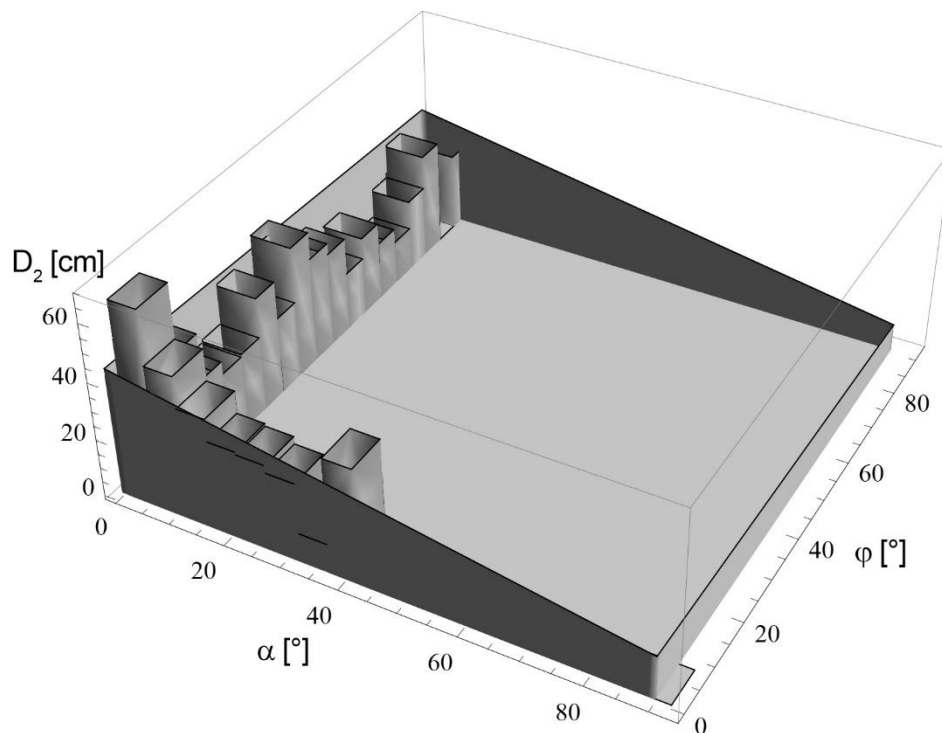
A p_i értékek alapján tett döntésünket ellenőriztük a t-próba egy másik megoldásával, ahol külön ki kellett számolnunk az egyes adatcsoportok összevetésekor a $|t_{sz(i)}|$ értékeket (vagyis számított értékének abszolút értékeit) és a $t_{kr(i)}$ kritikus értékeket. Ebben az esetben szintén 95%-os szinten vizsgáltuk a hipotézisünkben meghatározott feltétel alapján az adathalmazok közötti szignifikáns különbségeket. Döntésünket az alapján hoztuk, hogyha a $|t_{sz(i)}| > t_{kr(i)}$ akkor a különbséget szignifikánsnak ítéljük, tehát hipotézisünket elvetjük, ellenkező esetben, vagyis ha a $|t_{sz(i)}| < t_{kr(i)}$ akkor hipotézisünket igaznak vesszük. A lejtőszög függvényében vizsgált turbulencia és kiszélesedési szakaszok normált hosszainak két adatsora között $|t_{sz(1)}| = 2,033$ és $t_{kr(1)} = 2,306$ értékeket kaptuk, ahol $|t_{sz(1)}| < t_{kr(1)}$, tehát az előző vizsgálatunkkal teljesen egyező módon a feltételezésünket igaznak vehetjük. A becsatlakozási szög függvényében vizsgált turbulencia és kiszélesedési szakaszok normált hosszainak két adatsora között $|t_{sz(2)}| = 5,43$ és $t_{kr(2)} = 2,144$ értékeket kaptuk, ahol $|t_{sz(2)}| > t_{kr(2)}$, tehát az előző vizsgálatunkkal teljesen egyező módon a feltételezésünket ebben az esetben, ugyancsak a terepi adatok kisebb száma miatt, el kell vetnünk.

A kapott eredmények a 4. ábrán látható grafikonok alakjának változásaival is alátámaszthatók, hiszen látható módon sokkal inkább hasonló tendenciát mutatnak a lejtőszög függvényében az örvényléses és kiszélesedő szakaszok oszlopdiagramjai, mint a becsatlakozási szögek függvényében ábrázolt esetben. A becsatlakozási szögek függvényében vizsgált szakaszok értékei több lokális maximum hellyel rendelkeznek és láthatóan nagyobb szóródást mutatnak.

Ha a terepi (D_2) és laboratóriumi (D_1) adatokat korreláció segítségével is megvizsgáljuk, azt tapasztaljuk, hogy a lejtőszög (α) szerint osztályozott szakaszok közötti korreláció négyzete $R_1^2 = 0,73$, amely arra enged következtetni, hogy az adatok inkább hasonlóságot mutatnak ebben az esetben, mint a becsatlakozási szög (φ) szerint vizsgált szakaszok közötti korreláció négyzetének értéke $R_2^2 = 0,33$. E vizsgálatnál a normált értékek közötti korreláció megegyezik a nem normált adatok közötti korrelációval, hiszen az adatok változásának jellege és aránya a két halmazban változatlan marad a normálás művelete után is (6. ábra).

4. Következtetések

Vizsgálatunkkal sikerült kimutatni, hogy a vályúkeresztmetszet-terület megnövekedésének szakaszossága (kiöblösödési hossz) a lejtőszög függvényében hasonlóan alakul a terepen, mint a laboratóriumban direkt

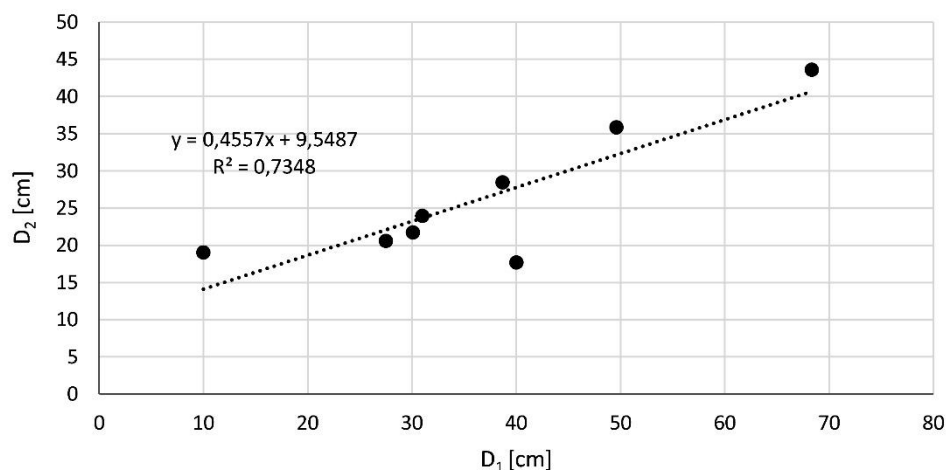


5. ábra: Az egyes lejtőszög családhoz tartozó, valamint az egyes becsatlakozási szög családokhoz tartozó értékek átlagolásából képezett oszlopdiagram, amelyet közrefog az adatok tendenciáját jelző – az ábrán áttetszőként szereplő - síkfelület alá rajzolt keret.

Fig. 5.: Bar chart with the averaged data of a given slope angle and junction angle family with a plot of frame, which upper – invisible - surface represents the tendency of data.

módon megfigyelt örvényléses szakasz hossza. Ezért a vályúk kiöblösödését tekintve összhang van a korábbi vizsgálatokkal, azt a vályú vízének turbulenciája okozza.

Nem tudjuk azonban egyértelműen, statisztikai módszerrel bizonyítani, hogy a becsatlakozási szögek függvényében a terepen a vályúkeresztmetszet-terület megnövekedésének szakaszossága szignifikánsan hasonlóan alakul-e, mint a laboratóriumban direkt módon megfigyelt örvényléses szakasz hossza. Bár a két grafikonon a lokális maximumhelyek és a tendencia alakulása szempontjából valamennyire hasonlóságot mutat, mégis azt láthatjuk a normált adatokból, hogy a laboratóriumi környezetben kialakított ideális vályú esetén arányaiban hosszabb turbulens szakaszok jönnek létre. Az összevetést ez nehezíti. A két adathalmaz közötti különbséget több hibaforrás is okozhatja, amelyek az alábbiak lehetnek:



6. ábra: A terepi adatok (D_2) a laboratóriumi adatok (D_1) függvényében történő ábrázolása, az adatok korrelációja, valamint az adatok tendenciáját szemléltető illesztett lineáris függvény és egyenlete

Fig. 6.: Representation of data from karst area (D_2) as a function of data from laboratory experiments (D_1) with the correlation coefficient and the fit linear function with its equation.

- a laboratóriumi és a terepen mért adatok számának eltérése
- a fővályú szintje mélyebben lehet, mint a becsatlakozó mellékvályúé, ez tovább növeli a turbulenciát, így a kiöblösödési szakasz hosszát
- 3 dimenziós turbulencia (térbeli csavart örvénylés) jöhet létre,
- a terepi vályú felületének érdekessége
- mellékvályú egyéb tulajdonságai: pl. vízhozamának eltérő aránya a fővályú vízhozamához képest

A laboratóriumi, illetve a terepi adatokból képzett két kétváltozós függvény tendenciájáról elmondhatjuk, hogy lokális maximumok előfordulnak mindkét esetben. A lejtőszög és a becsatlakozási szög növekedésének függvényében a tendencia csökkenést mutat (4, 5. ábra). Ez a csökkenő tendencia jól kimutatható a lejtőszög változása esetén, itt megállapíthatjuk, hogy tetszőleges, de rögzített becsatlakozási szög esetén minél meredekebb a lejtőszög, annál rövidebb a turbulencia szakasz hossza, így a kiöblösödő szakasz hossza is egyben. Rögzített lejtőszög esetén a becsatlakozási szög változtatásával a turbulencia valamint a kiöblösödő szakasz hosszának alakulására az adatok nagyobb szóródása miatt nem tudunk megállapítást tenni.

IRODALOM

- BÖGLI, A.* (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.
- CROWTHER J.* (1997): Surface, roughness and the evolution of karren forms, Lluç, Sierra de Tramuntana, Mallorca – Zeits. f. Geomorph. 41 pp. 393-407.
- DEÁK GY. – SAMU SZ. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – VERESS M.* (2012): Vízáramlási modellkísérletek vályúrendszereken – Karsztfejlődés XVII. pp. 155-163.
- ECKERT M.* (1898): Die Karren oder Schratten-Pet Mitteilungen, p. 69-71.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology – Unwin Hyman, London, 601 p.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 561 p.
- VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – EŐRY M. – MITRE Z.* (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés XIV. pp. 139-159.
- VERESS M.* (2010): Karst Environments: Karren Formation in High Mountains – Dordrecht; Heidelberg; London; New York: Springer, 230 p.
- VERESS M. – PÉNTEK K. – ZENTAI Z. – MITRE Z.* (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai – Karsztfejlődés XV pp. 61-84.
- VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – MITRE Z.* (2011): Rinnenkarr rendszerek fejlődése – Karsztfejlődés XVI pp. 71-85.
- VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – DEÁK GY. – SAMU SZ.* (2012): Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése – Karsztfejlődés XVII pp. 131-154.
- VERESS, M. – ZENTAI, Z. – PÉNTEK, K. – MITRE, Z. – DEÁK, GY. – SAMU, SZ.* (2013): Flow dynamics and shape of rinnenkarren systems – Geomorphology 198: pp. 115-127.
- WHITE, B. W.* (1988): Geomorphology and Hydrology of karst terranes – Oxford University Press, Oxford, 464 p.

**TÖRPEFENYŐ HATÁSA A KÖZETEK OLDÓDÁSÁRA
(LIMESTON OLDÓDÁS VIZSGÁLATOK)**

**EFFECT OF PINUS MUGO VEGETATION ON ROCKS
DISSOLUTION (SOLUTION RATE OF LIMESTON)**

SKRIBANEK ANNA¹ – VERESS MÁRTON²

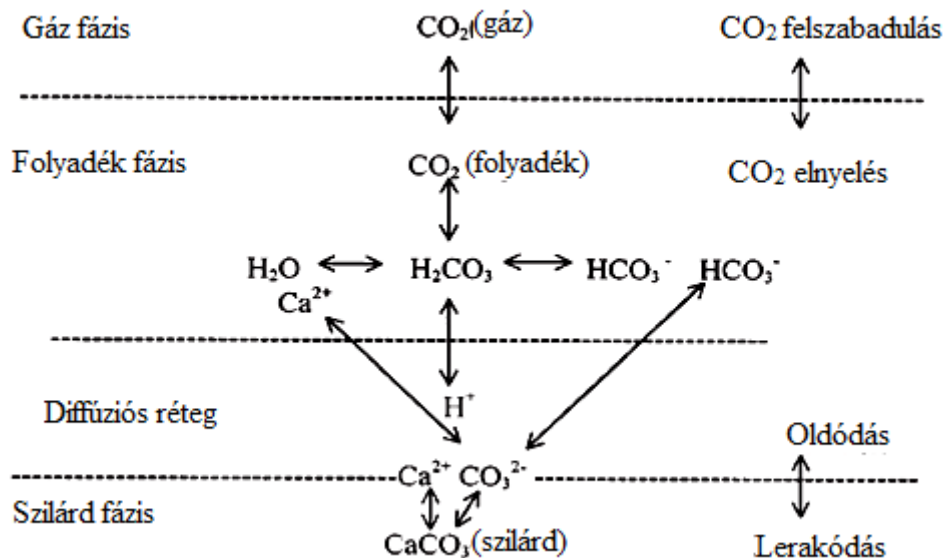
¹NYME-SEK TTK Biológiai Intézet, Növénytani Tanszék, Szombathely,
Károlyi G. tér 4.

²NYME-SEK TTK Földrajz és környezettudományi intézet,
Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, Károlyi G. tér 4.

Abstract: The most intensive karstification on high mountain areas was shown by the bare slope part under a slope with Pinus mugo patches. In order to find an explanation for this statement, we modelled the effect of the vegetation, the water, the water movement and of the bare surface without vegetation on dissolution. For the experiment, marble and limestone tablets were used. In all experiments the dissolution of the marble tablets had a well-repeatable characteristic. The dissolution changed seasonally: it was more intensive during the period between June and October, but it was significantly influenced by precipitation. The dissolution was more temperate in the drier periods than in the wet period. The dissolution was stagnant in the winter-spring (between October and May) period when the temperature was lower. The presence of the water basically increased the intensity of dissolution, but there was no significant difference between the tablets under Pinus mugo in constant water and the tablets without Pinus mugo in constant water. The vegetation (Pinus mugo) had a significantly greater dissolution effect on the marble tablets, if the tablets were placed into its soil. The soil was irrigated by rainwater, in this case the weight loss was more than three times larger. The effect of the Pinus mugo on the karren formation can be presented in a model experiment. The degree of the dissolution was also increased by the rising of the temperature, the precipitation, but mainly the flowing water, this latter phenomenon is given on the slopes with Pinus mugo.

Bevezetés

A mészkőfelszínek pusztulásában a korróziós folyamatok a meghatározók. Az oldódás folyamatáért jelentős részben a vízbe oldódó CO₂ a felelős (1. ábra). Az oldódás intenzitását befolyásoló tényezők a tengerszint feletti magasság, a lejtőszög, a növényzet és a talaj (GINÉS 1996, VERESS 2010). De függ a felszíni formák (ahol az oldódás végbemegy) felületétől, növényzettel fedettségének mértékétől (SMART – WHITAKER 1996).



1. ábra Karszt rendszerek CO₂ forgalmának modellje (ZHONGCHENG ÉS DAOXIAN, 1999)
 Fig. 1. Conceptual model of the CO₂ transport of karst systems (ZHONGCHENG & DAOXIAN 1999)

Magashegységi környezetben is hozzájárul az oldóképességhez a biogén eredetű CO₂, amely azonban csak részben talaj eredetű. Törpefenyőfoltokat fedő hóban ugyanis felhalmozódhat a disszimilációs eredetű (a törpefenyőből származó) CO₂, amely az olvadékvízbe kerülve növeli a csupasz lejtőrészen végigfolyó víz oldóképességét (VERESS 2010).

A mészkő oldódása és az ebből származó felszín lepusztulás vizsgálata az alábbi módszerekkel történik:

- A karrasztalok magasságának mérésével.

Ilyen vizsgálatot BÖGLI (1961) végzett ismerve karrasztal magasságát, és annak kialakulási korát számította a lepusztulás sebességét. Erre fedetlen mészkövön 0,015mm/év értéket kapott.

- A karrformákban lévő víz oldott anyag tartalmának meghatározásával változatos lerakódási sebességeket mértek. A Hochschwab fennsík északi lejtőjén az Alpokban az oldódási sebesség 13- 40 nm/a között változott (PLAN 2005), kiugróan magas volt (48 nm/a) egy tőbor közelében, és közel nulla egy szivárgó forrásvíz közelében. Karros formákban (rinnekekben) tőzeg alatt 2500 mm/év csapadék mellett a lepusztulás 6,3-11,5 mm/évnek adódott (SWEETING 1966). 1500-2000 mm/év csapadék esetén, talaj alatt 0,4-0,5 mm/év sebességet mértek (NEWSON 1970). ZÁMBÓ – TELBISZ (2000)

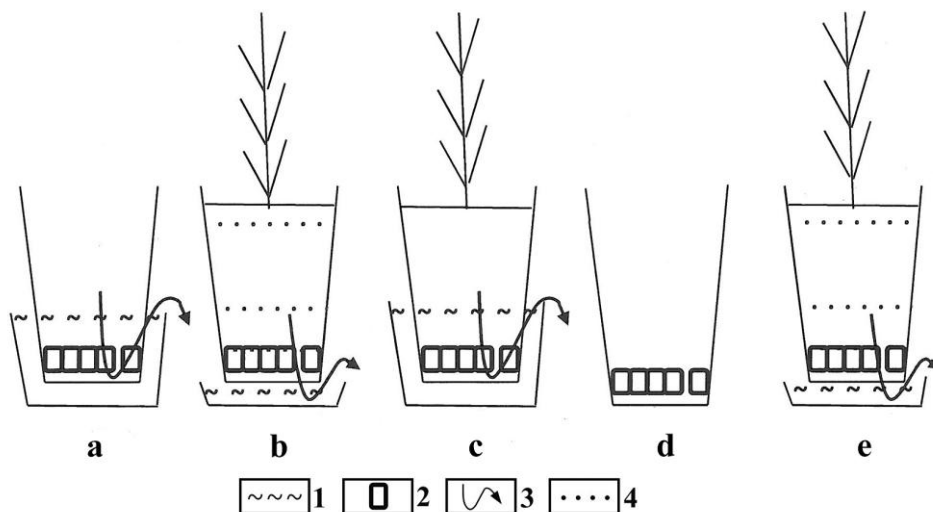
szerint a talaj alatti hasadékok 0,04 mm-t, a fedetlenek 0,0013 mm-t mélyülnek évente.

- Az úgynevezett tablettás módszer alkalmazásánál ismert tömegű mészkő (vagy más anyagból készült pl. márvány, gipsz...) kockát tesznek ki oldódásnak. A tömeg visszamérésével számítható a korróziós eredetű tömegveszteség. Így *LIU et al.* (1999) a szabad levegőn elhelyezett tablettáknál 3,8 – 4,7 mg/cm²/év, talaj felületen elhelyezetteknél 3,2-5,1mg/cm²/év, 20 cm mélyen a talajban 3,8-10,2mg/cm²/év, és 50 cm mélyen a talajban 4,7-11,5mg/cm²/év tömegcsökkenést mért. *ZHANG* (2011) különböző talajmélységben elhelyezett mészkő tabletták tömegmérésével az oldódás mértékére erdő alatt 5 cm mélyen 88,1 t km⁻² a⁻¹; 20 cm mélyen 68,7 t km⁻² a⁻¹; 50 cm mélyen 18,7 t km⁻² a⁻¹ értékeket kapott. Különböző fedettség esetén az oldódás átlagosan, szabad felszínen 10,38 t km⁻² a⁻¹, gyepek alatt 40,00 t km⁻² a⁻¹, erdő alatt 20,00 t km⁻² a⁻¹ volt (ahol t km⁻² a⁻¹ = éves oldódási ráta cm² felületegységre). Saját korábbi vizsgálati eredményeink alapján az oldódás a Totes Gebirge hegységben 2011-ben 1 éves vizsgálati periódusban 3 különböző mintaterületet összehasonlítva a legerőteljesebb az oldódás a gyepek felületén: 0,52% a kiindulási tömeghez viszonyítva. A szabad sziklafelszínen: 0,40% és a törpefenyő lejtők karrformáinak felületén: 0,23% (*SKRIBANEK et al.* 2012).

Anyag és módszer

Oldódás vizsgálatára először *TRUDGILL* (1975, 1985) alkalmazott mészkő tablettákat. Kísérletünkben az oldódás mértékének mérésére 5 kísérleti modellt hoztunk létre, amelyek elvét a 2. ábrán mutatjuk be. A növényzet alatti oldódás vizsgálatához minden esetben törpefenyőt használtunk cserépbe ültetve. Az első kísérlet (Víz) a csupasz felszínek madáritatóinak oldás viszonyait szimulálja. A tabletták cserépbe kerültek, majd egy nagyobb méretű edénybe, így a csapadékvíz a kövek felületén maradt, amíg el nem párologott. A második kísérletben (Víz↓Növény) a törpefenyő alatti oldódási viszonyokat modellezzük. E modellben a víz elvezetés biztosított, a törpefenyő lejtőknek megfelelően. A tablettákat a növénynevelő cserép aljában a talajban helyeztük el, melyet a gyökerek a kísérlet előrehaladtával körbevettek. A harmadik kísérlet (Növény+Víz) a folyamatos vízborítás alatti mintáknál modellezi a növényzet alatt kialakuló oldás viszonyokat állandónak tekinthető vízborítás mellett. Ebben az esetben a cserép aljába tett tablettákra ültettük a növényt majd egy nagyobb méretű edénybe helyeztük, hogy meggátoljuk a víz elfolyását a rendszerből. A negyedik

kísérlet (Szabad) a szabad sziklafelületen létrejövő „levegő alatti” oldódást modellezi. Az ötödik kísérlet (Csurgat) pedig a törpefenyő alatt a vízáramlás melletti oldódást modellezi, a növényvel beültetett talajfelszínt napi egy óra folyamatos esővízzel öntöztük.



2. ábra A tabletta modell kísérletei

Jelmagyarázat: **a:** Víz - csapadékvíz megtartásával; **b:** Víz\Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; **c:** Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával; **d:** Szabad - a tabletták vízelborítás nélküli felszínen; **e:** Csurgat - Törpefenyő + napi 1 óra folyamatos vízáramlás akváriumi szivattyúval a talaj felületre; 1: A vízelborítás lehetséges maximális szintje; 2: Tabletta; 3: Vízmozgás iránya; 4: Talaj

Fig. 2. The arranged limestone tablets in model.

Legends: **a:** Water - the tablets in constant water; **b:** Water\Plant - the tablets under *Pinus mugo* free water drainage; **c:** Plant+Water - the tablets under *Pinus mugo* in constant water; **d:** Free - the tablets on the free surface; **e:** Flowing - the tablets under *Pinus mugo* + 1 hour irrigation with aquarium pump; 1: Maximum water cover; 2: Tablet; 3: Water movement; 4: Soil

A mintákat Szombathelyen szabadban helyzetük el 2010. október 8-án félárnyékban (tengerszint feletti magasság 220 m, középhőmérséklet: 10,54 °C, csapadékösszeg: 633mm). Az egyes kísérleteknél 4 különböző kémiai összetételű anyagot helyeztünk el úgy, mint márványkocka, mészkő – a mész agresszív CO₂ kimutatására, szeg (Fe- a fémagresszív CO₂ kimutatására), fémlap (korrózióálló bádoglemez – az oldóképesség összehasonlítására). A márványból kísérletenként 3-3 db 2cm oldalhosszúságú kockákat helyeztünk ki, melyek átlagos tömege 20,96±1,03g volt.

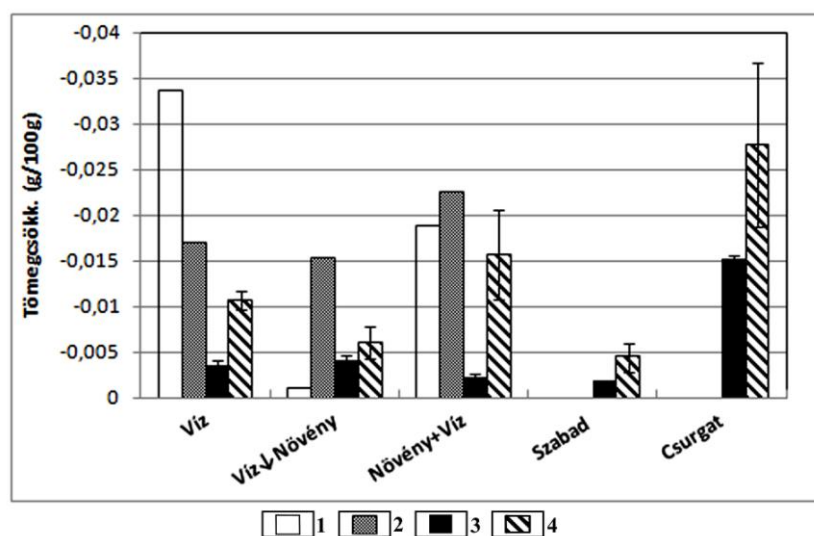
A Totes-Gebirge hegységből származó mészkőből szabályos kockákat nem tudtunk kialakítani a kőzet töredezettsége, morzsalékossága miatt, ezért 5-5 db, átlagosan 5,02±0,45 g tömegű mészkődarabot

helyeztünk el a 4. kísérlet kivételével. A Szabad felszínen elhelyezett mészkő esetében a felület nagyságtól függő oldódás mértékére különböző tömegű köveket helyeztünk ki összesen 18 db-ot melyek tömege 0,79g-8,78g között változott. A kövek tömegének átlaga 4,91g volt. A vas korrozív oldódásának vizsgálatára 1-1 szeg került az első 3 modellrendszerbe, illetve a korrózió ellenálló bádoglemezből $9,85 \pm 0,05$ g tömegű, 3*3cm-es négyzet alakú fémlapból is 1-1 db.

Az oldódás mértékét 20-30 naponta mértük, 2013. május 29-ig. A tömegcsökkenés méréshez a mintákat folyó vízzel leöblítettük, szobahőmérsékleten 12 óráig előszárítottuk, majd 60 °C-on szárítószekrényben súlyállandóságig tovább szárítottuk (kb. 6 óra) és analitikai pontossággal mértük (Sartorius H51). Az eredményeket varianciaanalízissel és Paerson-féle korreláció analízissel értékeltük.

Eredmények

A különböző anyagok, szeg, fémlap, márvány és mészkő oldódása, jelentős eltérést mutatott a kísérleti időszakban (3. ábra). A legkisebb tömegvesztés a szabad felszínen elhelyezett „tablettáknál” volt, míg a törpefenyő alatt intenzív oldódást tapasztaltunk. A víz minden esetben növelte a tömegcsökkenést, különösen akkor, ha áramlott.



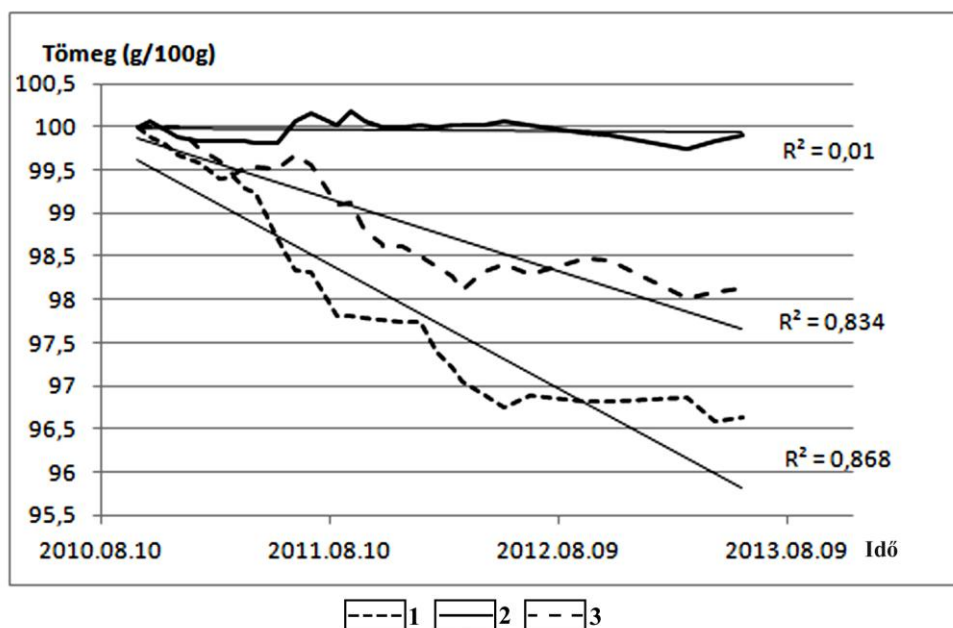
3. ábra Tömegcsökkenés mértéke a kísérleti időszakban (2,5 év)

Jelmagyarázat: 1: szeg; 2: fém; 3: márvány; 4: mészkő

Fig. 3. Weight loss of the limestone tablets during the experimental period

Legends: 1: nail; 2: metal; 3: marble; 4: limestone

A vas tömegének csökkenése elsősorban a folyamatos vízborításnál ment végbe (4. ábra). A folyamatosan vízzel borított szeg éves tömegcsökkenése 13,5 mg/100g, míg a víz elvezetését biztosító Víz↓Növény rendszer esetében ez az érték 0,42 mg/100g. Tehát a tömegcsökkenés mértéke 30-szoros volt a törpefenyő alatt elhelyezett mintában a víz szabad mozgását biztosító rendszerhez képest. A törpefenyő alatt a vízáramlás korlátozása mellett (Növény+Víz), is csak közel kétszeres volt a szeg tömegcsökkenése a Víz↓Növény kísérlethez képest. A hatás elsősorban a folyamatosan jelen lévő víz, és a benne oldott CO₂ korrozív hatásának volt köszönhető.



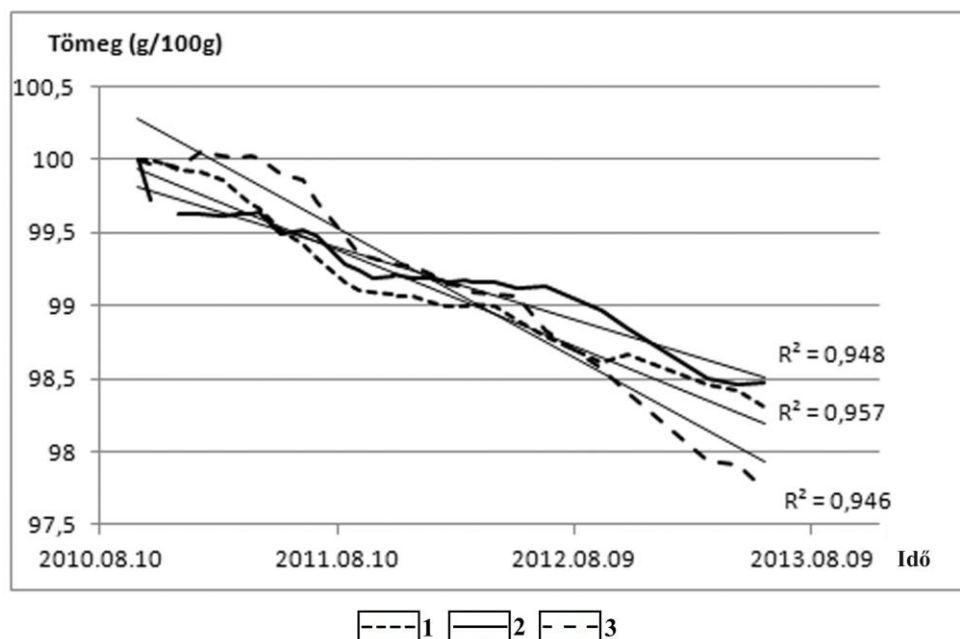
4. ábra A vas tömegváltozása a kísérleti időszakban

Jelmagyarázat: 1: Víz - csapadékvíz megtartásával; 2: Víz↓Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; 3: Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával

Fig. 4. Weight change of the iron during the experimental period

Legends: 1: Water - the tablets in constant water; 2: Water↓Plant - the tablets under Pinus mugo free water drainage; 3: Plant+Water - the tablets under Pinus mugo in constant water

A korrózióálló fémlap tömeg csökkenésének mértéke nem tért el jelentősen a különböző modellrendszerekben (5. ábra). Makroszkóposan vizsgálva a lemez nem sérült a két és fél éves vizsgálati periódus alatt, annak ellenére sem, hogy a tömege átlagosan 2%-al csökkent.



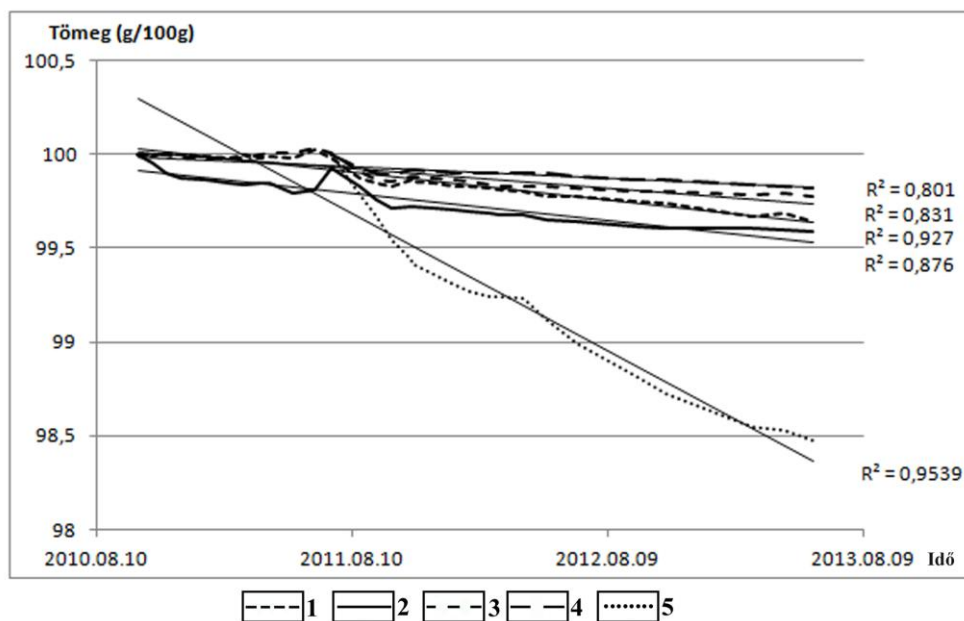
5. ábra A fémlap tömegváltozása a kísérleti időszakban

Jelmagyarázat: 1: Víz - csapadékvíz megtartásával; 2: Víz↓Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; 3: Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával

Fig. 5. Weight change of the metal plate during the experimental period

Legends: 1: Water - the tablets in constant water; 2: Water↓Plant - the tablets under *Pinus mugo* free water drainage; 3: Plant+Water - the tablets under *Pinus mugo* in constant water

A kísérletekben klasszikusan alkalmazott márványkocka oldódása nagyon kismértékű volt. Az esetek többségében nem érte el a 0,5%-ot (6. ábra). A márványkocka felülete láthatóan nem változott (1. kép). Az oldódásban természetesen itt is a víz elborítás időtartama az egyik legfontosabb tényező, hiszen a szabadon elhelyezett, csak csapadékot kapó, tehát vízzel időszakosan érintkező kockák tömegcsökkenése volt a legkisebb, és ehhez képest a folyamatos vízborítás a közel kétszeresére növelte az oldódást. A növényzet jelenléte minden esetben hozzájárult az oldó hatás növekedéséhez. Azonban az oldódás intenzitás növekedéséhez a vízáramlás is hozzájárul: szabad vízáramlás (Víz↓Növény) esetén 1,83-szoros tömegcsökkenést tapasztaltunk, a víz áramlásának a gátlásával (Növény+Víz) kialakított rendszerhez képest, mivel itt a kockákhoz friss oldóképes víz érkezik. Ez egyben azt is jelenti, hogy a lejtős területeken a törpefenyő alatt intenzívebb oldó hatás várható, mint a vízszintes területeken.

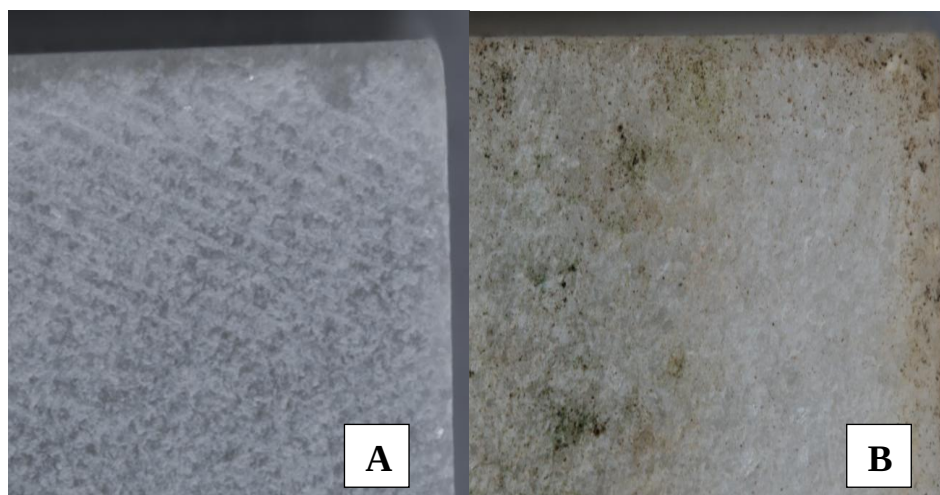


6. ábra A márvány tömegváltozása a kísérleti időszakban

Jelmagyarázat: 1: Víz - csapadékvíz megtartásával; 2: Víz\Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; 3: Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával; 4: Szabad - a tabletták vízelborítás nélküli felszínén 5: Csurgat - Törpefenyő + napi 1 óra folyamatos vízáramlás akvárium szivattyúval a talaj felületre

Fig 6. Weight change of the marble during the experimental period

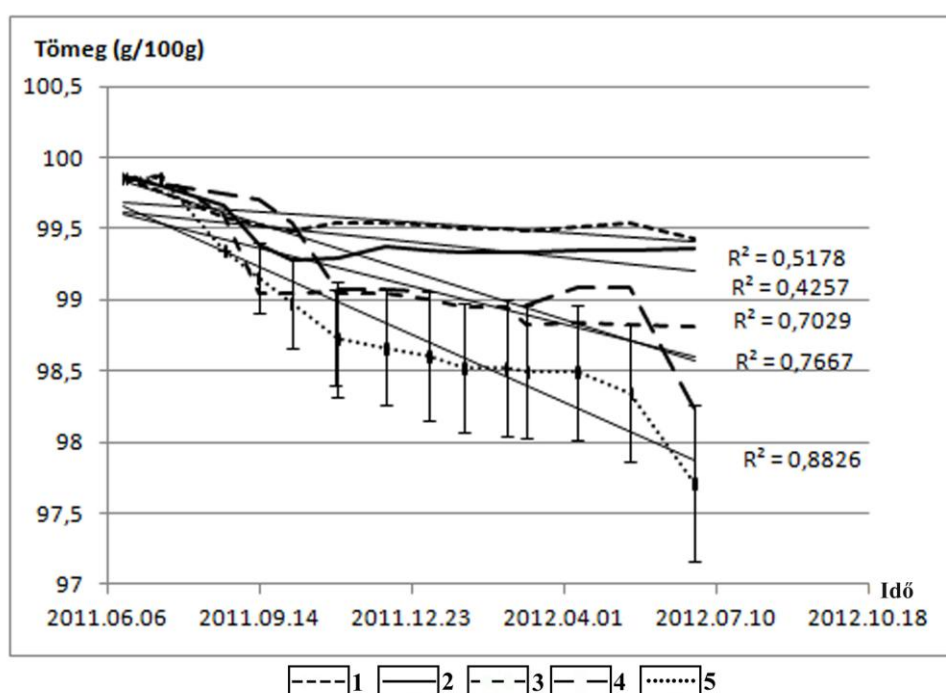
Legends: 1: Water - the tablets in constant water; 2: Water\Plant - the tablets under Pinus mugo free water drainage; 3: Plant+Water - the tablets under Pinus mugo in constant water; 4: Free - the tablets on the free surface; 5: Flowing - the tablets under Pinus mugo + 1 hour irrigation with aquarium pump



1. kép Márványkocka felülete kihelyezéskor (A) és 12 hónap után (B) Víz\Növény kísérletben

Picture 1: the surface of the marble tablet at the beginning of the experiment (A) and after 12 months (B) in a Water\Plant experiment

A mészkő „tabletták” oldódása hasonló a márványéhoz azonban jelentősen nagyobb mértékű, ezért rövidebb vizsgálati periódusok is mérhető különbségeket mutathatnak. A mészkő darabok már 1 év után néhány esetben töredezték vagy nagyobb darabok leválása volt megfigyelhető. Az 7. ábrán bemutatott 1 éves vizsgálati időszak alatt 0,6-2,2% közötti tömegcsökkenést kaptunk, ami a márvány kockáknál 2,5 év alatt alakult ki. A mészkő alkalmazása a tabletták módszer esetében azonban metodikai problémákat vet fel. A kristályszerkezet, a mészkő gyors aprózódása és az ennek következtében fellépő felület növekedés következtében az oldódás mértéke jelentős eltéréseket mutat a különböző tablettákon, ahogy ez az 7. ábra Csurgat kezelésben látható. A szórás értékek meghaladják az általánosan elfogadható 10%-os mértéket.



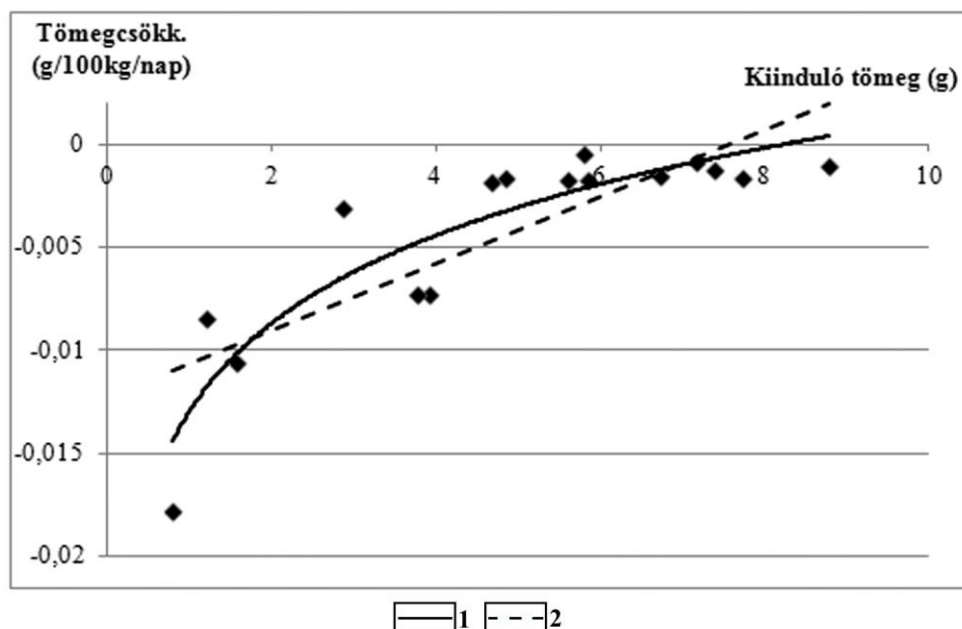
7. ábra A mészkő tömegváltozása a 1 éves kísérleti időszakban

Jelmagyarázat: 1: Víz - csapadékvíz megtartásával; 2: Víz\Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; 3: Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával; 4: Szabad - a tabletták vízelborítás nélküli felszínén 5: Csurgat - Törpefenyő + napi 1 óra folyamatos vízáramlás akvárium szivattyúval a talaj felületre

Fig 7. Weight change of the limestone during the one-year experimental period

Legends: 1: Water - the tablets in constant water; 2: Water\Plant - the tablets under Pinus mugo free water drainage; 3: Plant+Water - the tablets under Pinus mugo in constant water; 4: Free - the tablets on the free surface; 5: Flowing - the tablets under Pinus mugo + 1 hour irrigation with aquarium pump

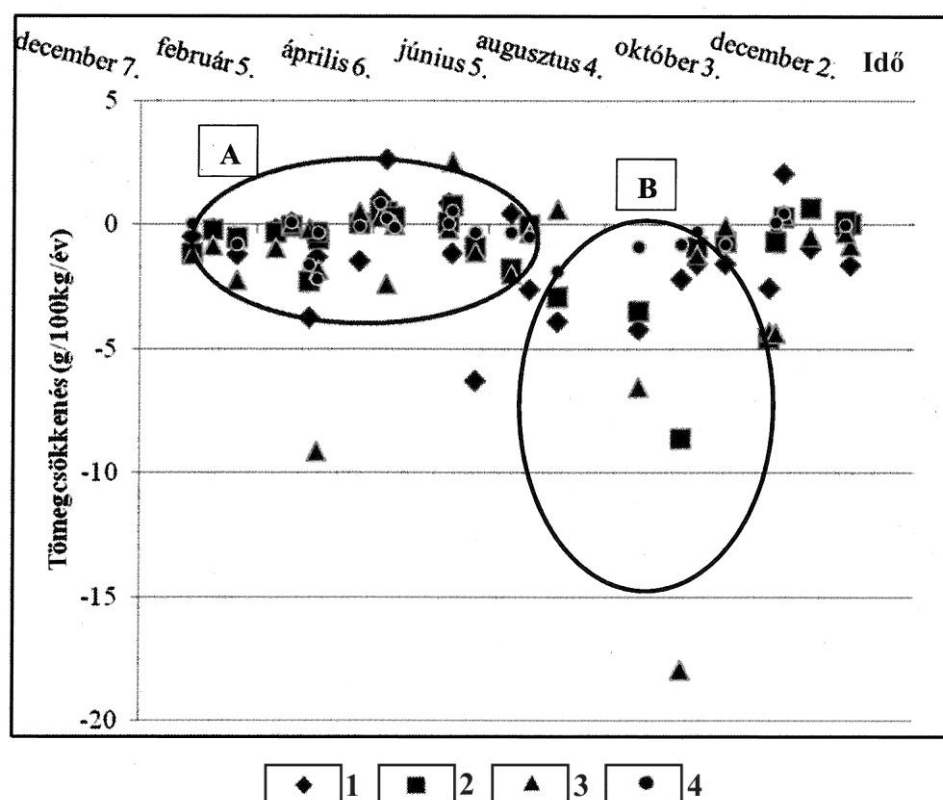
Az oldódás mértéke függ felszíni formák alakjától, a kialakuló felület nagyságától (SMART-WHITAKER 1996). A nem szabályos négyzet alakú mészkő „tabletták” tömegének csökkenése egyúttal a felület növekedését is jelentette. Az oldódás mértéke szoros exponenciális összefüggést mutatott a tabletták tömegének változásával (8. ábra) a 2,5 éves Szabad felszínen végzett vizsgálati rendszerben. A kisebb kiindulási tömeg szignifikánsan nagyobb tömegvesztést okozott.



8. ábra. A mészkő tömegváltozásának függése a kiindulási mérettől
 Jelmagyarázat: 1: Log (g/100kg/nap), $y=0,0061\ln(x)-0,0129$, $R^2=0,8223$; 2: Lin. (g/100kg/nap), $y=0,0016x-0,0123$, $R^2=0,673$
 Fig. 8. Change in the weight of the limestone depending on the initial mass
 Legends: 1: Log (g/100kg/day), $y=0,0061\ln(x)-0,0129$, $R^2=0,8223$; 2: Lin. (g/100kg/day), $y=0,0016x-0,0123$, $R^2=0,673$

A mészkő tabletták tömegcsökkenésének évszakos változását a 9. ábra szemlélteti. A hőmérséklet növekedése közvetlenül nem okozhatta a beoldott anyag mennyiségének és így súlyvesztésnek a növekedését. Magasabb hőmérsékleten az oldódás intenzitása ugyan nő, viszont az oldatban tarthatóság csökken, miután az oldat egyensúlyi CO_2 hiánya nő. Az oldatban tarthatósághoz az agresszív CO_2 az egyensúlyi CO_2 mennyiségét növeli, ami az oldóképesség csökkenésével jár. A nyári hőmérséklet növekedése inkább a növényzet életműködéseit befolyásolta, intenzív hajtás és gyökernövekedés volt megfigyelhető. Ezért lehetett a rövid nyári

vegetációs időszakban időjárástól függően május/júniustól októberig intenzív az oldódás (9. ábra), melynek intenzitását a növényzet anyagcsere termékei (pl. szerves savak, cseranyagok) is növelik (SKRIBANEK *et al.* 2012). A téli (október–május) időszakban gyakorlatilag stagnált a mészkő tabletták tömege, esetenként akár növekedett is. DREYBROT *et al.* (1992) szerint a tabletták átmeneti vagy tartós tömegnövekedésének oka kísérletükben a kicsapódó kalcit lehet.



9. ábra A mészkő tömegcsökkenésének évszakos változása
 Jelmagyarázat: 1: Víz - csapadékvíz megtartásával; 2: Víz\Növény- törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; 3: Növény+Víz - Növény alatt a csapadékvíz megtartásával; 4: Szabad - a tabletták vízelborítás nélküli felszínen; A: Téli időszak; B: Nyári időszak
 Fig. 9. Change in the weight loss of the limestone tablet depending on the season
 Legends: 1: Water - the tablets in constant water; 2: Water\Plant - the tablets under *Pinus mugo* free water drainage; 3: Plant+Water - the tablets under *Pinus mugo* in constant water; 4: Free - the tablets on the free surface; A: Winter period ; B: Summer period

A különböző modellrendszerekben kapott eredmények alapján végzett összefüggés vizsgálat, azt mutatja, hogy a márvány és mészkő „tabletták” oldódás viszonyai gyenge/közepes korrelációt mutatnak

egymással, ezért a két különböző anyag alkalmazása egyaránt megfelelő eredményeket adhat, míg a vas és bádoglemez alkalmazása nem adott elegendő információt a karros oldódás vizsgálatához (I. táblázat).

I. táblázat
Table 1.

A modell hatások korreláció vizsgálata
The correlation analysis of the model influences

	márvány VÍZ	márvány VÍZ\NÖVÉNY	márvány NÖVÉNY+VÍZ	mészke VÍZ	mészke VÍZ\NÖVÉNY	mészke NÖVÉNY+VÍZ	mészke SZABAD
márvány VÍZ	1,00						
márvány VÍZ\NÖVÉNY	0,39	1,00					
márvány NÖVÉNY+VÍZ	0,75	0,53	1,00				
mészke VÍZ	0,75	0,42	0,70	1,00			
mészke VÍZ\NÖVÉNY	0,46	0,51	0,58	0,45	1,00		
mészke NÖVÉNY+VÍZ	0,11	0,32	0,51	0,18	0,77	1,00	
mészke SZABAD	0,51	0,36	0,63	0,58	0,45	0,37	1,00
mészke CSURGAT	0,32	0,30	0,30	0,32	0,36	0,13	0,37

Jelmagyarázat: Összefüggés szorossága $P=1\%$ ha $r>0,64$; $P=5\%$ ha $r>0,51$; Víz: csapadékvíz megtartásával; Víz\Növény: törpefenyő alatt a csapadékvíz szabad elfolyásával; Növény+Víz: Növény alatt a csapadékvíz megtartásával; Szabad: csapadékvíz szabad elfolyással; Csurgat: Törpefenyő + napi 1 óra folyamatos vízáramlás
Legends: Correlation $P=1\%$ if $r>0,64$; $P=5\%$ if $r>0,51$; Water: the tablets in constant water; Water\Plant: the tablets under Pinus mugo free water drainage; Plant+Water: the tablets under Pinus mugo in constant water; Free: the tablets on the free surface; Flowing: the tablets under Pinus mugo + 1 hour irrigation with aquarium pump;

Következtetések

A márvány tabletták oldódása minden kísérletben nagyon jó ismételhetőséggel volt vizsgálható. A különböző anyagi minőségű „tabletták” oldódása között nem volt kimutatható korreláció, kivétel a márvány és mészke esetében. A márvány tabletták alkalmazása metodikai előnyt jelent, mivel nem áll fenn az aprózódás veszélye, még hosszabb időszak alatt sem, ami rontja a kísérlet pontosságát. A mészke tabletták alkalmazása azonban jelentősen csökkentheti a mérési időszak hosszát,

mivel jelentősen intenzívebb az oldódás, de a nagy szórás miatt nagyobb mintaszám alkalmazása indokolt. Az oldódás intenzitása szezonális volt, a nyári: június és október hónapok között intenzívebb, a növényzet hatásainak következtében (pl.: szerves savak, légzési CO₂ a talajban), azonban a csapadék és hőmérsékleti viszonyok jelentősen befolyásolták, azaz a szárazabb időszakokban mérsékeltebb, mint a nedves időszakban. Az alacsonyabb hőmérsékletű téli-tavaszi (október-május között) időszakban az oldódás stagnált.

A vízelborítás időtartama alapvetően növelte az oldódás intenzitását, azonban a törpefenyő alatt vízben álló kövek és a törpefenyő nélkül vízben álló kövek között nem volt szignifikáns különbség kimutatható a márvány tabletták tömegcsökkenésében. A törpefenyő alatt a víz áramlásának biztosításával azonban nőtt az oldódás, a vízáramlás nélküli rendszerhez képest, ami alátámasztja a törpefenyős lejtők alatt tapasztalt intenzívebb oldódást (VERESS 2012). Jelentősen nagyobb oldó hatást fejtett ki a márványkockákra a növényzet, ha még rendszeresen és intenzíven öntöztük csapadékvízzel ezt a rendszert, így a tömegcsökkenés akár 30-szorosára is növekedett.

IRODALOM

- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeit. f. Geomorph. 5. p. 185-193.
- DREYBRODT, W.- BUHMANN, D.- MICHAELIS, J.- USDOWSKI, E. (1992): Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions, – Chemical Geology, 97, (3–4), pp 285–294.
- GINÉS, A. (1996): An Enviromental approach to the typology of karren landform assemblages in a Mediterranean mid-mountain karst: the Serra de Tramuntana, Mallorca, Spain – In: FORNÓS, J. J. - GINÉS Á. (szerk): Karren Landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca pp. 163-176.
- LIU Z. – YUAN D. – HE S. (1999): Contribution of Carbonate Rock Weathering to the to Atmospheric CO₂ Sink – Environmental Geology, 39 (9) pp. 1053-1058.
- NEWSON, M. D. (1970): Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains – PhD thesis, University of Bristol
- PLAN, L. (2005): Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps, Geomorphology, 68 (3–4) pp. 201–212.

- SKRIBANEK, A. – DEÁK, GY. – VERESS, M. (2012): Effect of *Pinus mugo* vegetation on karren dissolution – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, (2) pp. 143–157.
- SMART, P. L. – WHITAKER, F. F. (1996): Development of karren landform assemblages - a case study from Son Marc, Mallorca – In: FORNÓS, J. J. – GINÉS, Á. (szerk.): *Karren Landforms* Universitat de les Belears, Palma de Mallorca pp. 111-122.,
- SWEETING, M. M. (1966): The weathering of limestones – In: DURY, G. H. (editor): *Essays in Geomorphology*, Heineman, London pp. 177-210.
- TRUDGILL, S. T. (1975): Measurement of erosional weight – loss of rock tablets – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 17. pp. 13-19.
- TRUDGILL, S. T. (1985): *Limestone geomorphology* - Longman, New York 196. p.
- URUSHIBARA, K. – YOSHINO, F. – MIOTKE D. (1999) Solution Rate of Limestone in Japan – *Phys. Chem. Earth*, 24, (10) pp. 899-903
- VERESS M. (2010): *Karst Environments – Karren Formation in High Mountains* – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.
- VERESS, M. (2012): Morphology and Solution Relationships of three Karren Slopes in different Environments (Totes Gebirge, Eastern Alps) – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, (2) pp. 47-62
- ZÁMBÓ L. – TELBISZ T. (2000): A mikrobiális befolyásoltágú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon – *Karsztfelődés* V. pp. 21-39.
- ZHANG C. (2011): Carbonate rock dissolution rates in different landuses and their carbon sink effect – *Chinese Science Bulletin*, 56 (35) pp. 3759-3765
- ZHONGCHENG, J. – DAOXIAN, Y. (1999): CO₂ source-sink in karst processes in karst areas of China – *Episodes*, 22. (1) pp. 33-35.

KARSZTOS SZURDOKVÖLGYEK VIZSGÁLATA TÉRINFORMATIKAI ESZKÖZÖKKEL AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN

GEOINFORMATICAL ANALYSIS OF KARSTIC GORGES IN THE APUSENI MOUNTAINS

EISAM ELDEEN FATIMA

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e.e.fati@gmail.com

Abstract: Gorges are deep, steep walled valleys which can provide useful information about past drainage development, stratigraphic settings or the ancient climatic conditions. Nowadays more and more digital elevation models (DEMs) are freely available via the internet. This can provide very good opportunities to use them for geomorphological analysis. In this study I have evaluated four DEMs from different data sources and compared their usability for the analysis of gorges. Then I have tested three geoinformational methods focusing on automatic gorge detection. This approach can be effectively applied to get information easily about less known areas or as a preparation for any karstic field work.

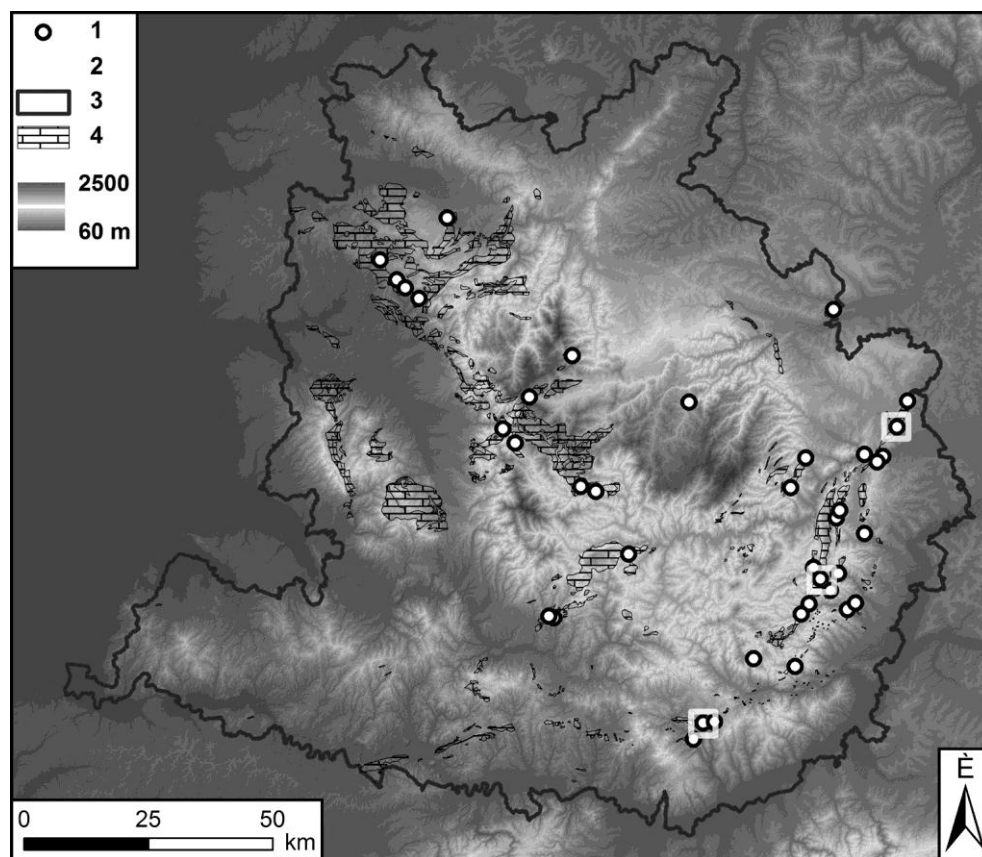
Bevezetés

A szurdokvölgyek mély és meredek falú völgyszakaszok, melyek igen látványos és jellegzetes felszínformák. A múltbeli felszínfejlődés vizsgálata során sok hasznos információval szolgálhatnak a kutató számára. Kirajzolhatnak egykori fő lefolyási irányokat, utalhatnak az adott terület tektonikai múltjára, korábbi fedettségi viszonyaira, vagy akár klímaváltozásra is. Karsztos térszínen ezek a formák hosszú ideig megőrződhetnek, így a mérsékelt éghajlati övezetben jellemző karsztos felszínformának tekinthetők.

Napjainkban nagy ütemben növekszik az internetről letölthető domborzati adatbázisok száma, és ezzel egy időben természetesen az elemzési lehetőségeké is. A vizsgálandó terület megismerése kulcsfontosságú bármilyen morfológiai kutatás szempontjából. Ezért a terepi bejárást megelőzően hasznos lehet a mintaterület elemzése az elérhető adatok alapján. Ilyen lehet a terepmodell elemzés, amivel nem csak egyszerűsíthetjük a későbbi feladatainkat, de optimalizálhatjuk is a terepi munkát.

Kutatásom során az Erdélyi-középhegység területét vizsgáltam, ami az Alföld és az Erdélyi-medence közt helyezkedik el. Felépítés szempontjából megtalálhatók itt takarós szerkezetek, neogén vulkanitok, valamint flis összletek mészkőszirtekkel. A középhegység területén a karsztos képződ-

mények különféle típusait lehet elkülöníteni például morfogenetikai, szerkezet-földtani, kőzettani vagy morfo klimatikus jellemzők szempontjából (MÓGA 1995, 2004). Összességében elmondható, hogy a jelentősebb szurdokvölgyek mindegyike karsztos kőzetekhez köthető. Felszíni előfordulásuk az 1. ábrán látható (GIUSCÁ – BLEAHU 1967).



1. ábra: Az Erdélyi-középhegység domborzati térképe (1 – jelentősebb szurdokvölgyek, 2 – vizsgált völgyek, 3 – mintaterület, 4 – karsztos térszínek)

Figure 1: Relief map of Apuseni Mountains (1 – main gorges; 2 – analysed valleys; 3 – study area; 4 – karstic areas)

Jelen munkámban egy alapkutatást mutatok be, melyben ingyenesen letölthető terepmodellek összehasonlító elemzését végeztem el. Elsősorban arra voltam kíváncsi, hogy a leggyakrabban használt terepmodellek közül melyik tekinthető megbízhatóbbnak a vizsgálataim szempontjából, valamint hogy melyiken hogyan jelennek meg a szurdokvölgyek. Másodsorban egyszerű elemzési módszerekkel próbáltam automatikusan kijelölni, hogy hol találhatóak ezek a völgyek.

Alapadatok és módszertan

Az elemzés során a terület 1:25 000-es méretarányú román topográfiai térképszelvényeit, 1:200 000-es méretarányú geológiai térképét (*GIUSCĂ – BLEAHU* 1967), a területről fellelhető 1:30 000-es, 1:50 000-es, illetve 1:60 000-es méretarányú turistatérképeket, valamint négy különböző digitális terepmodellt használtam fel. A terepmodellek fajtái:

- SRTM (terepi felbontás: ~90 m/pixel),
- ASTER GDEM (terepi felbontás: ~30 m/pixel),
- EU-DEM (terepi felbontás: ~30 m/pixel),
- Jonathan de Ferranti-féle (terepi felbontás: ~90 m/pixel).

A terepmodellek mindegyike ingyenesen letölthető bárki számára. Az SRTM adatbázist 2000-ben a NASA hozta létre radar-interferometriás felmérés alapján. Ez a közel globális adatbázis több felbontásban áll rendelkezésre, ebből a felmért terület egésze 3'' felbontásban érhető el (*SRTM* 2014, *TELBISZ* et al. 2013). Az ASTER GDEM adatbázis 2009-ben készült el sztereo űrfelvételek fotogrammetriai kiértékelése alapján. Az SRTM-nél nagyobb lefedettséggel rendelkezik, horizontális felbontása 1'' (*ASTER* 2014, *TELBISZ* et al. 2013). E két adatbázis hibridjeként hozta létre 2013-ban az Európai Környezetvédelmi Ügynökség (EEA) az EU-DEM adatbázist, ami Európa területének magassági modelljét tartalmazza. Ez az adatbázis 1'' felbontású és a két alapadat optimális kombinációja (*EU-DEM* 2014). Jonathan de Ferranti pedig meglévő adatforrások pontosításával készíti saját adatbázisát, amelyben jelenleg elérhetők többek között a Föld összes kontinensét lefedő 3'' felbontású adatok is (*Jonathan de Ferranti* 2014, *TELBISZ* et al. 2013).

Fontos megjegyezni, hogy a különböző terepmodellek magassági adatai sokféle hibával terheltek. Morfológiai vizsgálatoknál problémát jelenthet például, hogy az adatok tartalmazzák a növényzet és minden egyéb tereptárgy magasságát is. Emellett az egyre kisebb felbontás felé haladva a szűk és mély völgyek természetesen egyre kevésbé jelennek meg (*TI-MÁR* et al. 2003).

A vizsgálat első lépéseként a különféle terepmodellek, illetve az azokból levezetett állományok (magassági és lejtőszög hisztogramok) összehasonlítását végeztem el, majd három kiválasztott szurdokvölgy esetében azonos vonalak mentén hossz- és keresztelvényeket rajzoltam fel. Ezt követően három módszerrel vizsgáltam a szurdokvölgyek detektálhatóságát a modellek alapján.

Az első az úgynevezett kivonás volt, amely során az SRTM modell minden egyes pixelértékéből kivontam a Ferranti-féle modell értékeit, majd az így kapott állományt kategóriákra osztottam és értékeltem.

A második módszer során a kiválasztott terepmodellt egy hidrológiai modellezésben gyakran használt eljárással korrigáltam. Ez az úgynevezett feltöltés („fill”) művelet, amely az állományban előforduló „gödrök” kiküszöbölésére alkalmas, amelyek lehetnek valóban lefolyástalan mélyedések, de nagyon gyakran az adat valamilyen hibájáról van szó (eredhetnek például az interpolációs eljárásból, vagy nem megfelelő felbontásból). A mélyedések mellett az is jellemző, hogy a szűkebb völgyek hibásan jelennek meg, völgytalpuk helyenként általában magasabb értékekkel rendelkezik, mint az a valóságban van. A korrigálási eljárás lényege, hogy a felszínen fiktíven lefolyó víz elakadás nélkül továbbhaladhasson. A feltöltés során minden egyes mélyedés (cella), ami a körülötte lévő celláknál alacsonyabban helyezkedik el, megkapja a legalacsonyabb szomszédos cella értékét, így ha egy szűk völgytalp viszonylag magas értékkel rendelkezik, az érkező vízfolyás irányában feltöltött, lapos térszín keletkezik. Az így kapott állományból kivontam az eredeti állományt, s megkaptam, hogy melyik térszínnek töltődtek fel.

Végül pedig egy rövid számítási modellt készítettem, aminek segítségével a mintaterület vízfolyásai mentén vizsgáltam a terep tagoltságát. A digitalizált vízfolyások töréspontjai köré 500 méter sugarú pufferezónát készítettem, majd minden egyes zónában kiszámoltam az arra a területre eső magassági adatok relatív szórását. Ez a statisztikai érték szoros összefüggésben van a lejtőszöggel is mindamellett, hogy a terep tagoltságát tudjuk vele jellemezni. (TELBISZ et al. 2013).

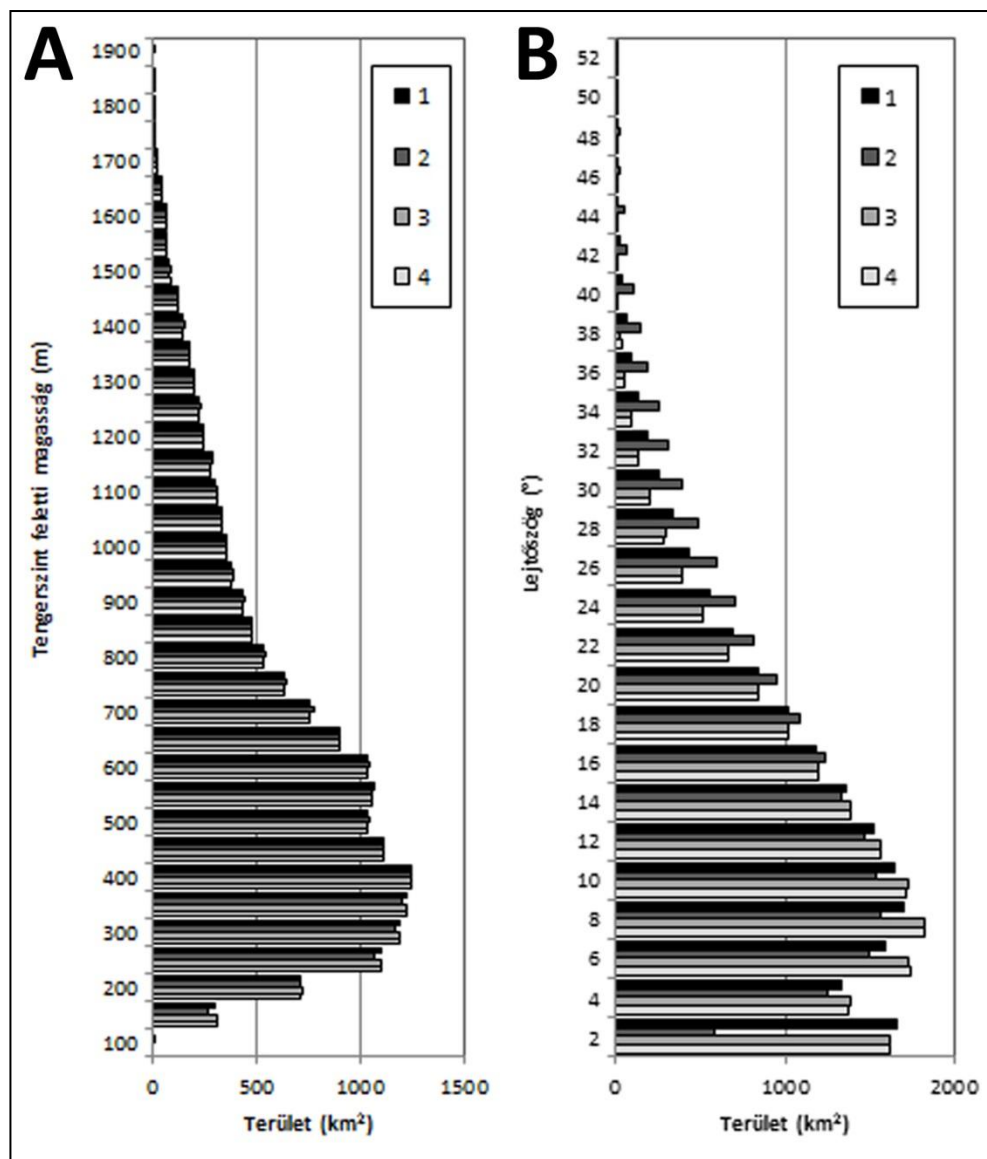
A térinformatikai elemzéseket ArcGIS Desktop 10.0 szoftverkörnyezetben végeztem el.

Térinformatikai elemzések

Terepmodellek összehasonlítása

Az ingyenesen letölthető terepmodellek jól használhatók nagy területű morfológiai és morfometriai vizsgálatokhoz, azonban nem szabad megfeledkezni arról, hogy ezek mindegyike többféle hibával terhelt. Számos tanulmány foglalkozik ezzel a kérdéskörrel (TIMÁR et al. 2003, KIENZLE 2004; SZABÓ 2006). A négy terepmodellt magasság és lejtőszög alapján hasonlítottam össze.

A magassági hisztogramok az egyes kategóriákban csak kismértékben különböznek egymástól, ránézésre szinte egyformán futnak (2. ábra/A). Jobban megfigyelhető eltéréseket az EU-DEM és az ASTER GDEM sávjai mutatnak.



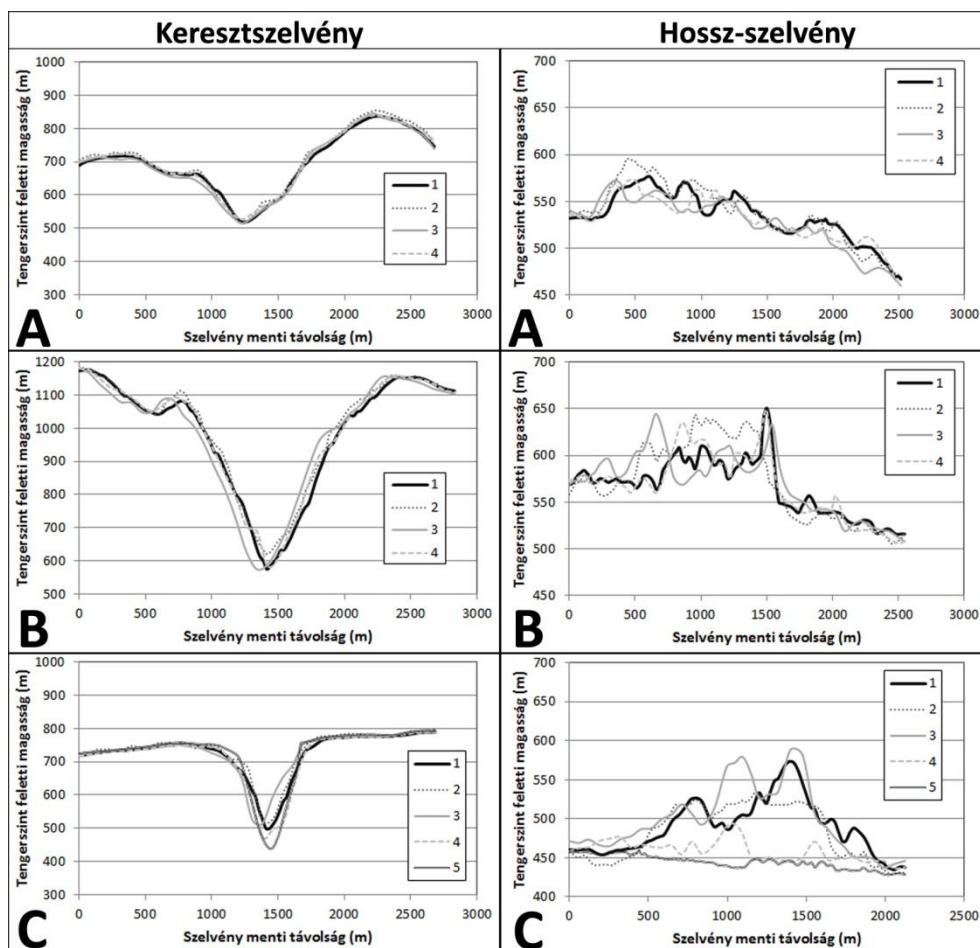
2. ábra: A mintaterület magassági (A) és lejtőszög (B) hisztogramjai
(terepmodellek: 1 – EU-DEM, 2 – ASTER GDEM, 3 – SRTM, 4 – Ferranti)
Figure 2: Elevation (A) and slope (B) histograms of the study area
(digital terrain models: 1 – EU-DEM, 2 – ASTER GDEM, 3 – SRTM, 4 – Ferranti)

A lejtőszög értékekben, melyeket 2 fokként ábrázoltam, már több eltérés mutatkozik az egyes modellek esetén. Megfigyelhető, hogy az ASTER GDEM a magasabb lejtőszög kategóriákban jobban reprezentált, míg az alacsonyabbakban kevésbé. Az SRTM és a Jonathan de Ferranti-féle terepmodell közel egyforma futást mutat, ami egyrészt annak köszönhető, hogy megegyezik a terepi felbontásuk, másrészt az SRTM az egyik alapadata a Ferranti-féle modelleknek.

Három szurdokvölgy esetében vizsgáltam meg a terepmodelleket hossz- és keresztshelvények alapján, ezeknek a térképi elhelyezkedése az 1. ábrán látható. Először az Erdélyi-Érc-hegységben található Glódi-szorost (3. ábra/A), majd a Torockói-hegység Remete-szorosát (3. ábra/B) és a Tordai-hasadékot (3. ábra/C) elemeztem. A keresztshelvényekről elmondható, hogy a görbék többnyire együtt futnak mind a négy terepmodell esetén, azonban látható, hogy a meredekebb völgyek esetében nagyobb eltérések mutatkoznak, mint a Glódi-szorosnál.

A hossz-shelvényeknél már sokkal nagyobbak az eltérések, jellemzően a görbék futása nem hasonlít egymáshoz. A shelvényeket a turista térképek szintvonalai alapján rajzoltam fel, ami nem tökéletesen igazodik a modellekhez, így lehet, hogy egyik sem, még a topográfiai térkép alapján készített hossz-shelvény sem lejt egyenletesen. Megfigyelhető, hogy minél meredekebb falú egy völgy, annál inkább eltérnek az egyes shelvények egymástól. A Tordai-hasadék esetében a nagyobb mélységet mutató görbe a topográfiai térkép alapján digitalizált domborzatmodellből készült, az nagyobb mértékben tér el a többitől. Az is megfigyelhető, hogy a topográfiai térkép alapján készített domborzatmodell görbéihez a Ferranti-féle modellből származó hossz-és keresztshelvények hasonlítanak a leginkább.

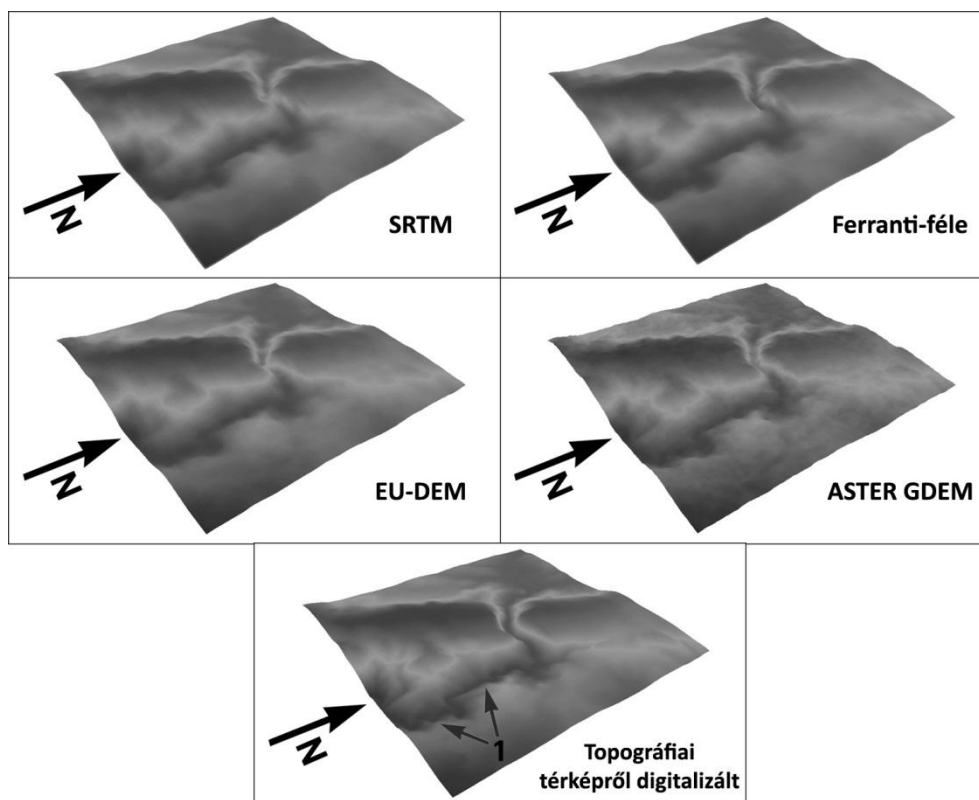
A Tordai-hasadék terepmodelljeit háromdimenziós térben is ábrázoltam, hogy látványosabban jelenítsem meg a négy adatforrás különbségeit (4. ábra). Az SRTM és a Ferranti-féle modellek egyfajta simasága a kisebb felbontásnak köszönhető. Az is megfigyelhető, hogy az SRTM és az EUDEM esetében a hasadék közepén egy magaslat emelkedik, ami a felvételezés hibájából és a felbontásból eredhet (például: kiugró sziklák, növényzet, szűk völgyek okozzák). Az ASTER GDEM modellnél a jobb felbontásból eredően, míg a Ferranti-félénél a korrigálás eredményeként ez nem figyelhető meg. Az ASTER-en bár a hasadék látszólag jól jelenik meg, a környező térszíneket egyfajta „gödrösség” jellemzi, ami feldolgozási hibából eredhet. Az utolsó modell, ami az összes közül a legpontosabbnak mondható az 1:25 000-es méretarányú topográfiai térkép alapján készült. Ezen jól és pontosan kivehető a Tordai-hasadék mélyedése mellett a Hesdát-patak szurdoka is, a völgyszakasztól délre.



3. ábra: A Glódi-szoros (A), a Remete-szoros (B) és a Tordai-hasadék (C) kereszt- és hossz-szelvényei (terepmodellek: 1 – EU-DEM, 2 – ASTER GDEM, 3 – SRTM, 4 – Ferranti, 5 – topográfiai térképről digitalizált)
 Figure 3: Cross and long profiles of the Cheile Glodului (A), the Cheile Rămețului (B) and the Cheile Turzii (C) (digital terrain models: 1 – EU-DEM, 2 – ASTER GDEM, 3 – SRTM, 4 – Ferranti, 5 – digitized topographic map)

Szurdokvölgyek detektálása

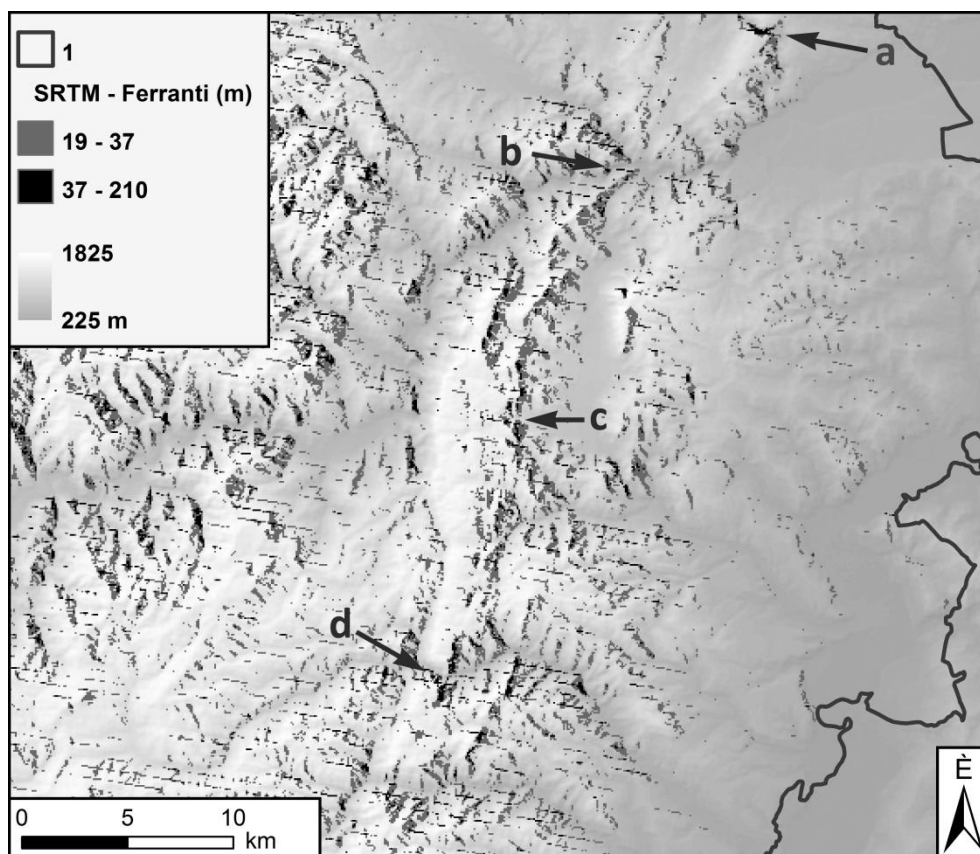
A terepmodellek áttekintése, pontosságuk vizsgálata és összehasonlításuk után olyan térinformatikai elemzési módszereket kerestem, amelyekkel a korábban használt adatokból ki tudom jelölni automatikusan a szűkebb völgyek elhelyezkedését.



4. ábra: A Tordai-hasadék és környékének megjelenése a különböző terepmodelleken (1 – Hesdát-szurdok)
 Figure 4: The representation of the Cheile Turzii and its surroundings in the different digital terrain models
 (1 – Cheile Hășdate)

Először egy kivonást végeztem, amely során az SRTM terepmodellből vontam ki a Ferranti-féle modellt. A választásom azért erre a kettőre jutott, mert ezeknek a terepi felbontása megegyezik, illetve korábbi vizsgálatok során kiderült, hogy az SRTM a másikkal képest sokkal több hibával terhelt, így ezeket, például a Tordai-hasadéknál jelentkező kimagasodást próbáltam ábrázolni.

Az 5. ábrán a mintaterület egy keleti kivágata látható, középen a Torockói-hegység fő vonulatával. Sötétszürke színnel a kisebb eltéréseket (19-37 méter között), míg feketével a nagyobb, akár 200 méteres különbségeket jelöltem. Megfigyelhető, hogy a nagyobb különbségek megtalálhatók a szurdokvölgyek területén, ám máshol is megjelennek szűkebb völgy nélkül is, ez a módszer nem értékelhető tökéletesnek. Emellett egyértelműen kirajzolódnak olyan szabályos NyÉNy–KDK-i sávok is, amik az adatfelvétel hibáiból származnak.

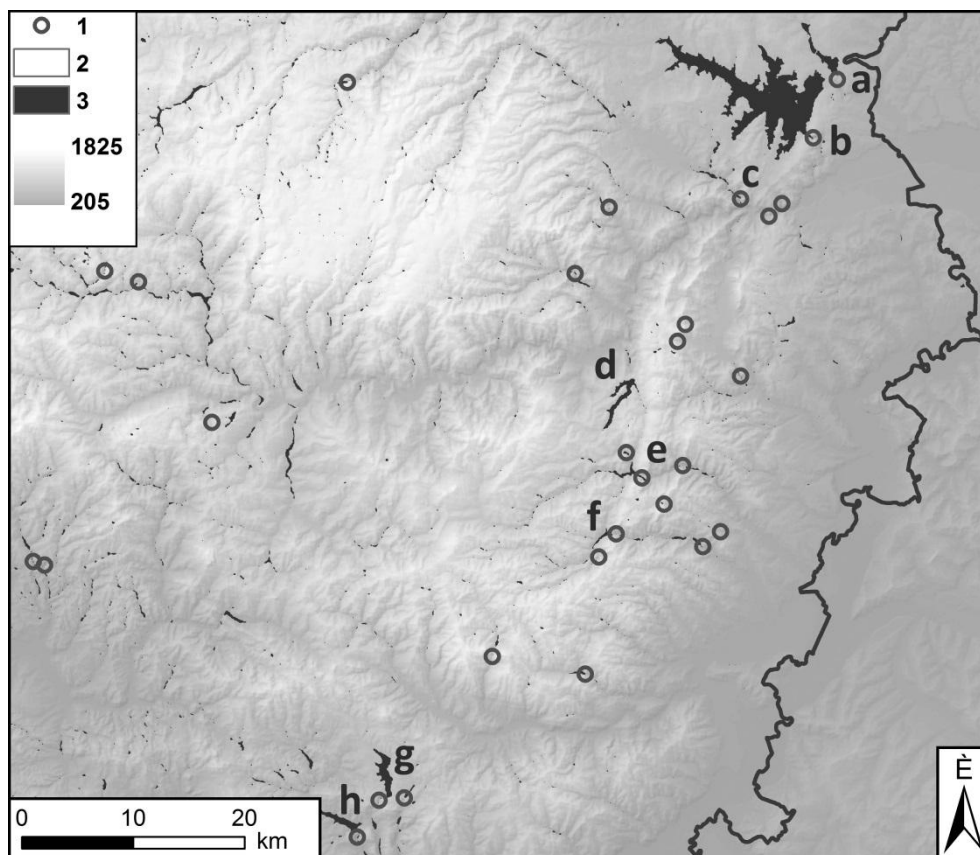


5. ábra: A mintaterület keleti része az SRTM és a Ferranti-féle terepmodellek kivonásából származó értékekkel (1 – mintaterület, a – Tordai-hasadék, b – Borrévi-szoros, c – Cheile Plaiului, d – Remete-szoros)

Figure 5: The eastern part of the study area with the data from SRTM and Ferranti surface models subtraction (1 – study area, a – Cheile Turzii, b – Cheile Buru, c – Cheile Plaiului, d – Cheile Rămeșului)

Második detektálási módszerhez az EU-DEM terepmodellt választottam alapadatnak, ugyanis ez az SRTM-hez képest jobb felbontású, de a korábbi vizsgálatokból kiderült, hogy tartalmazza a szurdokvölgyeknél tapasztalt magassági hibákat. A feltöltött területek a 6. ábrán láthatók. Az előző elemzéshez képest itt már sokkal látványosabban kirajzolódtak a szűkebb völgyek. A kivágaton jól látszik a mintaterület legnagyobb feltöltését igénylő területe, a Tordai-hasadékba érkező Hesdát-patak völgye. Attól északra kirajzolódik a Túri-hasadékon végigfutó Rákos-patak völgye is. Innen dél felé haladva a Jára-szoros térségében, a Remete-szoros nyugati és keleti kijáratánál, az Intregáldi-szorosnál, valamint az Erdélyi-Érchegységben elhelyezkedő Glódi- és Máda-szorosoknál találunk nagyobb feltöltött területeket. A Szolcsvai-barlang térségénél látható feltöltött terület is egyfajta hiba, ugyanis az eljárás nem képes figyelembe venni a felszín alatti lefo-

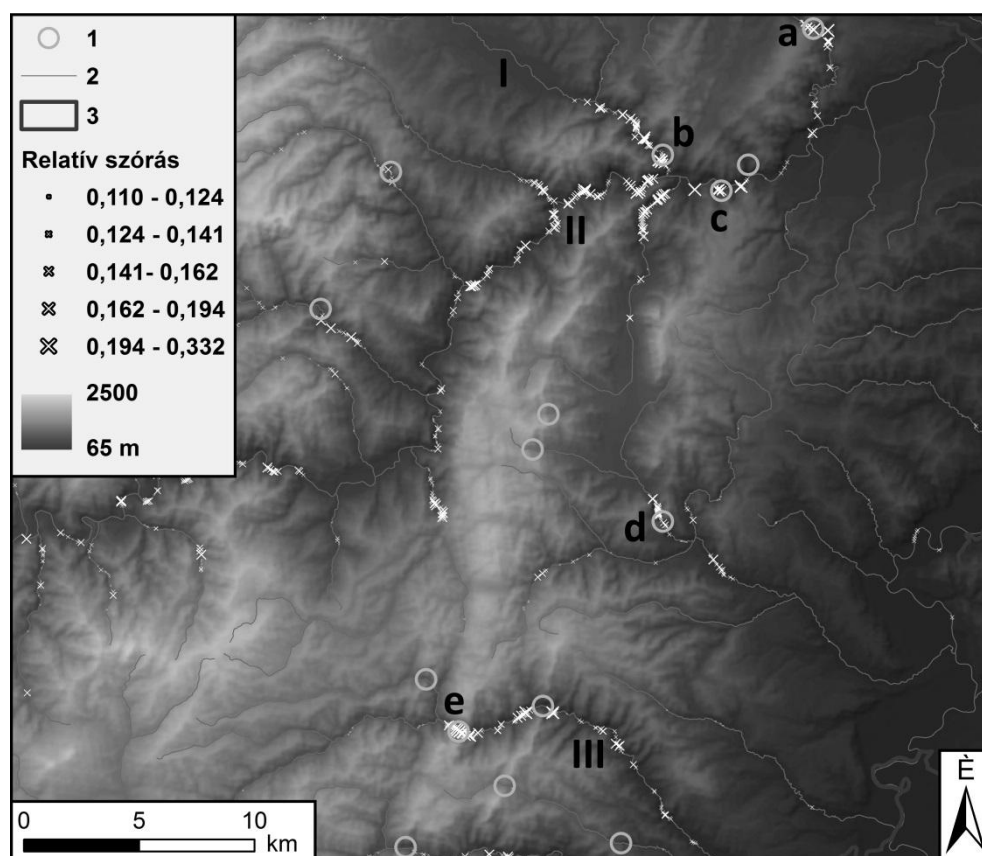
lyást, így a barlang víznyelőjét sem, ezért ezen a területen is felszíni lefolyást feltételez és feltölti a „mélyedést”.



6. ábra: A mintaterület keleti része a feltöltött területekkel (1 – jelentősebb szurdokvölgyek, 2 – mintaterület, a – Túri-hasadék, b – Tordai-hasadék, c – Jára-szurdok, d – Szolcsvai-barlang térsége, e – Remete-szoros, f – Intregáldi-szoros, g – Glódi-szoros, h – Máda-szoros)
 Figure 6: The eastern part of the study area with the filled data (1 – main gorges, 2 – study area, a – Cheile Turulu, b – Cheile Turzii, c – Cheile Iara, d – area of Huda lui Papară Cave, e – Cheile Râmețului, f – Cheile Vălișoarei, g – Cheile Glodului, h – Cheile Madei)

A 7. ábrán a mintaterület egy keleti kivágatát láthatjuk, ahol középben a Torockói-hegység fővonulata halad. Az ábrán azok a pontok vannak feltüntetve, amelyek körül 500 méteres sugarú körön belül a legnagyobb relatív szórás értékek mutatkoztak. Ezek a pontok a legtöbb esetben nem esnek egybe a jelölt szurdokvölgyekkel, de ennek ellenére minden esetben valóban mély völgyeket mutatnak. Megfigyelhető, hogy az Aranyos mentén találhatunk ilyen értékeket, ami széles, ám a környező magasabb térszínéhez képest mélyre vágódott völgyének köszönhető. Ugyanez figyelhető meg a Jára alsó szakasza és a Remete-patak esetében is.

A Tordai-hasadéknál, a Jára-szurdoknál, a Remete-szorosnál és az enyedi Kőköz esetében is az mondható el, hogy a viszonylag magas relatív szórás-értékek a szurdok-szakaszok előtt vagy után találhatók. Ez annak köszönhető, hogy az adott pont körüli területben az alacsonyabb térszín magassági adatai, illetve a szurdokok magasan elhelyezkedő peremterületei is megtalálhatók, így tagoltságuk nagy mértékű. Egyedül a Borrévi-szoros esetében mondható el, hogy a bejelölt nagy tagoltsági értékkel rendelkező pont egybeesik a szurdok pontos helyével. Ez a korábban említett okokkal magyarázható, vagyis hogy az Aranyos völgye a környező magasabb térszínnekhez képest olyan nagymértékben vágódott be széles völgytalpat építve, hogy az 500 méteres sugarú körön belül a tagoltság relatíve nagyknak mutatkozik.



7. ábra: A mintaterület keleti része a viszonylag nagy tagoltsági völgyszakaszokkal
(1 – jelentősebb szurdokvölgyek, 2 – vízfolyások, 3 – mintaterület, I – Jára, II – Aranyos, III – Remete-patak, a – Tordai-hasadék, b – Jára-szurdok, c – Borrévi-szoros, d – enyedi Kőköz, e – Remete-szoros)
Figure 7: The eastern part of the study area with the relatively high dissected valley sections
(1 – main gorges, 2 – streams, 3 – study area, I – Iara, II – Arieș, III – Piriul Geoagiuului, a – Cheile Turzii, b – Cheile Iara, c – Cheile Buru, d – Cheile Vălișoarei, e – Cheile Rămetului)

Következtetések

Az eddigiekben bemutatott alapkutatóást két részre lehet osztani. Egyrészt foglalkoztam több, az interneten fellelhető és ingyenesen letölthető terepmodellel, ahol azt vizsgáltam, hogy a mély és meredek falú völgyek hogyan jelennek meg a különféle adatbázisokból származó modelleken. Másrészt a megfelelő alapadatot kiválasztva különféle elemzéseket végeztem el annak érdekében, hogy egy olyan módszert találjak, amivel automatikusan ki lehet jelölni a szurdokvölgyek elhelyezkedését.

A terepmodellek összehasonlításából kiderült, hogy a magassági és a lejtőszög adatok tekintetében nincs jelentős különbség a vizsgált négyféle adatforrás esetében. Egyedül az ASTER GDEM lejtőszög-értékeinél figyeltünk meg említésre méltó eltéréseket.

Vizsgálataimból kiderült, hogy a különböző terepmodelleken a szurdokvölgyek eltérően jelennek meg és többféle hibát mutatnak, például magasabb magassági értékeket a völgytalpakon. A hossz- és keresztmetszvények összehasonlítása során láthatóvá vált, hogy a nagy munka ráfordítással előállítható topográfiai térképekből készült domborzatmodellek pontosságát egyik letölthető terepmodell sem éri el, de legpontosabbnak közülük a Ferranti-féle terepmodell mondható. Az is bebizonyosodott, hogy minél mélyebb egy völgyszakasz, annál nagyobb hibával terheltek az adatok.

Mindezek alapján morfológiai és morfometriai elemzésekhez leginkább a Ferranti-féle terepmodell használatát javaslom, ugyanis bár vannak ennél részletesebb felbontású ingyenesen elérhető adatok, domborzati pontosság szempontjából kiemelkedik a többi közül.

Az SRTM és a Ferranti-féle terepmodellek kivonásából származó adatokkal bár sok esetben ki lehetett jelölni automatikusan a szurdokvölgyek elhelyezkedését, több helyen a modellek hibájából eredően más területek is kijelölődtek, így sajnos ez a módszer összességében nem alkalmas a szurdokvölgyek – terepi bejárást előkészítő – detektálására.

A feltöltéses módszert egyértelműen a modellek hibái határozzák meg, ezért az EU-DEM terepmodellel végeztem elemzést, amelynek részletesebb a felbontása, de sok hibával terhelt. Vizsgálatom eredményeként látványosan kirajzolódtak azok a területek, ahol vízfolyások egy viszonylag lapos térszínről érkeznek egy-egy szurdokvölgy bejáratához.

A vízfolyások menti tagoltság vizsgálat nem bizonyult jó választásnak, ugyanis ez a tulajdonság leginkább nem a szurdokvölgyek területére jellemző. Ennek ellenére több szurdok kezdetét és végét is sikerült kijelölni, így mégsem mondható teljesen haszontalannak a módszer alkalmazása.

Összességében elmondható, hogy van olyan módszer, amivel mély és meredek völgyek elhelyezkedését lehet automatikusan detektálni, még ha csak az ingyenesen letölthető adatbázisokból származó adatok is használjuk fel. Az általam megvizsgált eljárások közül erre a legoptimálisabbnak a feltöltéses módszer bizonyult, ami nem csak megkönnyítheti a későbbi terepi munkát, de olyan területek vizsgálatára is megfelelő lehet, amelyeket kevésbé ismerünk. Fontos azonban megjegyezni, hogy az ilyen típusú elemzéseket követően minden esetben szükséges a terepi ellenőrzés végrehajtása.

IRODALOM

ASTER honlap – <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>

letöltés dátuma: 2014

EU-DEM honlap – <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/eu-dem>

letöltés dátuma: 2014

GIUSCĂ, D. – BLEAHU, M. (1967): Harta Geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térkép). – Institutul Geologic, Bucuresti, Torda, 1:200000, 18 p.

Jonathan de Ferranti honlap – <http://www.viewfinderpanoramas.org/dem3.html>,
letöltés dátuma: 2014

KIENZLE, S. (2004): The Effect of Grid Cell Size on Major Terrain Derivatives – 2004 ESRI User Conference, 2004. augusztus 7-13, San Diego California.

MÓGA J. (1995): Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni). – Földrajzi Közlemények, CXIX. 2, pp. 105-136.

MÓGA J. (2004): Az Erdélyi-középhegység karszt típusai. – Karsztfejlődés IX, pp. 229-250.

SRTM honlap – <http://srtm.jrc.ec.europa.eu/data.html>

letöltés dátuma: 2014

SZABÓ G. (2006): Eltérő alapú DEM-ekből származtatott kvantitatív geomorfológiai térképek pontosságának vizsgálata. – In: Dobos E. – Hegedűs A. (szerk.): Lehetőségek a domborzatmodellezésben a HunDEM 2006 konferencia közleményei, Miskolc, 2006, 8 p.

TELBISZ T. – SZÉKELY B. – TIMÁR G. (2013): Digitális Terepmodellek (Adat, látvány, elemzés). – ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, 80 p.

TIMÁR G. – TELBISZ T. – SZÉKELY B. (2003): Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis – Geodézia és Kartográfia, 55, (12) pp. 11-15.

**A RETEK-ÁG (BARADLA-BARLANG) ÉS FELSZÍNI VÍZGYŰJTŐ-
JÉNEK MORFOLÓGIÁJA**

**MORPHOLOGY OF BOTH THE BRANCH CALLED „RETEK-ÁG”
IN BARADLA CAVE AND ITS SUPERFICIAL CATCHMENT**

KINYÓ ZSOLT

Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, 9700 Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. kosza@kinyozsolt.hu

Abstract: We have carried out morphological studies about ponors of both Short and Great Ravasz Holes (“Kis- és Nagy- Ravasz- lyuk” in Hungarian) and their environments just as about the related Baradla branch. We have drawn maps of Short and Great Ravasz Holes and their environments, and evaluated the features of Retek branch. After taking results of superficial morphological studies and cave formations into consideration, the following stages of development could be identified: mixing corrosion, features, erosion, flowing, infilling, erosion renewal and precipitating, and further dissolution ones.

1. Bevezetés

A kutatás területünk az Aggteleki-karszton, a Kis-és Nagy Ravasz-lyuk víznyelői, és az ezekhez tartozó Retek-ág voltak. A Retek-ág a Baradla-Domica-barlangrendszer egyik mellékága, a víznyelők a Galyaság nem karsztos térszínének pereménél kialakult víznyelősor tagjai (*1 ábra*).

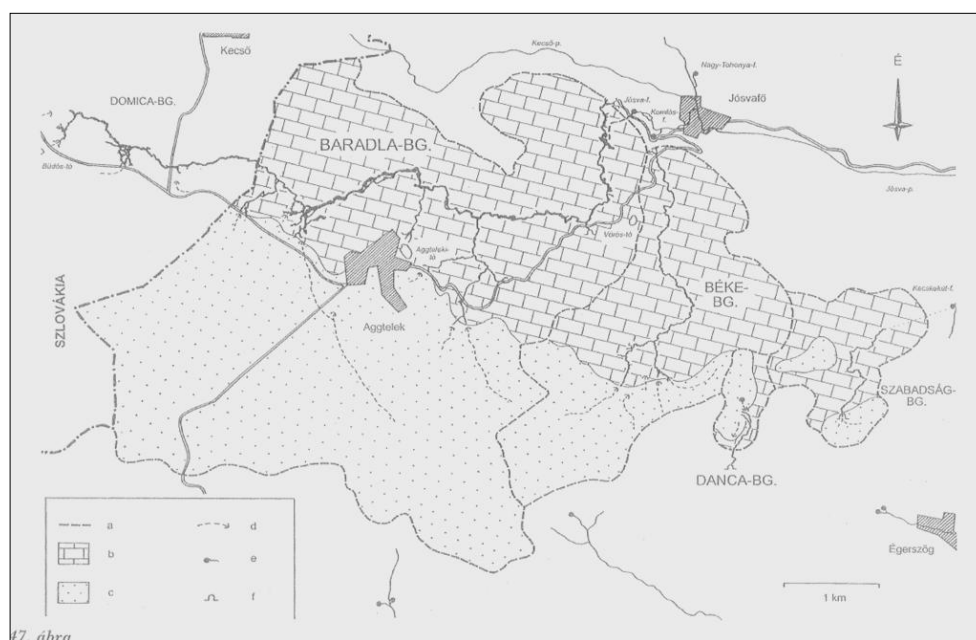
Az Aggteleki –karszt a Gömör-Tornai –karszt magyarországi része.

A Gömör-Tornai-karszt Magyarország ÉK-i részén, a szlovák határ mentén a Sajó, a Bódva vízfolyások között helyezkedik el. Területe 200 km², magassága 300-500 m közötti. Szerkezetileg a Szilicei takaró része, amely törések, vetők mentén blokkokra különült a krétában (*LESS 1998*).

Az Aggteleki-karszt alacsony, vagy középmagas karszt, amely fennsíkokra különül. Korábban is számottevő karsztosodást szenvedett el. *JAKUCS (1977)* szerint a kréta első felében, majd a harmadidőszak végén trópusi, illetve szubtrópusi klímán karsztosodott. Később az irodalmi adatok szerint (*JAKUCS 1956, 1977 VERESS 2010*) elfedődése miatt fejlett vízfolyás hálózattal rendelkező folyóvízi karszttá alakult. Ma egyes részei autogén karsztok (pl. a Haragistya-fennsík), míg más részei (Galyaság) allogén karsztok. (*MÓGA 2001, 2002a, 2002b, VERESS 2012*)

Aggteleki karszt felszínformáit JAKUCS (1956), ZÁMBÓ (1998), MÓGA (2001, 2002A, 2002B,) VERESS (2010, 2012) mutatták be. Barlangjait JAKUCS (1956), KORDOS (1984) TAKÁCSNÉ BOLNER (1998), GRÚBER (1999), BERÉNYI ÜVEGES et al (2006), DÉNES (1970) KOVÁCS (1970) jellemezte, illetve kutatta.

Az Aggteleki-karszt fontos felszíni formái a víznyelők. A víznyelők a fedet és a fedetlen karszt határán jönnek létre, és a nem karsztos felszín vizeit továbbítják a mélybe. A víznyelők helyzetük szerint lehetnek karsztperemi és karsztban lévő. A karsztbelsei víznyelők a fedőkőzetről a karsztra átöröklődött völgyek talpán alakulnak ki. A karsztperemi víznyelők olyan autogén karszton alakulnak ki amelyeket oldalról nem karsztos kőzet szegélyez. A nem karsztos kőzetből felépült felszín vízfolyásai völgyeket alakítottak ki. A völgyek vízfolyásai a nem karsztos kőzet és karsztos kőzet érintkezésénél (közethatár) víznyelőket hoznak létre. Miután a völgyek a víznyelők kialakulása miatt zártak lesznek vakvölgyekké formálódnak.



1. ábra Aggtelek – Égerszög térségének patakos barlangjai és vízgyűjtő területük (TAKÁCSNÉ BOLNER 1998)
Jelmagyarázat: a. az egyes barlangok vízgyűjtő területének határa, b. karsztos vízgyűjtő terület, c. nem karsztos vízgyűjtő terület, d. időszakos vízfolyás és víznyelő, e. forrás, f. barlangbejárat

Figure 1: Stream cave and their catchment areas in the Aggtelek – Égerszög region (TAKÁCSNÉ BOLNER 1998).
Legend: a) catchment areas and their borders in each cave; b) karstic catchment area; c) non-karstic catchment area; d) periodical watercourse and ponor; e) spring; f) access to the cave.

2. Módszer

Kutatás az alábbi módszerekkel történt:

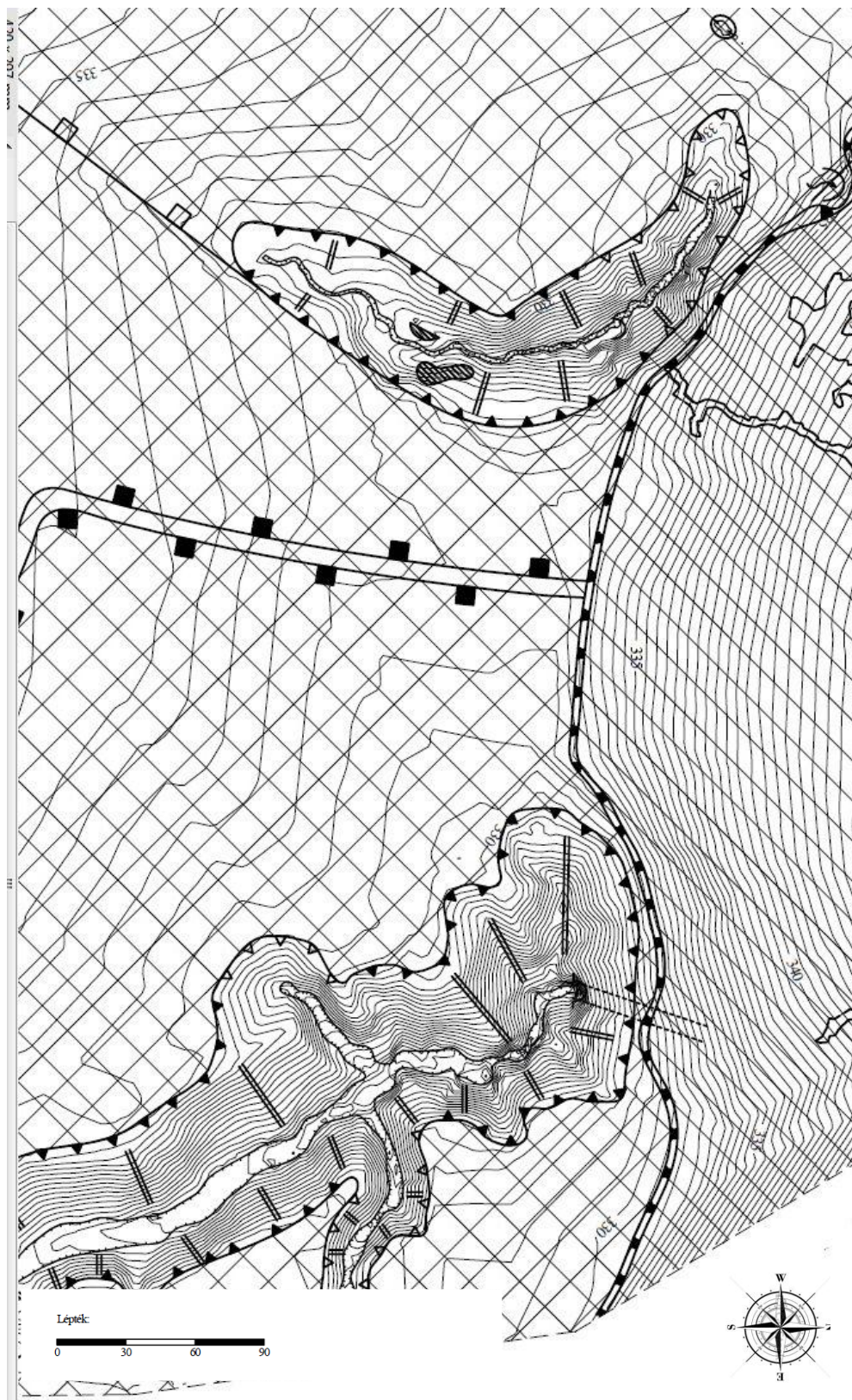
Térképezés

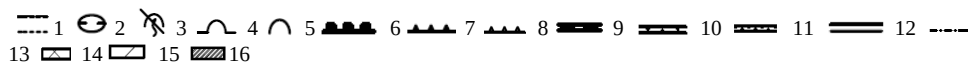
Feltérképeztük a Kis –és Nagy Ravasz-lyuk környezetét. Ehhez két féle műszert használtunk, amelyek az alábbiak: geodéziai GPS és mérőállomás. Az alappont sűrítést a két víznyelő környezetében (ahol nem zavarta a kilátást nem volt ajnövényzet, és így volt árnyékolás) lévő jellemző idomok pontjait geodéziai GPS-el határoztuk meg. Vevő: Stonex S9 controller; Getac. Módszer: hálózatos RTK (Network Real Time Kinematic); VRS (Virtual Reference System). A vevő a műholdak által sugárzott jelek (csak kód mérés) alapján meghatározza pozícióját méter pontossággal. Majd ezt a közelítő koordinátát elküldi a FÖMI NTRIP szerverére. A szerver a megadott pozíció közelében lévő referencia állomások segítségével létrehoz egy virtuális bázisállomást a közelben. Erre a bázisállomásra számított korrekciókat (ionoszféra-javítás, műholdak pálya és óra hibáinak javításait stb.) továbbítja a rover (STONEX) vevőjének. Ezek a számítások még ETRS 89 (European Terrestrial Reference System) rendszerben történnek. Majd a vevő beépített Vitel szoftver transzformálja át EOVB-ba. E mérési módszer alapján mutatja valós időben a vevő EOVB koordinátákat és a Balti magasságot a bemért pontoknak.

A víznyelőkben lévő fákkal és bozóttal sűrűn benőtt területen mérőállomással történt a mérés. A mérőállomás típusa: Topcon GPT 7500. Meghatároztuk a mérőállomás helyeit, koordinátáit GPS-szel. Majd ezekre való tájékozás után különös figyelmet szentelve a jel-prizma magasság helyes begépelésével, lettek meghatározva a mért pontok, hiszen a terepi sajátosságoknak megfelelően mindig változott a prizma magassága. A felszínen összesen 1600 pontot határoztunk meg. A felmért terület nagysága: kb. 6 ha.

Szintvonalas térkép készítése

Az adatok felhasználásával a feltérképezett térszínről szintvonalas térképet szerkesztettünk. Ehhez Surfer8 programot használtuk. Így elkészítettük a Kis –és Nagy Ravasz-lyuk környékének kisebb, valamint a Kis- Ravasz-lyuk és a Nagy- Ravasz-lyuk környezetének nagyobb léptékű térképét.





2.ábra: Morfológiai térkép a víznyelők környékéről

Jelmagyarázat: 1. Ravasz-lyuk-víznyelő barlangja, 2. Utánsüllyedékes töbör, 3. Lecsonkolódott víznyelő, 4. aktív víznyelő barlangbejáráttal, 5. aktív víznyelő, 6. Vakvölgyet magába foglaló zárt depresszió, 7. Vakvölgy, 8. Mellékvölgy, 9. Közethatár, 10. Medertalp, 11. Mellékvölgy talp, 12. Völgyoldal, 13. Barlangi folyosó, 14. Fedett karszt, 15. Fedetlen Karszt, 16. Terezsroncs

Figure 2: Morphological map of ponors' surroundings

Legend: 1 The Great Ravasz Hole Cave; 2 subsidente doline; 3 truncated ponor; 4 active ponor with cave entrance of Ravasz Hole Cave; 5 active ponor; 6 closed depression including a blind valley; 7 blind valley; 8 tributary valley; 9 rock boundary; 10 bottom of chanel; 11 bottom tributary valley; 12 slope of valley; 13 corridor; 14 covered karst; 15 uncovered karst; 16 remains of terraces

Térmodell szerkesztése

A térmodellek szerkesztése AutoCAD MAP 2011 programmal történt. A térmodelleken jól látható Kis-Ravasz-lyuk meanderező vakvölgye, annak teraszai.

Szelvények készítése

A szelvényeket a szintvonalas térkép segítségével szerkesztettük.

Barlangi vizsgálatok

- Ugyanazon térképen elhelyeztük és ábrázoltuk a vakvölgyes víznyelőket és a víznyelők folytatásában a víznyelő barlangokat valamint a Retek-ágat. Összehasonlítottuk azok méretét és elhelyezkedésüket
- Térképen elkülönítettük Retek-ágban található barlangi kis formákat

Morfológiai térkép készítése

A szintvonalas térképet tovább fejlesztve morfológiai térképet hoztunk létre. A különböző genetikájú formákat különböző felületjelekkel és vonalas jelekkel különítettük el illetve határoltuk el egymástól (2. ábra).

3. Kiértékelés

3.1. Formák és folyamatok a vakvölgyekben

A morfológia térkép és a mérések elemzése alapján az alábbi formák, és folyamatok különíthetők el a vakvölgyekben:

-A jelenlegi víznyelők felett inaktív víznyelők ismerhetők fel. Ezek a jelenlegi víznyelők felett kb. 8 méterrel magasabban helyezkednek el. Környezetük lepusztult, járataik nem ismerhetők fel. E helyeken a vakvölgy oldalában közel vízszintes felszínrészlet van, amelyeket sziklakibúvások öveznek. A víznyelők járatainak folytatásai a Retek-ág kürtőihez illeszkednek. A Kis-Ravasz-lyuk az egykori víznyelő a RE154 jelzésű barlangszakaszhoz kapcsolható. A Nagy-Ravasz-lyuk esetén a jelenlegi aktív barlangi víznyelőtől észak-északkeletre található az inaktív víznyelő. Ez utóbbi inaktív víznyelő a Nagy-Ravasz-lyuk-ág ketté ágazása utáni rövidebb ággal hozható kapcsolatba.

- Közethatár eltolódott mivel az aktív, jelenlegi víznyelők alacsonyabban helyezkednek el, mint az inaktívak. Ezt az eltolódást lehetővé teszi, hogy a nem karsztos térszínen a vakvölgyek mélyültek. A bevágódó vakvölgyek talpán újabb elvezető járat (újabb víznyelők kürtői) alakultak ki. A járat kialakulását követően új víznyelő képződött, amit megelőzött a völgytalp mélyülése, majd követett a nem karsztos térszínről a fedő lepusztulása. A fiatalabb és az idősebb, magasabb víznyelő között a fedő pluvialis erózióval lepusztult. Az idősebb víznyelők lecsonkolódtak. Ezért a közethatár horizontálisan, de főleg vertikálisan eltolódott.

-A vakvölgyek időszakos vízfolyásainak a bevágódása. A bevágódás előfeltétele hogy a víznyelők elvezető helyei hátráljanak és a pillanatnyi közethatártól távolabb jöjjenek létre. Az újabb vízelvezető helyek létrejötte okozta azt, hogy a vakvölgyek medrének az esése és a meder munkavégző képessége megnőtt. Ugyanakkor a vízelvezető hely eltolódása következtében a korábbi vízelvezető hely fedője lepusztult.

- A Kis-Ravasz-lyuknál a vakvölgy medre két részre különíthető. A víznyelő közelebbi részén ahol a meder folyamatosan mélyült kényszer meanderez szakasz jött létre. Kialakulása mint fentebb említettük valószínűleg arra vezethető vissza, hogy a jelenlegi aktív víznyelők kialakulása miatt megnőtt a meder vízfolyásának az esése.

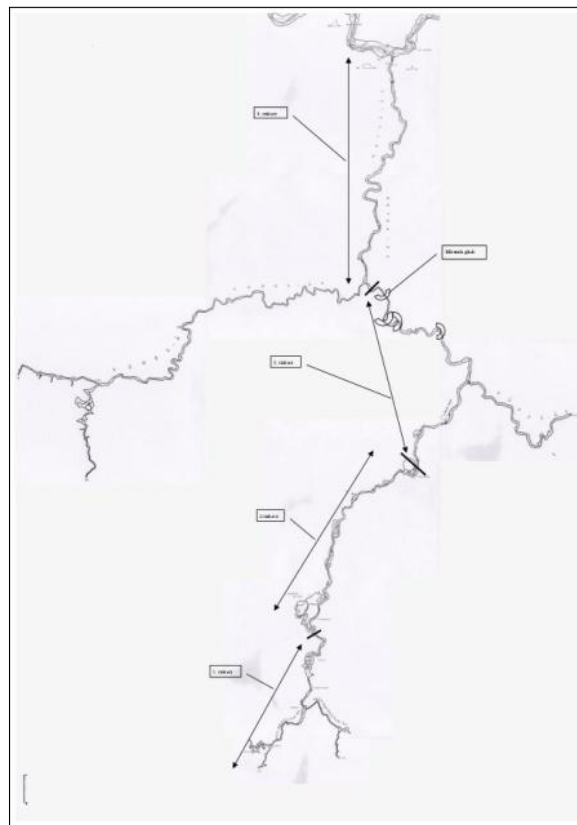
- A kényszermeanderez részen túl a víznyelőtől távolabb a völgyben két különböző teraszroncs fordul elő. A teraszroncsok arra utalnak, hogy a vakvölgy vízfolyása ezen szakaszt három alkalommal töltött fel. Az első és második feltöltés során alakultak ki a két teraszroncsnál meglévő feltöltési szintek. A harmadik feltöltésnél alakult ki a jelenlegi kissé feltöltött völgytalp. A feltöltéseket bevágódások követték. Az első és második bevágódásnál kialakultak a teraszroncsok.

A teraszokat valószínűleg a jelenlegi víznyelő járatainak kitisztulása és eltömődéséhez kapcsolódó szakaszjelleg változások hozták létre.

3.2. Retek-ág jellemzése

3.2.1 A Retek-ág szakaszai

A Retek-ág a Baradla-barlang második leghosszabb mellékága mely az aggteleki bejáratától számított 3250 méternél csatlakozik be a főágba. A Retek-ágnak két további mellékága van a Vörös-ág és a Kúszó-ág. Maga a Retekág a Kis-és Nagy Ravasz-lyuktól indul és a teljes hossza 3820 méter. Átlagos folyosó szélessége 3-4 méter. Méretét, morfológiáját tekintve négy szakaszra különíthetjük el. (3. ábra)

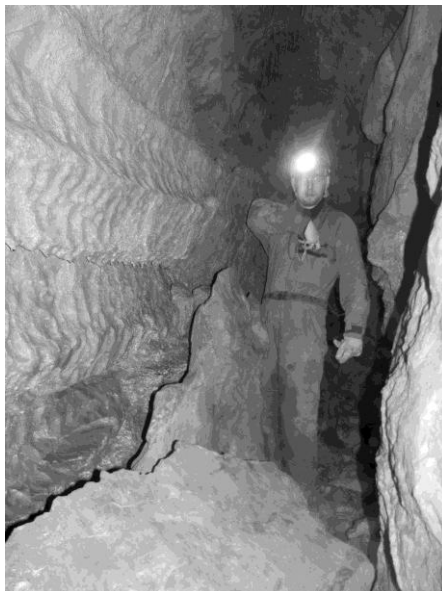


3.ábra: Retek-ág térképe
Figure 3: Map of Retek branch

- Az első szakasz a víznyelőktől tart egészen az Anyósnyelvig. Ezen szakasz aktív patakos jegyeket mutat, melynél a víz munkája a domináns. Itt a barlang átlag szélessége 1-5 m, átlag magassága pedig 0,5-10m
- A második szakasz az anyósnyelvtől tart a 32 számú szifonig. Ezen a szakaszon jelentős omlások vannak. A barlang átlag szélessége 2-5 m, átlag magassága pedig 2-30 m
- A harmadik szakasz a szifontól a Vörös-ág előtti nagy kanyarulatig tart. Ez a szakasz igen gazdag mésztufa gátakban. A barlang átlag szélessége 1-3 m, átlag magassága pedig 0,8-2,5m
- A negyedik szakasz pedig egészen a főágig tart. Itt a meanderező patakmeder a domináns. A barlang átlag szélessége 2-3 m, átlag magassága pedig 3-8m

3.2.2. A Retek-ág formái

A barlangi formák létre jöhetnek oldódással, erózióval, omlással, és kicsapódással. E genetikai csoportokba tartozó formákat Veress (2004) munkájának felhasználásával vettük számba és alkalmaztuk a Retek-ágra. A Retek-ág oldódásos formái a gömbüstök (ezek az áramló karsztvíz övében keveredési korrózióval képződtek) az oldás maradvány formái a gomba szikla és a lábas szikla.



2.kép Tükörszínlők
Picture 2: Notches

Az eróziós-áramlásos formák a szinlők és a kagylók. A Retek-ágban elkülöníthető szinlők között lehetnek tükör és kanyarulat szinlők. A Retek-ágban a kagylók főleg a tükör szinlős barlangszakaszokban fordulnak elő (2. kép). A Retek-ág szivárgó vizeiből keletkeztek a cseppkövek, az áramló vizekből a mésztufa gátak.

A barlangban beszivárgó vizek utólagos, másodlagos oldó hatása a barlangi karrok (ilyenek a hasadék karrok a rillen karrok és a rácskarrok) alakultak ki. A barlang a feltöltődése és a kitöltő üledék részleges kimosódásával alakultak ki a teraszroncsok.

3.3.A Retek-ág fejlődési szakaszai

A barlang formáinak figyelembe vételével az alábbi szakaszok különíthetők el a barlang fejlődésében:

I. Keveredési korróziós szakasz: A gömbüstös formák arra utalnak, hogy a Retek-ág mennyezeti része vagy annak egyes részeinek kialakulása keveredési korrózióval kezdődött. A keveredési korrózió az áramló karsztvíz zónájában történik. Ezért a Retek-ág freatikus fejlődése is feltehetően akkor ment végbe, amikor a barlang szintjében helyezkedett el az áramló karsztvíz öv zónája. Ennek ideje (VERESS 2010) szerint a pleisztocénre tehető.

II. Az idősebb víznyelőhöz köthető barlangfejlődés

1. Eróziós szakasz: E szakaszban oldásos barlangrészek kapcsolódtak össze. A barlang eróziós mélyülése során szinlőképződés történt. Ez a barlangi patak vízhozam ingadozása miatt történhetett, amely a víznyelő(k) járatok eltömődése és kitisztulása miatt következhetett be.

2. Áramlásos szakasz: A falakat borító kagylók a barlangban a vízáramlás megjelenését jelzik. A létrejött barlangi folyosóban a barlangi patak vízfolyása szabadon, valószínűleg nagy sebességgel áramolhatott. Ez akkor következhetett be, amikor a felszínen víznyelő(k) alakult ki. A II/1 és II/2 szakasz nem jelent feltétlenül egymásutániséget, bár az áramlásos szakasz így a kagylóképződés végbemehet jelenleg is egy-egy barlangi árvízkor. Miután a vízáramlás víznyelőkhöz kapcsolható a barlang már ekkor teljes hosszában (első sorban a barlangi folyosó felső része) létrejött. Valószínű, hogy kiválási formák nem keletkeztek, vagy ha igen, azok el is pusztultak.

III. Jelenlegi víznyelőhöz köthető barlangfejlődés

1. Kitöltéses szakasz: A barlang teraszfoszlányai a Retek-ág részletes kitöltését bizonyítják. Valószínű, hogy a barlang üledék kitöltése, amelynek a maradványai a teraszfoszlányok akkor történhetett, amikor a jelenlegi víznyelők kialakultak. Ekkor lecsökkent az esés a barlangban, amely hatására a barlangi patak feltöltötte a barlangot. A feltöltést az is elősegítette, hogy a

felszínen a völgyek talpának az esés megnőtt, emiatt a völgytalpak vízfolyásának a munkavégző képessége növekedett. a barlangba több üledék szállíthatott.

2. Eróziós megújulási szakasz: A Retek-ág üledék kitöltődésének elhordása a barlangi patak nagyobb munkavégző képessége miatt következett be, amit a patak vízhozamának növekedésével magyarázunk. Ezt a vakvölgyek vízgyűjtőjének növekedése okozhatta. Emiatt egyre több víz áramolhatott a barlangba.

3. Kiválási szakasz: A kiválások már az eróziós szakasz idején elkezdődhetnek különösen a barlang azon részein, amelyeket a barlangi vízfolyás vize már nem vagy nagyon rövid ideig borított el. A jelenhez közeledve a kiválások során képződött cseppkövek mennyisége növekedett. Akkortól kezdődhetett elsősorban, amikor a barlangi kitöltés kiszállítódott a barlangból. Erre utal, hogy a cseppkőképződmények a fed üledék nélküli padozaton is előfordulnak. Tehát a barlangban a cseppkőképződés uralkodóan az eróziós megújulási szakasz után mehetett végbe.

4. Újabb oldódás szakasz: Jelenben a barlangban ismét megnövekedett a beszivárgó vizek által az oldás melynek során barlangi karrok képződtek. A kiválási szakasz utáni oldást bizonyítja, hogy egyes cseppköveken is visszoldás ismerhető fel. Ilyenek fordulnak elő több szakaszon is.

4. Következtetések

- Elkülönítettük a felszín és a barlang főbb formáit, és megadtuk azok genetikáját.
- Felvázoltuk a Retek-ág fejlődését, amelyet egyrészt az áramló karsztvíz irányított, másrészt a határoló nem karsztos térszín völgyeinek fejlődése.
- A barlang fejlődési szakaszai az alábbiak: keveredési korróziós szakasz, eróziós szakasz, áramlásos szakasz, kitöltéses szakasz, eróziós, megújulási szakasz, kicsapódásos szakasz, újabb oldásos szakasz
- A jelenlegi vakvölgyek kialakulását a fiatalabb víznyelők létrejötte okozta.
- A Retek-ág a kitöltését a víznyelők depresszióinak és a vakvölgyek kipusztuló üledéke képezte. Kitöltő üledék elszállítását a víznyelő járatának kitisztulása és a vízgyűjtő területek növekedése okozta.

IRODALOM

BERÉNYI ÜVEGES I. – BERÉNYI ÜVEGES J. – VIDA G. (2006): Adalékok a Baradla-Barlang fejlődésének elméletéhez üledékvizsgálatok alapján – Karszt és Barlang I-II pp.33-40

- DÉNES GY.* (1970): Az Aggteleki-Baradla-barlang Raisz-ága – Karszt és Barlang II pp. 65-70
- GRÚBER P.* (1999): A Baradla barlangi karrjainak morfológiai vizsgálata – Karsztfejlődés III. pp. 43-51
- JAKUCS L.* (1956): Adatok az Aggteleki-hegység barlangjainak morfogenetikájához. – Földrajzi közlemények pp. 25-38
- JAKUCS L.* (1977): Magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. – Karszt-és Barlang pp.1-22
- KOVÁCS GY-né* (1970): Az Aggteleki-Baradla-barlang genetikájának néhány problémája – Karszt és Barlang II pp.57-62
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó, Budapest 326 p.
- LESS GY.* (1998): Az Aggtelek- Rudabányai-hegység földtani térképe. – In: Baross G.(szerk): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 26-41
- MÓGA J.* (2001): Szerkezet és kőzetfelépítés szerepe a Szilicei-fensík karsztos felszín kialakulásában. – Karsztfejlődés VI. pp. 143-159
- MÓGA J.* (2002a): Felszínalaktani vizsgálatok a Galyaság területén. – Karsztfejlődés VII. pp. 173-186
- MÓGA J.* (2002b): Tornai-Alsóhegy. – Karszt és Barlang I-II. pp. 95-104
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1998): Föld alatti patakok nyomában. – In: Baross G.(szerk): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp.168-183
- VERESS M.* (1998): Általános természet földrajz. – Savaria University Press 478 p.
- VERESS M.* (2004): A karszt. – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely.215p.
- VERESS M.* (2010): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez. –Karszt-és Barlang, pp.3-12
- VERESS M.* (2012): New data on the development of the Baradla Cave – Acta Carsologica 42 pp. 193-204
- ZÁMBÓ L.* (1988): Felszín alaktani jellemzése – In: Baross G (szerk): Az Aggteleki Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp.70-96
- GRÚBER P.* Az Aggteleki-karszt geológiai jellemzői,
<http://rozsnovidek.sk/files/2013/01/95-867-8760-geologia.pdf>

KÜLÖNÖS SZÉN-DIOXID SZINTEK A BÉKE-BARLANGBAN

STRANGE CO₂ CONTENTS IN BÉKE CAVE

LEÉL-ÖSSY SZABOLCS – STIEBER JÓZSEF

ELTE-TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;
losz@geology.elte.hu

Abstract: We stated in our examination of quality of water and air in Béke cave which we have carried out monthly since 2013 January that the concentration of carbon-dioxide, especially in summer, is fairly high: sometimes over 3 %. In our opinion, the cause of this phenomenon is closing of the siphon in front of the therapy rooms, which was caused by the cave flood that happened in the beginning of 2013 due to the excessive raining. This barrier makes the air change between the exit and the entrance impossible.

Bevezetés

2013 januárja óta havi rendszerességgel végzünk monitoringot a Béke-barlangban 4 helyszínen, a víz és a levegő minőségére vonatkozóan (1. ábra). Munkánkat az elnyert OTKA- 101 664 sz. „*Hazai szárazföldi karbonát képződmények komplex geokémiai, paleoklimatológiai és tektonikai vizsgálata*” pályázat (témafelelős: Demény Attila) keretében, az Észak-Magyarországi Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőség 5232-10/2012 sz. kutatási engedélye alapján, az Aggteleki Nemzeti Park, mint vagyonkezelő hozzájárulásával és útmutatásai alapján végezzük. Fő célunk egyes ásványmintákból, korhatározás és stabil izotóp elemzés alapján következtetések levonása a paleoklíma alakulására az elmúlt néhány ezer, tízezer évben (KELE et al, 2004). Az ásványtani mintavétel (egy-egy tufagátak fűrőmagos vizsgálata, természetes úton letört kisebb cseppkődarabok elemzése) mellett vizsgáljuk a jelenlegi csepegő- és patakvíz, ill. a levegő mutatóit is, hogy milyen összefüggés van az ásványkiválásokba beépült ionok és a víz összetétele, minősége között? Ennek megfelelően a szén-dioxid szint különös viselkedésének észlelése (orvosi műszóval) „*mel-lékletnek*” tekinthető.



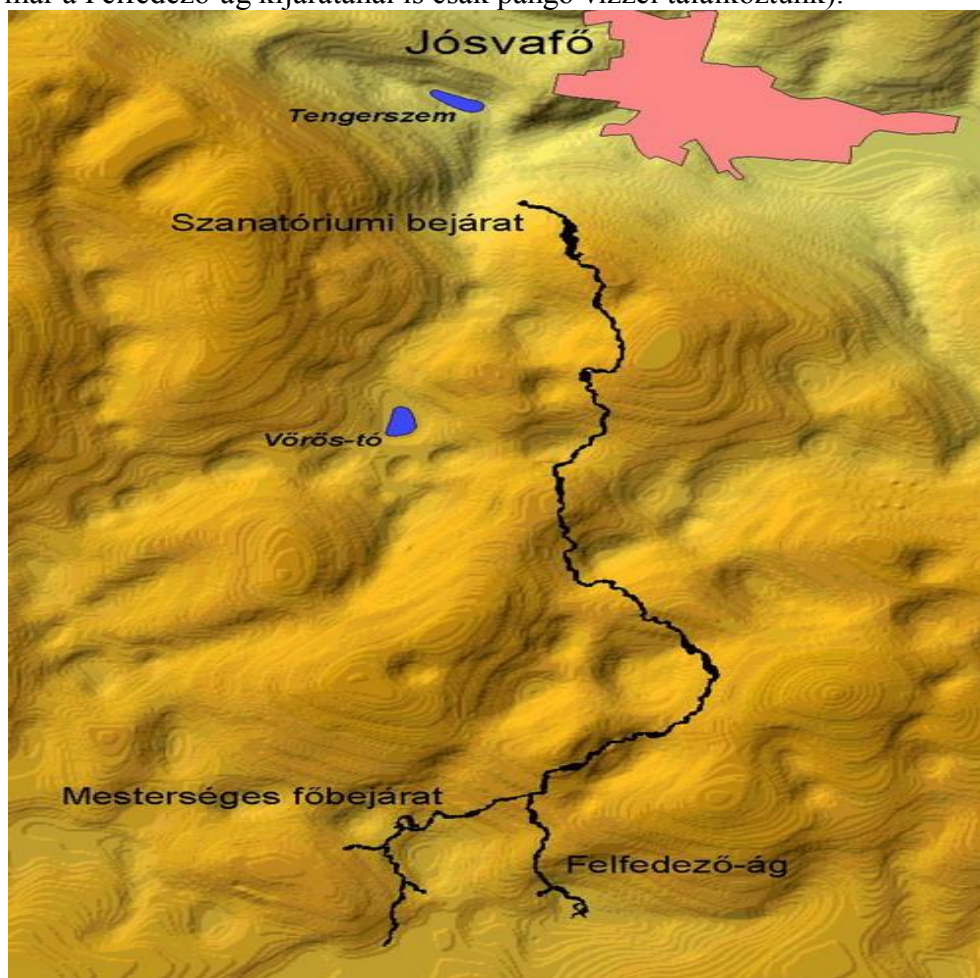
1. ábra: Helyszíni vízminőség vizsgálat a Nagytufánál (Fotó: Peter és Ann Bosted)
Fig. 1. Examining of the quality of the water on the spot at the Big Tufa (Picture: Peter and Ann Bosted).

Észlelési körülmények és furcsa szén-dioxid szintek

Amikor 2012 őszén az észlelési pontokat kiválasztottuk, rendkívül alacsony vízszint volt jellemző a barlangra. A patakban vizet csak jóval az Öttufa után, a 80-as szám környékén észleltünk: igaz, hogy a Kötélhágsós-szifon (117) előtt és után (125) a szokásos combig érő víz fogadott bennünket. Viszont a bejáratától távolabb, a 134-es pont környékén a víz teljes egészében eltűnt egy nyelőszáj nélküli barlangi víznyelőben. Még a Kút (136) is teljesen száraz volt! Az elmúlt fél évszázadban sok tucatszor jártunk a barlangban, de most láttunk itt először ilyen szárazságot. Később, a Rumos-szifon környékén (140) ismét volt víz a mederben.

A téli jelentős csapadéknak köszönhetően azonban 2013 januárjától augusztusig a Nagytufa folyamatosan működött (ez is igen ritka dolog), a víz a patakban már a Nagytufa előtt megjelent. Azóta a vízszint folyamatosan csökken, és idén télen elmaradt a jelentős csapadék. A Nagytufa 2014-

ben egyszer sem működött, és a víz is egyre távolabb jelenik meg (júniusban már a Felfedező-ág kijáratánál is csak pangó vízzel talákoztunk).



2. ábra: Észlelési helyszíneink a Béke-barlangban.
Fig. 2. :Our measuring points in the Béke Cave

Az észlelési helyszíneket (2. ábra) aszerint választottuk ki, hogy honnan volt ásványmintánk. Így az első pontunk a Nagytufa közelében van (1. helyszín), a második helyszínt a Felfedező-ág betorkollásánál jelöltük ki, a harmadikat az 56-os pontnál, ahol egy kitört cseppkövet találtunk, míg a 4. a 152-es pont a „Buzogány” mellett található. (A Nagytufa képződményét nem a barlangi patak építi, hanem az egész kiválás egy barlangi forrás lerakódása (JAKUCS 1954), a „Buzogány” mellett azonban éppen a patak építette gátat vizsgáljuk, és itt volt egy kis kitört cseppkő is). 2. észlelési pontunk a 32-es pontnál, a Felfedező-ág becsatlakozásánál van: itt tudjuk a lég-

áramlást is mérni. Erre a célra egy vékony, meghatározott átmérőjű lyukkal ellátott ponyvát használunk, amellyel teljes keresztmetszetében lezárjuk a járatot. A $0,01\text{ m}^2$ területű nyíláson átáramló levegő sebességét, nyomását, sűrűségét és hőmérsékletét megmérve azt fizikai normál-száraz állapotra számítjuk át, így összehasonlíthatóvá válik más barlangokban mérhető térfogatáram-adatokkal is.

Rendszeres észlelésünk kezdetén, 2013. januárjában a Béke-barlang középső szakszán (a 152-es pont környékén) a szén-dioxid szintje teljesen normális volt, a 24 órára lerakott készülékünk folyamatos mérése szerinti átlag 2300 ppm (0,23 tf%) volt. Februárban azonban ez növekedésnek indult, és 8000 ppm fölötti értéket mutatott. Márciusban pedig már 17000 ppm-t, majd áprilisban 20000 ppm-t (2 TF %!) mértünk. Már márciusban mérőesz-közt kellett cserélnünk, mert nem készültünk 1 % fölötti értékekre.

Májusban már átléptük a 3 Tf %-ot, és júniusban értük el a csúcst 34000 ppm értékkel! Ekkor már életvédelmi okokból a Béke-barlangban a túrázást leállították. A Magyar Barlangi Mentőszolgálat gyakorlatát is le kellett rövidíteni a kellemetlen tünetek (fejfájás, meleg érzet, izzadás) miatt. Az év második felében a szén-dioxid tartalom a Béke-barlang levegőjében 24000-27000 ppm között ingadozott. Utána azonban leesett, és január – februárban 10000 ppm alatti értékeket is mértünk. Márciusban ismét emelkedésnek indult: ekkor 14000 ppm-t mértünk, majd áprilisban már 19000-t, májusban 23000-t. Idén a júniusi-júliusi értékek már ismét 28000 ppm körüliek voltak. A nemzeti park ismét kénytelen volt megtiltani itt a barlangi túrázást, mert ez az érték már komoly zavarokat okozhat az emberi szervezet működésében (HERCEG 2008).

A szén-dioxid eredete

A szén-dioxid esetünkben a felszínről érkezik: részben a nyáron mindmáig tapasztalható behúzó légáramlattal, részben a talajon átszivárgó, és a barlangba bejutó csapadékvízzel, a barlangi csepegésekkel. Sok esetben a barlangba a főtén keresztüli átszivárgással jutó víz lecseppenésekor elillan belőle a szén-dioxid: ez a cseppkő keletkezés közismert módja. Ugyanakkor a Béke-barlangban sok olyan csepegést is megfigyeltünk, ahol nincs cseppkő kiválás. Azonban ezek is hozzák a szén-dioxidot, és lecseppenésükkor/szétporlásukkor azt a levegőbe juttatják!

Mivel nyáron a melegben megnő a talaj aktivitása, a növények gyökérlégzése, a szerves anyagok lebontása, az epikarsztba érkező csapadékvíz szén-dioxid tartalma nyáron magasabb lesz, mint télen.

A téli kihúzó légáramlat (ezt is mértük!) szállítja ki a barlangból a szén-dioxidot. (Valószínűleg napi több száz kg-ot! Ez első hallásra nagyon soknak tűnik, de gondoljunk bele, hogy egy gépkocsi is egyetlen km-en 100 grammnál több szén-dioxidot juttat a levegőbe).

Természetesen ennek a folyamatnak van egy jól detektálható kése-delme az évszakos hőmérséklet változásokhoz képest. Ez a magyarázata, hogy a Béke-barlangban télen lényegesen magasabb a barlangi levegő szén-dioxid tartalma.

Következtetések

Felmerül a kérdés: mi lehet az oka, az igen hosszan fennálló, eddig nem tapasztalt abnormálisan magas szén-dioxid szintnek?

Mivel a mesterséges főbejárat, ill. a szanatóriumi (Kőhorog-oldal) bejárat kialakítása óta a Béke-barlang két, egymástól jelentősen eltérő tszf. magasságban elhelyezkedő bejáratokkal rendelkezik, a levegő áramlása a két végpont között mindig is folyamatos volt, csak téli-nyári, ellentétes irányult-ság volt rá jellemző (Fodor, 1984). 1 tf%-nál magasabb szén-dioxid tartal-mmal soha nem találkoztunk itt.

A 2013/2014 telén bekövetkezett jelentős árvíz során a Komlós-forrás előtti barlangszakasz eltömődhetett, a forrás nem tudta elvezetni a megnövekedett vízmennyiséget. (Az eltömődés a barlang ismert végpontja, és a forrás közti ismeretlen, ember számára nem járható szűk járatokban következhetett be). Emiatt mögötte visszatolult a víz (az Óriás-teremnél a 10 méteres magasságot is elérve!), és megtöltötte a terápiás termék előtti szifont is. Gruber Péter tájékoztatása szerint 2013 tavaszán a hajdani szanatóri-um területén még 1-2 m magasán állt a víz.

Hiába húzódott később vissza a víz, a lokális mélypontként megjele-nő szifonban megállt, és onnan mai napig nem tudott eltávozni. Ezzel meg-szüntette légáramlást, az intenzív légcserét a barlangban. A felszín néhány méterre megközelítő Égi dagonya (149-es pont) és a főbejárat között sokkal gyengébb a légáramlás. A legmagasabb szén-dioxid szintet általában a Kő-télhágcsós-szifon kerülő járatának mélypontján észleljük. A Felfedező-ág utáni Fő-ág gyakorlatilag zsákként működik, melyben a felgyülemlett szén-dioxid koncentrációját (a folyamatos képződésen kívül) elsősorban a felszí-ni légnyomás-változás befolyásolja, mivel ezen keresztül változik a bent rekedt gázelegy parciális nyomása. Mivel a felfedező-ági bejárat – a kőhorog-oldali kijáratához hasonlóan - alacsonyabban van a főbejáratnál, továbbra is van a vasajtó nyílásán keresztül nyáron be-, télen kihúzó lég-

áramlat. A mesterségesen kibontott bejáratokon kívül is van némi természetes légcseré a barlangban.

Elkerülhetetlennek látszik a szifon leszivattyúzása, és egy jelentős átmérőjű (pl. 300 mm-es) cső beépítése a szifonba, amelynek végei a szifon pereménél magasabban húzódnának, így biztosítva, hogy a légcseré mindenkor, a szifon esetleges elzáródása esetén is folyamatos legyen a barlangban.

Nincs adatunk, hogy a felfedezés idején, a kijárat megnyitása előtt mi volt a helyzet a szén-dioxiddal a Béke-barlangban. Akkor még nem mérték azt...

IRODALOM

FODOR I. (1984): A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai. – Akadémiai kiadó, Budapest, 190 p.

HERCZEG L. (2008): A szén-dioxid koncentráció hatása az ember közérzetére és az irodai munka teljesítményére. – Doktori értekezés, BME Gépészmérnöki kar

JAKUCS L. (1953): A Béke-barlang felfedezése. – Művelt Nép Könyvkiadó, Budapest, 94 p.

KELE, S. – SIKLÓSY, Z. – DEMÉNY, A. (2004): Stable isotope study on some Hungarian travertine occurrences. – Climatic and tectonic controls on travertine formation. Collection of abstracts. 4-9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary, pp. 224-225.

SZUNYOGH G. – KISBÁN J. (2004): Béke-barlang. – A Komlós-patak felszín alatti útja – Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság Jósvalő, 140 p.

PSZEUDOKARSZT A SZÁRAZ-ANDOKBAN? – AZ OJOS DEL SALADO OLVADÁSHOZ KÖTHETŐ FELSZÍNFORMÁI

PSEUDOKARSTIN THE „ARID-ANDES”? –LANDFORMS OF MELTING ORIGIN IN THE OJOS DEL SALADO AREA

MARI LÁSZLÓ¹ –NAGY BALÁZS¹ – HEILING ZSOLT² –
NEMERKÉNYI ZSOMBOR³

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C,
malkact@caesar.elte.hu, balazs@afoldgomb.hu

²A Földgömb az Expedíciós kutatásért Alapítvány, hezso@heiling-media.hu

³MTA CSFK Földrajztudományi Intézet zsombor@afoldgomb.hu

Abstract: In January 2012, The Földgömb Foundation for Expedition Research launched a surveying expedition with the aim of starting a long-term data collection on the world's highest volcano, the 6893 m high Ojos del Salado (Chile-Argentina). The expedition's importancelies in the location, that this wasthe first long-termenvironmental and climate measurement at such a high-altitudeon Earth. The main rationale of our research is that this area is obviouslyan extreme environment but the major causing factor for it sextremity are stillun discovered. The climatics now line is here the highest, theoretically at 7000 m a.s.l., glaciers and areas covered with icedo not occur. As theresidues of earlier humid periods, smaller, buried blocks of icearestillfoundon Ojos del Salado, on which duetothemelting glacial pseudokarst forms appear.

Bevezetés

A Földgömb az Expedíciós Kutatásért Alapítvány által 2012 januárjában indított környezeti állapotfelmérő és adatgyűjtő expedíció bolygónk legmagasabb vulkánján, a Chile és Argentína határán a „Szár az-Andokban” magasodó, Ojos del Salado tűzhányón zajlik. A vállalkozás különlegességét a helyszín (az extrém környezet), valamint az a tény jelenti, hogy ilyen magasságban még nem folyt hosszú távú környezeti(klíma) méréssorozat a Földön.

A terület felszínfejlődési különlegességeit elemző cikkek (MILANA 2009, DE SILVA 2010, MILANA et al. 2010, BRIDGES et al. 2012) a Föld itt fellelt legnagyobb eolikus üledékfodraival („megaripples”), ill. az ezek kialakulásához szükséges szélerősséggel foglalkoznak. Mindezek mellett

rávilágítanak arra is, hogy e térség az egyik legkiválóbb földi Mars-analóg helyszín.

Vizsgálatsorozatunk jelentősége, hogy a kutatási helyszín olyan terep, amelyről ismert ugyan, hogy ott igen szélsőséges környezeti viszonyok uralkodnak, de mindezek alapjai, kialakító fő tényezői még feltáratlanok. A hosszú távú monitoring vizsgálat a terepi adatgyűjtéssel, majd a feldolgozással az extrém helyszín olyan környezeti paramétereiről (elsősorban a periglaciális környezetről és a permafrosztról) ad alapinformációkat, amelyek változásai egyben a klímaingadozás dinamizmusának, következményeinek jelzői is (NAGY et al. 2012).

A helyszín

Az Andok legszárazabb része, a Puna de Atacamának nevezett magassíkság és az innen kiemelkedő 6000 méternél magasabb tűzhányók a Föld egyik legextrémebb környezetét alkotják.



1. ábra: Az Ojos del Salado áttekintő térképe
Figure 1: Overview map of Ojos del Salado

Itt található bolygónk legmagasabb vulkánja, a 6893 m-es Ojos del Salado (27° 06' 34.6" D, 68° 32' 32.1" Ny), amely a chilei-argentin határon rendkívül hideg és száraz területen jégsapka nélküli hegytömegként tornyo-

sul (1. ábra). Ám sem a hideg, sem a szárazság pontos mértékéről nincsenek adataink. A tengerszint felett 6000 m körüli magasságban gyakran előfordulnak -20 °C-os nyári, nappali hőmérsékletek, az 5000 m fölötti területen pedig eső egyáltalán nem jellemző, ám néhány órás havazás szinte minden nyári héten várható, bár a hó gyorsan és teljes mértékben elszublimál. A hóviszonyokról, ill. a térség állandó, felszíni jegének előfordulásáról távérzékeléses elemzés készült (GSPURNING et al. 2006), azonban a gyakran csak rövid ideig tartó aktuális hóborítás miatt mind a csapadékadatok, mind az olvadékvíz-bebecslések bizonytalanok.

Földünkön itt húzódik legmagasabban az éghajlati hóhatár (7000 m körül), állandó jégborítás nincs, itt találunk legmagasabban – időszakos – tavat (6500 m). Ez bolygónk legmagasabban fekvő sivataga (kb. 6200 m-es magasságig húzódik).

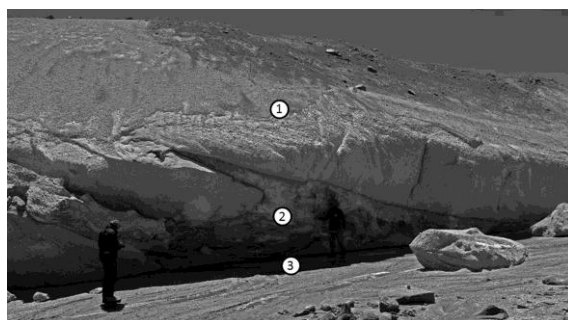
Maga az Ojos del Salado kialudt tűzhányó, fő működési ideje mintegy 30 ezer éve volt. Ez a vulkáni komplexum emelkedik legmagasabbra a legszélsőségesebb éghajlatú helyen, a „Szárász-Andok” puna-területén (KARÁTSZON et al. 2011).

E sós tavakkal, az édesvíz hiányával, rendkívül gyér növényzettel, ám erős széllel és nagy mennyiségű üledéket szállító viharokkal jellemezhető, lakatlan magashegyi kötörmelék terep környezetváltozásáról, a klímaváltozás helyi hatásairól ugyanakkor nincsenek részletes adatok. Geomorfológiai felmérését is távérzékeléses módszerekkel végezték (KAUFMANN et al. 1995). Ennek oka a szélsőséges, sokszor embertelen időjárási feltételekben, a körülményes megközelíthetőségben, a nagy magasságban és a nehéz terepben is keresendő.

Módszertan és alapadatok

Kutatásaink során részletesen feltártuk az Ojos del Salado környezetének geomorfológiai viszonyait, hiszen mérőhelyeink kijelöléséhez ez elengedhetetlenül szükséges volt. A geomorfológiai vizsgálatok két fő csapás mentén folytak. Egyrészt a területről rendelkezésre álló, több időpontban készült, 1*1 méteres terepi felbontású űrfelvételeket elemeztük. A felvételek a Google Earth szerveréről érhetők el. A vizsgálatokhoz három időpont (2007. április 29., 2008. december 16., 2012. április 17.) felvételeit értékeltük ki, így a felvételeken már kimutathatóak voltak változások és le tudtuk szűkíteni azokat a területeket, ahol részletes terepi bejárásra és felvételezésre volt szükség. A munka oroszlánrészre a terepen történt. 2012 januárjában és február elején, valamint 2014 februárjában végeztük a terepmunkát. A terepbejárás során 5200 méter tengerszintfeletti magasságban, az Atacama-tábor

környékén húzódó völgyben eltemetett holtjégtömböket és eltemetett firnfoltokat tártunk fel. A jeget és firnfoltokat homok és horzsakőrétegek borították helyenként több méteres vastagságban (1-2. képek). A fedőanyagot a területre jellemző igen erős szelek halmozták fel. A jelenleg fedett illetve kitakaródzó állapotban lévő jég egy korábbi nedvesebb időszak maradványa. A terepbejáráson korábbi gleccserek moréna sáncai is azonosíthatók voltak, illetve kb. 6300 méteres tengerszintfeletti magasságban megtaláltuk az egykori gleccser pusztuló maradványát. A jelenlegi éghajlati körülmények nem teszik lehetővé jég felhalmozódását, a lehulló hó általában pár nap alatt elszublimál. A jég olvadása a felszínen, több helyen a karsztokhoz hasonló formakincs (glaciális pszeudokarszt, *EBERHARD – SHARPLES* 2013) megjelenését idézte elő.



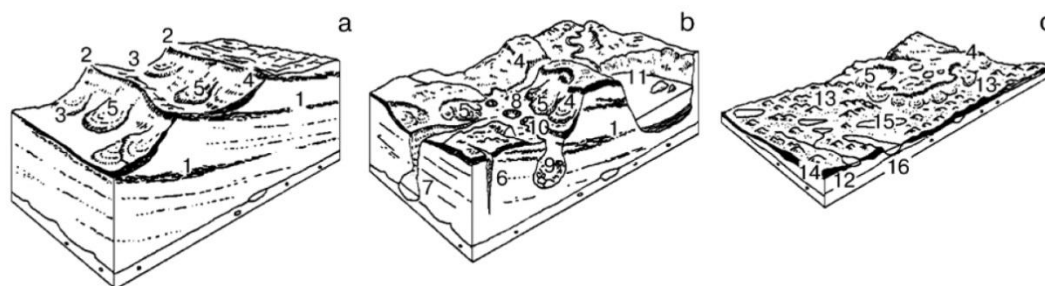
1.kép: Holtjég feltárása
Jelmagyarázat: 1. horzsakő és homokréteg, 2. jég, 3. olvadékvíz
Picture 1: Deadice outcrop
Legend: 1. pumice and sand layer 2. ice, 3. meltwater



2.kép: A kitakaródzó jégen megfigyelhető különböző körülmények között felhalmozódott, eltérő színű jégrétegek
Picture 2: Deadice outcrop

Pszudokarsztos formák

Az Ojos del Salado leglátványosabb pszeudokarsztos formakincse az 5200-5300 m tengerszintfeletti magasságban, az Atacama-tábor környékén húzódó völgyben figyelhető meg. E terület KRÜGER (1994) osztályozása szerint a fejlett és az elaggott stádium jegyeit mutatja (2. ábra).



2. ábra: A fejlett és elaggott glaciális pszeudokarszt stádiumai (Krüger, 1994)

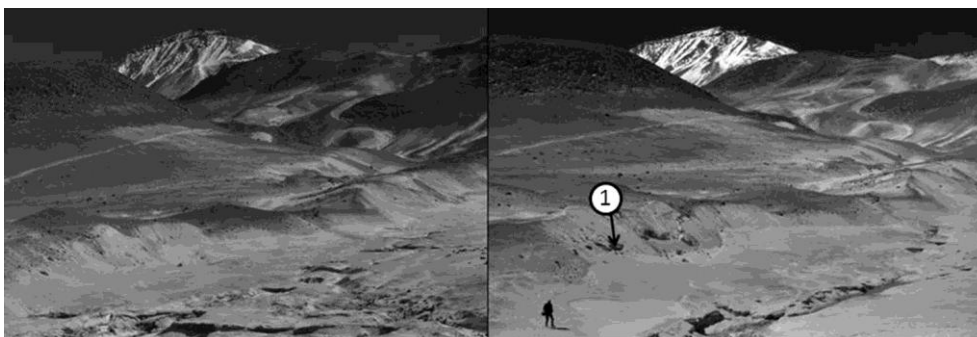
Jelmagyarázat: a-b) fejlett; c) elaggott stádium; 1.kőzettörmelék csíkok a gleccserjégben, 2.jégmagvú vonulatok, 3.teknő alakú völgy, 4.olvadékvíz lefolyás, 5.kőtörmelék-folyás, 6. olvadással kitágított repedések, 7.szub-glaciális csatornák, 8.pszudotöbrök, 9.beszakadt jégbarlang, 10. olvadással és omlással tágított pszudotöbrök, 11.olvadékvíz táplálta tó, 12.holtjég, 13.jégmentes dimbes-dombos síkság, 14. glaciális üledékek, 15.tavak, 16.szubglaciális üledékek.

Figure 2: Block-diagram showing development of mature and decrepit glacial pseudokarst stages (Krüger, 1994).

Legend: a-b) mature stage; c) decrepit stage; 1.strips of rock fragments in glacial ice, 2.ridges with ice core, 3.through-shape valley, 4.melting escapes of clean ice, 5. rock fragments flow (colifluction), 6.crevasses expanded by melting, 7.subglacial channels, 8.dolines, 9.collapsed arch of tunnel, 10.doline expanded by melting and collapse, 11.lake extending due by melting on slopes, 12.dead ice, 13.hummocky plain, free from ice, 14.superficial glacial sediments, 15.lakes, 16.subglacial sediments.

A jég olvadása a rövid nyári időszakra korlátozódik, napközben néhány fokkal a fagypont fölé emelkedhet a hőmérséklet a napsütötte helyeken (az árnyékos részeken általában nem emelkedik 0 °C fölé a hőmérséklet), ekkor indul meg az olvadás, majd éjszaka nyáron is fagypont alá hűl a levegő és a felszín hőmérséklete így újra megfagy a víz. Az olvadás akkor gyorsul fel, amikor az eltemetett jégtömb a felszínre kerül. Az olvadékvizek bevágódnak a völgytalpon, aláomossák a völgyoldalakat és a jeget fedő homok lecsúszik. E folyamat viszonylag rövid idő alatt megváltoztatja a völgy morfológiáját. A 3. képen erre láthatunk szép példát. A 2012-ben készült fotón egy korábbi gleccser oldalmorénáját figyelhetjük meg, nem sejthető, hogy a moréna és homokréteg alatt eltemetett jégtömb rejtőzködik. Az ugyanarról a helyről készült 2014-es felvételen jól látható, hogy több helyen (egyikre mutat a nyíl hegye) megszakadt a moréna-homok takaró és kibukkan a holtjég. A jég olvadásából származó nedvesség átítatja a fedő homokréteget, amely a meredek völgyoldalon megcsúszik, így egyre nagyobb területen

takarózik ki a jég. Az olvadékvíz a napi felmelegedés függvényében kisebb-nagyobb vízhozammal folyik a völgytalpon. A vízfolyás a völgy mélyítését és szélesítését nem csak erodáló hatásával végzi, hanem olvasztja is a fagyott mederfeneket.



3.kép: Az Atacama-tábor melletti völgyszakasz 2012 februárjában (bal oldali kép) és 2014 februárjában (jobb oldali kép).

Jelmagyarázat: 1. kibukkanó holtjég

Picture 3: Valley near the Atacama camp in February 2012 (left side) and February 2014 (right side)

Legend: Dead ice outcrop

A holtjég-tömb olvadása megindulhat az elvékonyodó homokréteg alatt is, aminek az lesz a felszíni következménye, hogy a homok tömörödik, kerekded, sekély mélyedések, a fedett karsztok szuffúziós, utánsüllyedésszerű töbreihez (FORD – WILLIAMS 1989) hasonló alakzatok jönnek létre (4. kép). Az így kialakult szuffúziós, utánsüllyedésszerű pszeudotöbrök átmérője elérheti a 4 métert, mélységük 0,5-1,5 méter között változik, lejtőjük lankás.

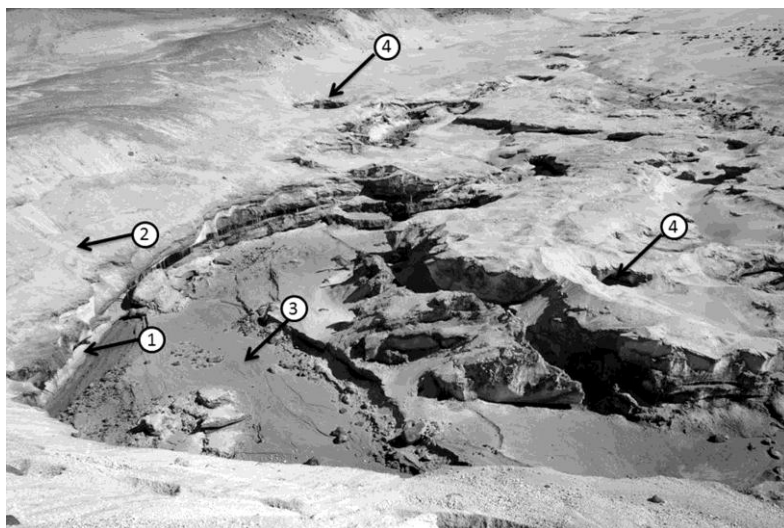


4.kép: Olvadékvíz és szélformálta völgyszakasz az Atacama-tábor közelében
Jelmagyarázat: 1. horzsakő és homokréteg, 2. jég, 3. szuffúziósutánsüllyedésszerű pszeudotöbör

Picture 4: Valley near Atacama camp formed by meltwater and wind

Legend: 1. pumice and sand layer 2. ice, 3. suffusion subsidence pseudodoline

Az olvadékvíz táplálta időszakos vízfolyás bevágódva meredek oldalú völgyszakaszokat alakít ki, viszont több helyen nem tudja átvágni a völgytalpat teljesen kitöltő, falként emelkedő eltemetett holtjég-tömböket (5. kép). A völgyet kitöltő jég alatt utat találó olvadékvíz jég alatti alagutat olvaszt magának. Ezekben az alagutakban (jégbarlangokban) a jég alulról olvadván tágíthatja az üreget, felharapódzik a fedő anyagig. Ha nagyméretű üreg alakul ki, akkor a fedő moréna, horzsaköves homok beszakad és a felszínen lyuk képződik. Kialakul a lezökkenéses (VERESS 2006), utánsüllyedésszerű pszeudotöbör (5-6. képek). Alakjuk igen változatos lehet az egyszerű kerekded beszakadástól a többszörösen összetett, válaszfalakkal több részre osztott formáig (7. kép). Átmérőjük a vizsgált területen 3-5 méter, mélységük 6-10 méter között változik. Peremüktől kb. 30°-os lejtőszöggel húzódnak a fedőüledéken kialakult lejtők, majd a jég határán hirtelen megtörnek és meredek, túlhajló falakban folytatódnak a beszakadás aljáig. A beszakadt fedőüledék anyagát a vízfolyás elszállítja. A fedőüledék és a jég határán a napsütéses oldalon megolvadó víz lefelé folyva gyorsan lehűl, és hatalmas jégcsapokat formálva megfagy. A napi ritmusban ismétlődő fagyás-olvadás látványos alakzatokat hoz létre. Az állandóan fújó erős szelek a pszeudotöbör felső, a fedőüledékben kialakult részét alakítja át folyamatosan.



5. kép: A vizsgált terület az Atacama-tábor közelében
 Jelmagyarázat: 1. jég, 2. horzsakő és homokréteg, 3. olvadékvíz, 4. lezökkenéses pszeudotöbör
 Picture 5: The investigated area near Atacama camp
 Legend: 1. ice, 2. pumice and sand layer, 3. meltwater, 4. downcast dropout subsidence pseudodoline

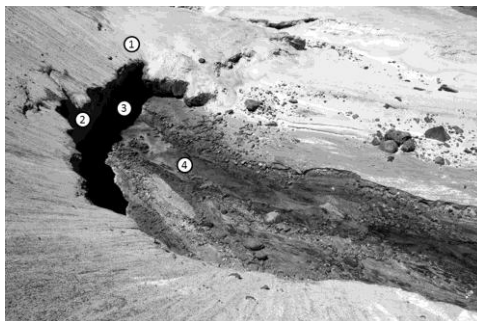


6. kép: Lezökkenésses,utánsüllyedéses pseudotöbör az Atacama-tábor közelében
 Picture 6:Downcast dropout subsidence pseudodoline near the Atacama camp



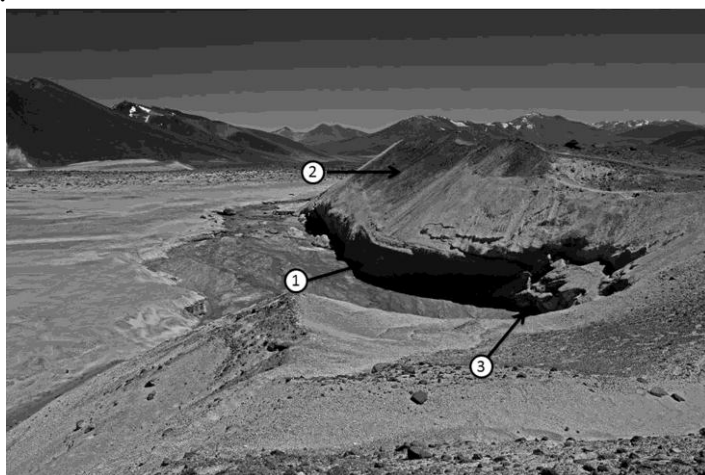
7. kép: Összetett lezökkenésses,utánsüllyedéses pseudotöbör az Atacama-tábor közelében
 Picture 7:Multiple downcast dropout subsidence pseudodoline near the Atacama camp

A jégtömb alatt kialakult jégbarlang nem hasonlítható a nagy gleccsereken tanulmányozható jégbarlangokhoz, mert sohasem jön létre nagy vízhozam, így széles, de alacsony járatok jönnek létre. Magasságuk csak helyenként haladja meg az egy métert, szélességük azonban elérheti a 3-4 métert is. Kilépési helyük is általában széles, alacsony kapu, túlhajló jégfallal (8. kép).



8.kép: Jégbarlang kijárata az Atacama-tábor közelében
 Jelmagyarázat: 1.horzsakő és homokréteg, 2.jég, 3. jégbarlang kijárata, 4. olvadékvíz
 Picture 8: Ice cave exit near the Atacamacamp
 Legend: 1.pumice and sandlayer, 2. ice, 3. ice cave exit, 4. meltwater

A jégbarlang kapuja olvad egyrészt a vízzel érintkező részeken, másrészt a fedőüledéktől mentes, helyenként túlhajló jégfalat a Nap is megsütheti, amely újabb rész olvadását segíti elő. Az olvadásnak köszönhetően a barlangszáj egyre tágasabb lesz, nő az üreg mérete. Az üreg növekedésével egyre vékonyabb lesz a jégréteg, illetve az alátámasztása is bizonytalanná válik. A fedőüledék terhelésének következtében a jégtestben repedések jönnek létre és egy idő után beszakad a jégbarlang bejáratí része (9. kép). A leomló, fedőüledékkel borított jégtömbök tovább olvadnak, és változatos formákat hoznak létre. Jellemző képződmények a homoksapkás jég vagy firntornyok, oszlopok (10. kép), amelyek kialakulása hasonló a kősapkás földpiramisok képződéséhez, csak itt sokkal gyorsabb a forma születése és pusztulása.



9. kép: Beszakadt barlangkapu az Atacama-tábor közelében
 Jelmagyarázat: 1. jég, 2. horzsakő és homokréteg, 3. beomlott jégbarlang,
 Picture 9: Collapsed ice cave entrance near Atacama camp
 Legend: 1. ice, 2. pumice and sandlayer, 3. collapsed ice cave



10. kép: Homoksapkás jégtornyok az olvadó holtjégtömb peremén
 Picture 10: Ice towers wits and capon the edge of deadice

Eredmények

Kutatásainkat olyan területen végeztük, ahol a szakirodalom alapján teljesen száraz, sivatagi környezet a jellemző. Terepbejárásaink alkalmával ennek ellentmondó nyomokkal, formákkal találkoztunk, pl. rövid vízfolyásokkal. Terepi kutatásaink eredményeként az Ojos del Salado 5200-5400 m tengerszint feletti magasságban elterülő részén egykori gleccser maradványait tártuk fel. A morénával, horzsakővel és homokkal fedett holtjégtömbök a nyári időszakban olvadnak, így rövid felszíni vízfolyások alakulhatnak ki. A jég olvadása látványos pszeudokarsztos formákat, különböző típusú utánsüllyedékes pszeudotöbröket, jégbarlangokat és homoksapkás jég illetve firtornyokat, oszlopokat hoz létre.

IRODALOM

- BRIDGES, N.T. – DE SILVA, S.L. – ZIMBELMAN, J.R. – LORENZ R.D. (2012): Formation conditions for coarse-grained megaripples on Earth and Mars: lessons from the Argentinian Puna and wind tunnel experiments – Third International Planetary Dunes Workshop
- DE SILVA, S.L. (2010): Largest wind ripples on Earth? Comment – *Geology*, 38. pp. 218.
- EBERHARD, R. – SHARPLES, C. (2013): Appropriate terminology for karst-like phenomena: the problem with ‘pseudokarst’ – *International Journal of Speleology* 42. (2) pp. 109-113.
- FORD, D.C. – WILLIAMS, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology* – Unwin Hyman, London 601 p.
- GSPURNING, J. – LAZER, R. – SULZER, W. (2006): Regional climate and snow/glacier distribution in Southern Upper Atacama (Ojos del Salado) – an integrated statistical, GIS and RS based approach – *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41. pp. 59-70.
- KARÁTSÓN, D. – TELBISZ, T. – WÖRNER, G. (2011): Erosion rates and erosion patterns of neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: an SRTM DEM based analysis – *Geology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.10.010
- KAUFMANN, V. – KLOSTIUS, W. – BENZINGER, R. (1995): Topographic mapping of the Volcano Nevado Ojos del Salado using optical and microwave image data. -Proceedings of the 3rd International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Mendoza, Argentina, pp. 47-59.

- KRÜGER, J.*,(1994): Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. – *Folia Geographica Danica*, 21, pp. 1-233.
- MILANA, J.P.* (2009): Largest wind ripples on Earth? – *Geology*, 37. pp. 343-346.
- MILANA, J.P. – FORMAN, S. – KRÖHLING, D.* (2010): Largest wind ripples on Earth? Reply – *Geology*, 38. pp. 219-220.
- NAGY B. – MARI L. – HEILING ZS.*(2012): Magashegyi környezetváltozás-monitoring az Ojos del Saladón (6893 m): Méréssorozat – kezdet és kilátások, Egyetemi Meteorológiai Füzetek 24: pp. 50-54.
- VERESS M.* (2006): Karsztmorfológia. In: *LÓCZY D. – VERESS M.*: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. – Dialóg Campus Kiadó pp. 229-326.

A VISEGRÁDI-HEGYSÉG BARLANGJAI

CAVES OF THE VISEGRÁDI MOUNTAINS (HUNGARY)

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u 157.

eszterhas.istvan@gmail.com

Abstract: The range of the Visegrádi Mountains is to be found the Danube Bend on the right side of the river. The mountains are geographically a part of the North Hungarian Mid-Mountains, similar to the opposite Börzsöny Mountains, but the etching of the Danube River divides them. The 250 km² large area is enclosed by the Danube River, the Dera Creek and the Szentléleki Creek. The bedrock formations are constituted of Triassic limestone and Oligocene sandstone, which are overlain by the Miocene volcanic series. The volcanic formation is composed mainly of andesite agglomerate, andesite tuff and subordinatedly andesite lava rock. In the Visegrádi Mountains 95% of the caves have developed in the volcanic formation. One cave has formed in the sandstone and seven caves have developed in the limestone of the Castle Hill in the town of Esztergom, which hill was not covered with the volcanic blanket. More than hundred years the caves of the region have been surveyed and studied scientifically by several caving groups and individual researchers. Until now 101 natural caves and seven cave-like artificial cavities have been listed. The majority of the caves have originated by mass movement and fragmentation, however some syngenetic, erosion and solution originated caves are also known. The longest natural caves are the 70 m long Disznós-árki Cave near the Dobogókő Resort, the 63 m long Sas-kövi Cave near the town of Szentendre, the 50 m long Nr. 1 Cave of the Vasas Chasm and the 50 m long Széchy Dénes Cave in the town of Esztergom. The length of the most frequently occurring caves are between 5 and 10 m only. In the Mount Kakas two icy shafts have sometimes been described, which presently have collapsed and filled in. However nearby two horizontal cavities are opening, from where cold air flows out. Most of the caves are dry, only in three cave occurs water permanently and in three caves intermittently. From archaeological point of view the Széchy Dénes Cave, three artificial cavities in the Holdvilág Ditch near the town of Pomáz are significant.

Bevezető

A Visegrádi-hegység a Dunakanyarban – a Duna jobb partján – fekvő hegyvonulat, amely földrajzilag az Északi-középhegység része, de a befűrészelt Duna elválasztotta attól. A Duna, a Dera- és a Szentléleki-patak által közrefogott 250 km²-es területet ölel fel. A hegység alapjait triász mészkőfelések és ezen számos helyen előforduló eocén homokkővek, slírek alkotják. Ezeket az üledékes kőzeteket takarták be a miocénkori andezit vulkánosság termékei. Az andezitvulkánosságra általában is jellemző, hogy a lávaanyagon kívül meglehetősen sok törmelék hoz a felszínre. A Visegrádi-hegységre ez fokozottan jellemző. A vulkanizmus első fázisában a heves robbanások elsősorban törmelékterítettek, amelyekből később többségben amfibólos andezit-agglomerátum, kisebb részben, különösen a hegység déli tájain andezittufa keletkezett. A lávakőzetek alárendeltebbek. A vulkanizmus korai fázisában világosabb színű amfibólandezitek, biotitandezitek

kerültek a napvilágra meg-megszakítva az agglomerátumból álló kőzetösszletet. Később kevés piroxénandezit tört a felszínre (*JUHÁSZ* 1987). A vulkáni kőzetek csupán az alaphegység legnyugatibb tagját, az esztergomi Várhegyet nem takarták be. Az Esztergomi-várhegy alsó részét triász kori dachsteini mészkő alkotja, a hegy tetőrégióját pedig eocén kori hárshegyi homokkő. A miocén kor végén a meg-megsüllyedő hegységrészeket elöntötte a tenger, és ekkor kisebb lajtamészkő-rétegek telepedtek a vulkáni kőzetekre. Egyes hegységrészek a törések mentén kiemelkedtek. Ezeken fokozott denudáció indult be és szeszélyes formájú sziklatornyokat (Vadálló-kövek, Szer-kő alatti bástyák) és vadregényes, meredek falú szurdokvölgyeket (Rám-szakadék, Holdvilág-árok) produkált. Legmagasabb hegye a 700 méteres Dobogó-kő. A hegységben máig (2014-ig) 101 természetes barlang és 7 barlangszerű mesterséges üreg vált ismertté (*Függelék*). Ezek 95 %-a vulkáni eredetű kőzetekben található, csupán 1 homokkő- és 7 kisebb mészkőbarlangról van tudomásunk.

A hegység barlangjainak kutatástörténete

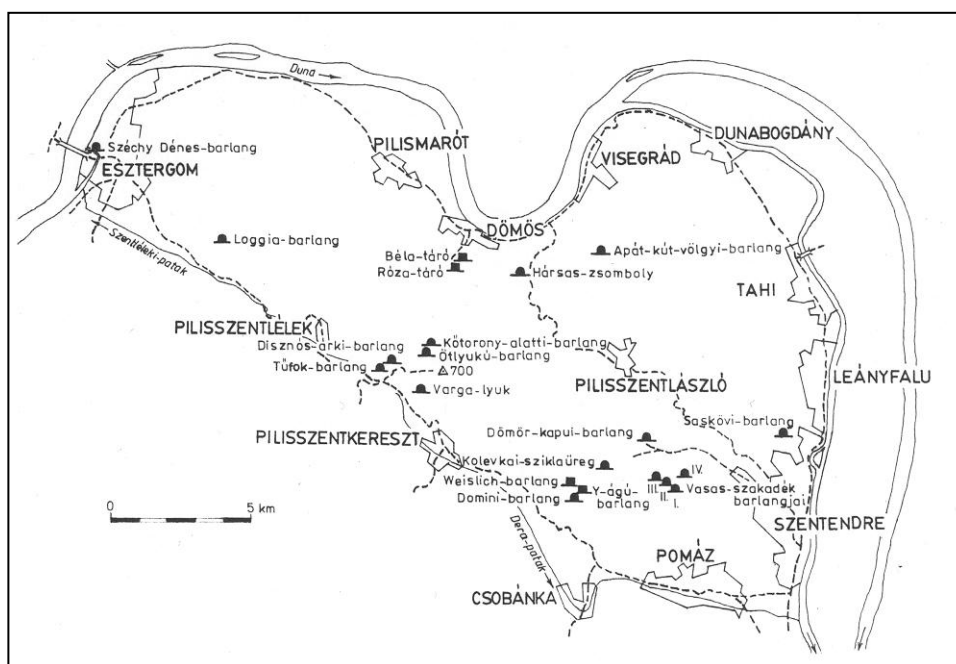
A barlangok ismeretének kezdete – mint más vidékeknél is gyakori – a Visegrádi-hegység esetében is a múlt homályába vész. Legendák szólnak arról, hogy e vidéken állt Attila hun király városa. Egy itteni sziklasírba temették Árpád vezért. A barlangok egy részét a későbbi pálos rend remetái lakták. A Holdvilág-árookban kivájt egyik üregben rendezkedett be Weislich rablóvezér. Az esztergomi Széchy-barlang és a Holdvilág-árki üregek előterének ásatása során ókori, középkori és kora újkori leletek kerültek elő.

A 18. század végétől a 20. század elejéig néhány barlangokat is leíró munkáról tudunk. *BÉL* Mátyás Notitiájában (1792) röviden leírta a szentendrei Macska-lyukat, *KOCH* Antal 1871-ben beszámolt a Zsivány-barlangról, *SZŰCS* Gyula pedig 1913-ban a Kakas-hegyi Nagy-Hideg-lyuk 38 méteres mélységéből felhozott jégről tudósít.

Az I. világháborút követően kezdődött a hegység barlangjainak tudományos kutatása, amely eleinte csak néhány barlangra terjedt ki. (A Visegrádi-hegységből még 1996-ban is csak 13 barlangot tartalmazott a hivatalos nyilvántartás.) Nagy sajtóvisszhangot kapott genetikai vitája miatt a Sas-kői-barlang (*SCHÖNVISZKY* 1934, *VASTAGH-SCHÖNVISZKY* 1956) és az ásatások értékelése végett a Holdvilág-árok három mesterséges ürege (*SASHEGYI* 1998, *GALLUS* 1941, *ERDÉLYI* 1971, *REPISZKY-SZÖRÉNYI* 2012). Más barlangokról, mint a Vasas-szakadék barlangjai (*FÖLDVÁRY* 1935), a Karolina-árok barlangjai (*OZORAY* 1963), vagy a Széchy-barlang

(BAUER 1987, KÖVECSES-VARGA 1988) elkészültek az első részletes leírások és genetikai fejtegetések.

Átfogó vizsgálatokat a Tungsram Troglonauta Barlangkutató Csoport tagja kezdtek 1991-ben (ÉZSIÁS 1994). Ők 37 barlangot dolgoztak fel a hegységből. A teljességre való törekvés igényével 1996-ban és 1997-ben a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kutatta a Visegrádi-hegység barlangjait (ESZTERHÁS-SZABÓ-SZILVAY-TINN 1996, ESZTERHÁS-GÖNCZÖL-SZENTI 1997), és ennek kapcsán 76 barlangot dolgoztak fel. A 2000-es évektől főként az Ariadne Karszt- és Barlangkutató Egyesület, valamint a Szent Özséb Barlangkutató Egyesület tevékenysége nyomán újabb mintegy 30 barlang vált ismertté. Ezek közül a legjelentősebb a 2008-ban feltárt, 70 m hosszú Disznós-árki-barlang (SLÍZ 2008).



1. ábra: A Visegrádi-hegység 10 métert meghaladó barlangjai (Szerkesztette: Eszterhás István)
Fig. 1: Caves exceed the 10 m length in the Visegrádi Mountains (Edited by István Eszterhás)

A Visegrádi-hegység barlangjai nem túl nagyok, átlagosan 8 m-esek, csupán tizenhat barlang hossza haladja meg a 10 métert, ezek az alábbiak (1. ábra):

- | | |
|---|------------|
| 1. Disznós-árki-barlang – Pilismarót | 70/-13 m |
| 2. Sas-kői-barlang – Szentendre | 63/-10 m |
| 3. Vasas-szakadék I. sz. barlangja – Szentendre | 50/-18,5 m |

4. Széchy Dénes-barlang – Esztergom	50/±10 m
5. Apátkút-völgyi-barlang – Visegrád	kb. 40/+0,5 m
6. Vasas-szakadék III. sz. barlangja – Szentendre	29,1/-5,8 m
7. Vasas-szakadék IV. sz. barlangja – Szentendre	25/-15 m
8. Vasas-szakadék II. sz. barlangja – Szentendre	25/-12,5 m
9. Ötlyukú-barlang – Dömös	18,5/+1,6 m
10. Kőtorony-alatti-barlang – Dömös	16/-4 m
11. Kolevkai-sziklaüreg – Pomáz	15/-8 m
12. Domini-barlang – Pomáz	15,9/+3,5 m
13. Dömör-kapui-barlang – Szentendre	13/+2 m
14. Hársas-zsomboly – Visegrád	10,5/-7 m
15. Varga-lyuk – Pilisszentkereszt	10/-10 m
16. Tűfok-barlang – Esztergom-Pilisszentlélek	10/-3,7 m

A jobb oldali oszlopban levő számok a barlangok hosszát, majd a törtjel után következők függőleges kiterjedésüket jelentik.

A hegység barlangkeletkezési módjai és jelentősebb barlangjai

A Visegrádi-hegység 108 ismert barlangja és mesterséges ürege 3 kategória 11 genotípusába sorolható (*I. táblázat*). Terjedelmi korlátok miatt valamennyi hegységbéli barlangot természetesen nem tudunk bemutatni, de az itt előforduló genotípusok barlangjai közül egyet, vagy néhányat röviden ismertetünk, vagy csak említünk.



1. kép: Kilátás az exhalációs keletkezésű Ablakos-barlangból
Picture 1: Outlook from the exhalation originated Ablakos Cave

I. táblázat
Table I

A Visegrádi-hegység barlangjainak genotípusai
Genotypes of the caves in the Visegrádi Mountains

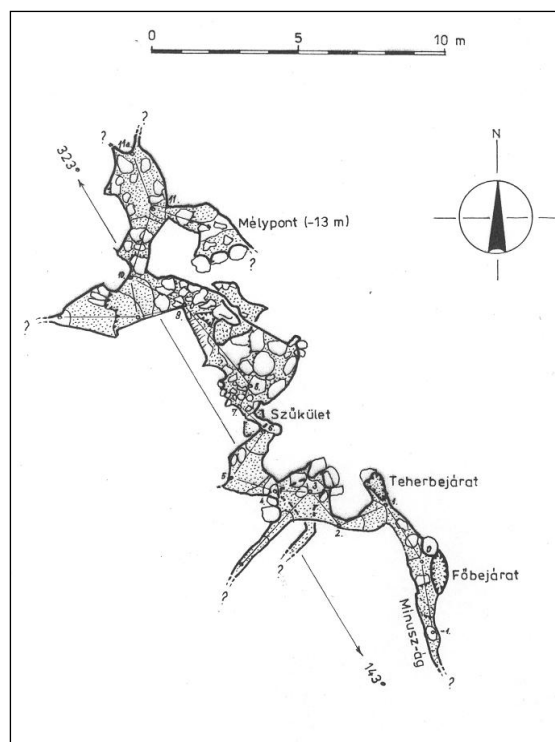
Barlangi genotípusok		Példa
I. Szingenetikus barlangok		
	1. exhalációs barlangok	<i>Ablakos-barlang</i>
II. Posztgenetikus barlangok		
tömegmozgásos	1. tektonikus barlangok	<i>Tűfok-barlang</i>
	2. atektonikus csuszamlásos barlangok	<i>Disznós-árki-barlang</i>
	3. felszakadásos barlangok	<i>Széchy Dénes-barlang</i>
	4. konzekvenciabarlangok	<i>Dömör-kapui-barlang</i>
	5. álbarlangok	<i>Őz-barlang</i>
koptatott	6. eróziós barlangok	<i>Vízesés-alatti-sziklaeresz</i>
aprózódásos	7. széthúzódásos barlangok	<i>Hideg-résbarlang</i>
	8. kőzetkipergéses barlangok	<i>Ötlyukú-barlang</i>
oldásos	9. termálkarsztos barlangok	<i>Szent Tamás-barlang</i>
III. Mesterséges üregek		<i>Weislich-barlang</i>

Az első kategóriába a kőzet keletkezésével azonos időben kialakult ún. *szingenetikus barlangokat* soroljuk. Ilyenek az *exhalációs barlangok*. A vulkánok lávaterítéses és törmelékszórásos fázisában többnyire már jelentkeztek, majd a posztvulkáni fázisban folytatódtak a forró oldatokat és gőzöket, gázokat produkáló kifúvások. Ezek aztán több esetben járható méretű, hengeres csatornákat hagytak maguk után a még képlékeny kőzetben. Ilyen exhalációs barlangnak tekintjük a Dobogókőtől 600 m-rel északra levő Ablakos-barlangot, amely két egymással párhuzamos, hidrotermikus ásványokkal kérgezett csőfolyosóból áll (*I. kép*). A dobogókői kilátó alatt, a siketnéma turisták Mária-kegyhelye mellett található a 4,7 m-es, csőszerű

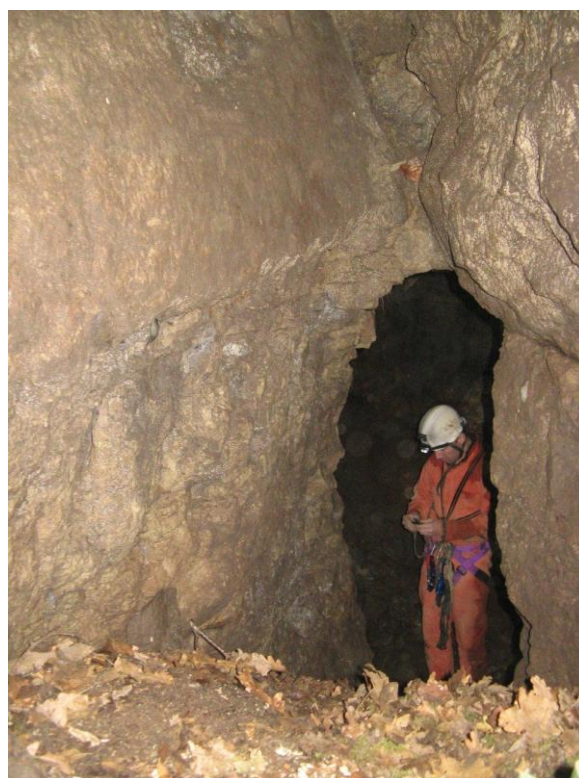
Mária-barlang (*ESZTERHÁS-GÖNCZÖL-SZENTI* 1997). A Kis-Csikóvár csúcsrégiójában van a szintén exhalációs Csikóvári-csőbarlang.

A második kategóriába sorolhatók a kőzet kialakulása után alakult *posztgenetikus barlangok*. A posztgenetikus barlangoknak kilenc fajtája ismert a Visegrádi-hegységben.

A hegység egyes részeinek kiemelkedése és más részek lezökkenése a miocén kort követően töréseket hozott létre. E különböző irányú és nagyságú törések mentén olyan elmozdulások jelentkeztek, amelyek gyakran ún. *tektonikus barlangokat* alakítottak. Tektonikus barlang pl. a Bölcső-hegy (Kolevka vrch) déli részén az andezit-agglomerátum és az andezittufa határán alakult 15 m hosszú, 8 m mély Kolevkai-sziklaüreg (2. kép, *MOCSÁRI* 2012, *SCHÖNVISZKY* 1937). Ehhez nagyon hasonlít a visegrádi Császár-völgy oldalában található 10,5 m hosszú és 7 m mély Hársas-zsomboly (*FERENCZI* 2005). Ezeken túl még számos tektonikus barlangot, illetve tektonikailag előre jelzett barlangot ismerünk a hegységben, mint a Tűfok-barlangot, a Hideg-lyukat, a Sas-kövi-barlangot, az Apátkút-völgyi-barlangot.



2. ábra: A 70 m hosszú Disznós-árki-barlang alaprajza (Felmérte: Slíz György)
Fig. 2: Plan of the 70 m long Disznós-árki Cave (Surveyed by György Slíz)



2. kép: Tektonikus repedés által alakult a Kolevkai-sziklatürege
 Picture 2: The Kolevkai Rock Hole was formed by a tectonic crevice

Dobogókő-től Pilismarót irányába induló Disznós-árok északi oldalát márgás alapra telepedett andezit-agglomerátum alkotja, mely az átnedvesedett márgán meg-megcsúszik, darabokra törik és csúszás közben darabjai egymásra torlódnak. A mozgó kőzettömbök között járhatatlan rések, fülkék alakulnak, melyeket *atektonikus barlangoknak* nevezünk. Ezek az egymásba kapcsolódó rések és fülkék adják a 70 m hosszú és 13 m mély Disznós-árki-barlangot (2. ábra – *SLÍZ* 2008). A szentendrei Cseresznye-hegyen hasonlóak a barlangképződés feltételei, mint a Disznós-árok északi oldalában. A felszínen levő durva andezit-agglomerátum itt agyagos andezittufára települt, majd a rétegek észak felé megdőlték és az alkalmasint átázó andezittufán a fedő rétegek meg-megcsúsznak. A lejtőn csúszó agglomerátumban 70-100 méteres, egymással párhuzamos, illetve ezeket kisebb-nagyobb szögben keresztező hasadékok keletkeztek. E hasadékok több helyen felül összezáródtak (3. kép), így bennük egymás közelében három

atektonikus hasadékbarangot, a Vasas-szakadék I. sz. barlangját (50/-18,9 m), a II. sz. barlangját (25/-12,5 m), és a III. sz. barlangját (29,1/-5,8 m) találjuk. A Vasas-szakadék IV. sz. barlangja (25/-15 m) mintegy 200 méterrel keletre van az I. sz. barlangtól (*ESZTERHÁS-SZABÓ-SZILVAY-TINN* 1996). A Visegrádi-hegység nagyobb barlangjainak többségét ezek az atektonikus csuszamlásos barlangok adják.



3. kép: Atekonikus csuszamlás hozta létre a Vasas-szakadék I. sz. barlangját
Picture 3: The No I. Cave of the Vasas Chasm is result of the atektonic sliding

A Visegrádi-hegység legnyugatibb hegyét, az esztergomi Várhegyet a miocén vulkanizmus előtti alaphegység kőzetei, alul dachsteini mészkő, a tetőrégióban hárshegyi homokkő alkotja. E kőzeteket nem takarták be a vulkáni rétegek, vagy a vékony vulkáni összlet viszonylag hamar lepusztult róla. A hegy gyakori „átépítése” után ezt biztonsággal már nem lehet megállapítani. Az Esztergomi-várhegy nyugati oldalában van a *felszakadással alakult* Széchy Dénes-barlang. Ez eredendően termálkarsztos oldódással képződött a dachsteini mészkőben az azt fedő homokkő érintkezésénél. Később ez az üreg felharapózott, átöröklődött a homokkőbe, úgy, hogy ma a barlang felső, döntő többsége homokkőben van, csupán az alsó járatokban

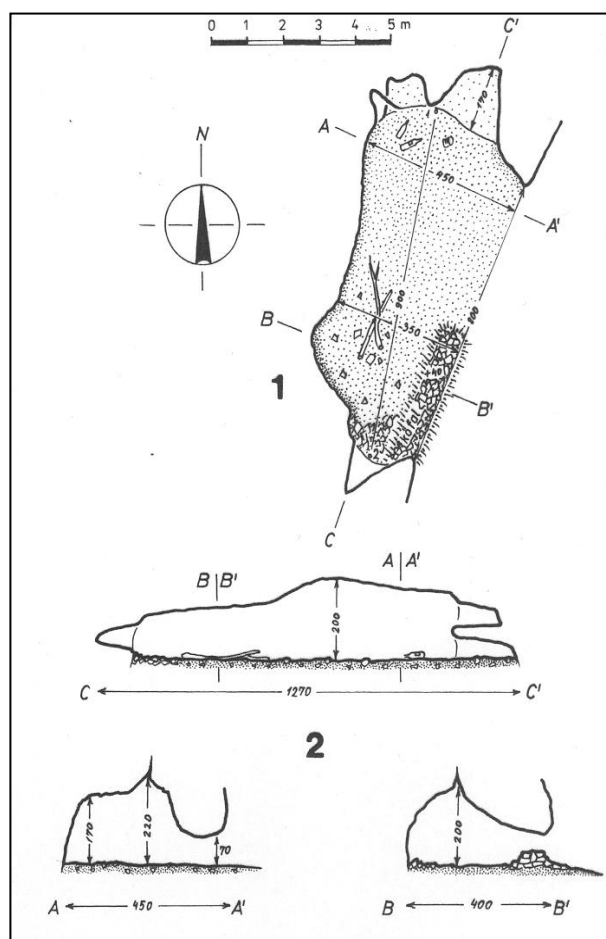
lehet mészkövet és az ezen kivált ásványokat (gipsz, limonit) észlelni. A ma 50 m hosszú, 10 m szintkülönbségű barlang sokáig széles szájjal volt nyitott a hegyoldalban, mígnem a többszöri várátépítések során két nyílást hagyva befalazták (4. kép). A régészeti feltárások során ókori, középkori és újkori használati tárgyakat, pénzürméket, cseréptöredéket, sőt egy gyermekcsontvázat találtak benne (BAUER 1987, KÖVECSES-VARGA 1988). Az esztergomi Várhegy oldalában, illetve annak lábánál, valamint kissé távolabb további 7 teljesen *termálkarsztos keletkezésű* (egyelőre) kisebb barlangot ismerünk (MÁTÉFI 1985), mint pl. a Gömbfülkés-barlangot, vagy a Szent Tamás-barlangot.



4. kép: A Széchy Dénes-barlang bejárata az esztergomi Várhegy oldalában
Picture 4: Entrance to the Széchy Dénes Cave in the Castle Hill of Esztergom town

A mesterséges üregek (bányajáratok, kazamaták stb.) természetes felszakadozásával alakult barlangokat nevezzük *konzekvenciabarlangoknak*. Szentendre határában van a felhagyott Dömör-kapui-andezitbánya. A kőfejtő alsó szintjén nyílik a 13 m hosszú Dömör-kapui-barlang, mely egykoron robbantó menedék és raktár volt. A mennyezet leszakadozása által került egyre magasabbra az üreg. Dunabogdány szomszédságában található andezitbánya déli részét már felhagyták. Az itteni egyik bányaudvar falában van a Csódi-hegyi-barlang. A bányaudvar alsó részén kifejtett kő helye harapózott fel a falban kialakítva a 4,4 x 7,9 m alapterületű, 2 m magas konzekvenciabarlangot (ESZTERHÁS-SZABÓ-SZILVAY-TINN 1996).

A leszakadt és elmozdult kőtömbök alatt található üregeket mondjuk *álbarlangoknak*. Esztergom keleti határában, a Szamár-hegyen találunk egy *támaszkodó álbarlangot*, a Matricás-barlangot, melyet egy a sziklafalnak támaszkodó hatalmas kőtömb alatt kialakult üreg alkot (ESZTERHÁS-SZABÓ-SZILVAY-TINN 1996). A pomázi Holdvilág-árok jobb oldalában egymásra dőlt kőtömbök alatt van egy ún. *tömbközi álbarlang*, a Kecske-lyuk (ESZTERHÁS-GÖNCZÖL- SZENTI 1997).



3. ábra: Oldalazó erózió alkotta a Karolina-odút
Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. metszetek (Felmérte: Eszterhás István)
Fig. 3: The Karolina Cavity has formed by the lateral erosion
Legend: 1. plan, 2. sections (Surveyed by István Eszterhás)

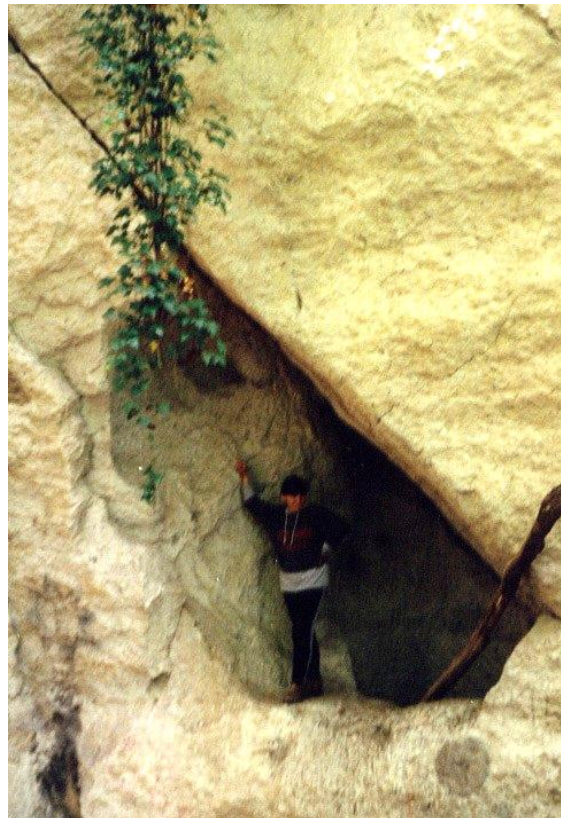
A folyó víz által mozgatott törmelék koptatta ki az *eróziós barlangokat*. Az eróziós barlangok két változatával is találkozhatunk a Visegrádi-hegységben. Vízesés alatt örvénylő víz a benne levő törmelékkel vájta ki a Rám-szakadékban a Vízesés-alatti-sziklaereszt. A pomázi Holdvilág-árok melletti Karolina-odú az oldalazó erózió produktuma (3. ábra). Igaz, a völgytalptól már 8 méterrel magasabban van ez a barlang, de a korábbi időkben nyilván magasabban futott a völgy, és az akkori vizek hordaléka koptatta ki a 4,5 x 12,7 m alapterületű, 2 m magas barlangot (ESZTERHÁS-GÖNCZÖL-SZENTI 1997).

A kőzet aprózódásával keletkező barlangoknak két fajtája is előfordul a Visegrádi-hegységben. Egyik a kőzetek széthúzódása után visszamaradt barlangok csoportja. Ez esetben arról van szó, hogy egy-egy szikla kiprepárolódik, magasabbra kerül és így elveszti a korábban megvolt oldalnyomását. Az oldalnyomás hiányában a gyengébben kötődő síkok mentén megreped a kőzet, majd repedések tágulásnak indultak, - mígnem barlangméretűvé is válnak. Ilyen *széthúzódással létrejött barlang* a Holdvilág-árokban a Hideg-résbarlang, vagy a Dobogókötől délre a Kakas-hegyen a Zsivány-sziklák barlangjai.

Az aprózódásos keletkezésű barlangok másik csoportját jelentik a *kőzetkipergéssel alakult barlangok*. E barlangok többnyire a kevésbé kötött, durva törmelékkőzetekben, az agglomerátumban alakultak. A kőzet eltérő anyagú szemcséi nem egyformán reagálnak az időjárási (hőmérséklet, fény, csapadék stb.) hatásokra. Egyes darabok jobban kitágulnak, mint mások. Az ismétlődő hatások végül is oda vezetnek, hogy egyes kőzetszemcsék, vagy akár nagyobb darabok elválnak a többi résztől. A lehullott darabok pedig többnyire a fagyemelés segítségével kerülnek el a leesési helyükről. Ily módon egész terjedelmes barlangok alakultak, mint pl. a 18,5 méteres Ötlyukú-barlang, vagy a 16 méter hosszú Kőtorony-alatti-barlang. A kőzetkipergés, ha nem is az egész barlang kialakulását okozza, de a barlangok többségében nyomot hagy.

Vannak aztán barlangszerű mesterséges üregek is a hegységben, melyeket többnyire barlangnak is neveznek. Hét ilyen mesterséges üreg ismert összesen 532 m hosszúságban. A szentendrei Asztal-kőben két bányafalba faragott csarnok, a Szentendrei-barlang és a *BÉL* Mátyás által legkorábban (1792) említett üreg, a Macska-lyuk található. Dömös déli szélén, a Malompatak völgyében két, kb. 100 éve felhagyott, vízzel többé-kevésbé megtelt bányatárót, a 337 m hosszú Róza-tárót és a 80 méteres Béla-tárót ismerjük. Legnagyobb jelentőségű bír a pomázi Holdvilág-árok három mesterséges ürege, a Weislich-barlang (43,7 m), az Y-ágú-barlang (32,1 m) és a Vízesés-alatti-barlang (9,1 m). Ezen üregek kutatását Sashegyi Sándor amatőr ré-

gész kezdte el 1928-ban (SASHEGYI 1998), aki Anonymus Gesta Hungarorum alapján azt gyanította, hogy itt kell keresni Attila hun király városát és Árpád vezér sírját, továbbá a pálos rendet létrehozó remeték is ezekben az üregekben élhettek. Sashegyi megkezdett ásatását Gallus Sándor, Fülöp Zoltán, Erdélyi István és Michnai Attila profi régészek folytatták, de az eredeti elképzelést igazoló, vagy cáfoló leletet eddig senki nem tárt fel. Ettől függetlenül az 1940-es évek és napjaink bulvár sajtója is szenzációs eredményeket igyekszik tálni. Felmerült az is, hogy a legnagyobb, kürtös üreget egy Weislich nevű rablóvezér rejtekhelyként használta (5. kép). Jelenleg Szörényi Levente zeneszerző és Repiszky Tamás régész vezette Holdvilág Alapítvány végez ásatásokat a Holdvilág-árok mesterséges üregeinek előterében (REPISZKY-SZÖRÉNYI 2012).



5. kép: A mesterséges Weislich-barlang alsó bejárata

Picture 5: The lower entrance to the artificially originated Weislich Cave

A hegység barlangjainak kitöltése

A Visegrádi-hegység barlangjaiban a levegő összetétele alig tér el a felszíni-től. Légmozgás csak kevés, többnyire nagyobb barlangban (Disznós-árki-barlang, Vasas-szakadék barlangjai) tapasztalható. Figyelmet érdemelnek azonban a nyári melegben hideg levegőt árasztó, kifúvó barlangok (Hideg-lyuk, Hideg-résbarlang). A Szer-kői-depresszióban található Hideg-lyukból 1997. 07. 11-én a felszíni 21,4 °C mellett 5,5 °C-os hideg levegő „folyt” ki. Mindez a nagy tömegű, laza törmelék nagyobb párolgási felületének és ennek kapcsán nagyobb hőelvonásának köszönhető (*ESZTERHÁS-GÖNCZÖL-SZENTI* 1997).

Víz csak néhány barlangban található. A lecsapódó kondenzvíz a viszonylag nagyobb üregekben tapasztalható. Csepegő vizet (oldatot) a Csódi-hegyi-barlangból ismerünk. A Lukács-árki-sziklaereszt a patak oldalazó eróziója napjainkban is alakítja, és mintegy 15 cm-es vízréteg borítja a kőzetaljazatot. Az esztergomi Szent Tamás-barlang és Ciszterna-forrásbarlang jelenleg is aktív hévizes rendszer. A talajvízzel kevert, áramló, 20-25 °C-os hévíz félig, egyharmadáig kitölti a barlangteret (*MÁTÉFI* 1985). A Kakas-hegyi Nagy-Hideg-lyukban *SZŰCS* Gyula 1913-as említése szerint egy kőtelen leereszkedő bányász az akkor még 38 m-es mélységből karvastagságú jégcsapot hozott fel a nyár derekán. Jelenleg ez a barlang beomlott állapotban van, 2 m széles, 1 méter mély berogyás jelzi a helyét.

Szilárd kitöltődés a legtöbb barlangban található. Leginkább számottevő a közettörmelék, mely a barlangok mennyezetéről, oldalfalairól pergett és pereg ma is alá. Az aknabarlangokban (Kolevkai-sziklaüreg, Hársaszomboly, Tűfok-barlang stb.), valamint a szélesebb bejáratú fülkékben (Loggia-barlang) vastag az avar és száraz ágak alkotta kitöltés. Ásványkiválás csak néhány barlangból ismert. Az exhalációs keletkezésű Ablakos-barlang falait több helyen hidrotermális ásványkeverék kérgezi be. A Széchy Dénes-barlang alsó lapos termében gipsz- és limonitkiválások vannak.

Biogén kitöltődésnek mondjuk az állatok és az emberek által a barlangokba hurcolt anyagokat. Az Őz-barlang a benne talált őzkoponyáról, a Vaddisznó-barlang pedig az alján oszló vaddisznó-tetemről kapta nevét. Ősállati lelet idáig nem került elő a Visegrádi-hegység barlangjaiból. Régészetileg a Széchy-Dénes-barlang és a Holdvilág-árok három mesterséges üregének (Weislich-barlang, Y-ágú-barlang, Vízesés-alatti-barlang) előterét ásták meg, illetve az ásatások még folyamatban vannak. A Széchy-barlangban az ókortól a kora újkorig terjedő időkből kerültek elő leletek (cseréptöredékek, használati tárgyak, ékszertöredékek, pénzérmék, lövedék-

kek stb.), valamint egy 15. századi gyermekcsontváz. A Holdvilág-árokban megszakításokkal ugyan, de már 80 éve (1928-tól) tartanak az ásatások. Itt előkerült néhány használati tárgy maradványa, állatcsontváz és középkori emberi csontváz, valamint számos faragott felszínű kő, vésett írásnyomok, szimbólumok és kaptárfülkék. A szentendrei Macska-lyukból egy-két szer szám maradványa és kaptárfülkék ismertek. A Széchy-barlang biogén kitöltődése napjainkban (2014-ben) is tart. Sajnos, a barlang ajtajának vasrácsát elfűrészelték, és a barlangban sok szeméttel (üvegek, műanyag palackok, textil- és papírmaradékok stb.) körülvéve hajléktalan tanya van. A Weislich-barlangot leginkább 2-3 méteres vastag faágakkal hordják meg, az Y-ágú-barlang falaira pedig napjaink jelképeit, gátfittiket festenek fel. Szemét persze a többi bivatolásra alkalmas barlangban (Domini-barlang, Karolina-odú stb.) is előfordul.

Összegzés

A 250 km²-es Visegrádi-hegység a Duna, a Dera- és a Szentléleki-patak által közrefogott táj. Alapjait triász mészkőfélék és oligocén homokkövek alkotják. Erre települtek a miocén vulkanizmus termékei, kevés andezitláva, többségében pedig andezit-agglomerátum és andezittufa. A hegység barlangjainak 95 %-a vulkáni eredetű kőzetekben található, csupán 1 homokkő- és 7 mészkőbarlang ismert a vulkáni produktumok által el nem takart esztergomi Várhegyben. Több barlangkutató csoport és számos egyéni kutató több mint száz éve gyűjti az ismereteket a hegység barlangjairól. Máig 101 természetes barlang és 7 barlangszerű mesterséges üreg vált ismertté. A barlangok többsége tömegmozgásos és aprózódásos eredetű, de van néhány szingenetikus, eróziós és oldásos barlang is. A természetes barlangok közül a leghosszabb a Dobogókő melletti 70 m hosszú Disznós-árki-barlang, a szentendrei 63 méteres Sas-kövi-barlang és az 50 m hosszú Vasas-szakadék I. sz. barlangja, valamint a szintén 50 méteres esztergomi Széchy Dénes-barlang. A barlangok többségének hossza csak 5-10 m közötti. A kitöltéseket tekintve találunk a hegységben két igen hideg levegőt árasztó barlangot. A legtöbb barlang száraz, de néhányban azért van némi állandó víz is. A szilárd kitöltődések közül legnagyobb arányban a törmelék van. Régészeti-leg nevezetes a Széchy Dénes-barlang és a pomázi Holdvilág-árokban három mesterséges üreg.

IRORALOM

- BAUER J.* (1987): Jelentés a Balassa Bálint Múzeum Barlangkutató Csoportjának 1987. évi tevékenységéről – Kézirat az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 1-2
- BÉL M.* (1792): Notitia Hungariae Novae historico-geographica (IV. köt.) Wien
- DÉNES GY.* (1991): A Pilis és a Visegrádi-hegység barlangjai – In Miczek Gy (szerk.): A Pilis és a Visegrádi-hegység – Medicina Sport, Budapest pp. 26-46
- ERDÉLYI I.* (1971): Pomáz – Holdvilág-árok – Archeológiai Értesítő '89. Budapest pp. 71-76
- ESZTERHÁS I. – GÖNCZÖL I. – SZENTI T.* (1997): A Visegrádi-hegység barlangjai II. rész – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 109-232
- ESZTERHÁS I. – SZABÓ G. – SZILVAY P. – TINN J.* (1996): Visegrádi-hegység barlangjai I. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 50-153
- ÉZSIÁS GY.* (1994): A Visegrádi-hegység barlangjai – Kézirat a Troglonauta Barlangkutató Egyesület évi jelentésében az MKBT és a BI adattárában, Budapest
- FERENCZI B.* (2005): Kiegészítés a Visegrádi-hegység barlangkataszteréhez (Hársas-zsomboly) – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 138-141
- FÖLDVÁRY M.* (1935): Felsődnántúli természeti emlékek – Erdészeti Lapok, Budapest pp. 33-34 és 102-103
- GALLUS S.* (1941): A honfoglaló magyarságnak temetkezésére is használt kultuszhelye került napvilágra a Holdvilág-árokban – Nagy Budapest (4. évf. 36. sz.), Budapest p. 3
- JUHÁSZ Á.* (1987): Évmilliók emlékei – Gondolat Kiadó, Budapest 512 p.
- KOCH A.* (1871): A Szentendre-Visegrádi és a Pilis hegység földtani leírása – Magyar. Kir. Földtani Intézet Évkönyve (I. kötet), Budapest 193 p.
- KÖVECSES-VARGA E.* (1988): Rövid összefoglaló a Széchy Dénes barlangban 1988. évben végzett munkáról – In: Jelentés a Balassa Bálint Múzeum Barlangkutató Csoportjának 1988. évi tevékenységéről – Kézirat az MKBT és a BI adattárában, Budapest (melléklet)
- MÁTÉFI L.* (1985): Hírek (az esztegomi hévizes barlangokról) – MKBT Műsorfüzet (szept-okt.), Budapest pp. 5-6.

- MOCSÁRI A.* (2012): Kolevka-hegy és Anna-völgy barlangjai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 115-122
- OZORAY GY.*(1963): A Karolina-árok üregei – Karszt és Barlang (I. füzet), Budapest pp. 17-19
- REPISZKY T. – SZÖRÉNYI L.* (2012): Legendák és valóság a Pilisben – Heti Válasz, Budapest pp. 1-450
- SASHEGYI S.* (1998): Holdvilágárok – Holtvilágárok (Csathó P. és Szörényi L. szerkesztésében) – Design & Quality, Budapest pp. 1-79
- SCHÖNVISZKY L.*(1934): A szentendrei Saskövi-barlang – Barlangvilág (IV. köt. 1. füzet), Budapest p. 14
- SCHÖNVISZKY L.* (1937): A Pilis hegység barlangjai – Turisták Lapja (49. évf. 4. sz.), Budapest pp. 148-151
- SLÍZ GY.* (2008): A Visegrádi-hegység leghosszabb barlangja – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 12-105
- SZÚCS GY.*(1913): Pilisszentkereszt és környéke – Thalia, Budapest 75 p.
- VASTAGH G. – SCHÖNVISZKY L.* (1956): Barlang-e a Saskövi barlang? – Természetjárás (II. évf. 2. sz. - febr.), Budapest pp. 6-7

FÜGGELÉK

A Visegrádi-hegység barlangjai

APPENDIX

List of the caves of the Visegrádi Mountains

Sor-szám	A barlang neve	Helye	Mérete hossz/függőleges kiterjedés
1.	Ablakos-barlang	Dömös	6,5/+0,9 m
2.	Annamajori-barlang	Szentendre	felméretlen
3.	Apátkút-völgyi-barlang	Visegrád	kb. 40/+0,5 m
4.	Átjáró-barlang	Dömös	3,1/+1,8 m
5.	Bubia-barlang	Dömös	4,8/+3,6 m
6.	Bujdosó-sziklaeresz	Pilisszentkereszt	felméretlen
7.	Ciszterna-forrásbarlang	Esztergom	Kb. 7 m
8.	Csikóvári-csőbarlang	Pomáz	2,1/+0,8 m
9.	Csódi-hegyi-barlang	Dunabogdány	4,4 x 7,9/+2 m
10.	Déli-bástya-alatti-barlang	Esztergom	felméretlen
11.	Disznófürdő-barlang	Leányfalu	4,9 x 2,3/+0,7 m
12.	Disznós-árki-barlang	Pilismarót	70/-13 m
13.	Dóbogókői-barlang	Dömös	kb. 3 m
14.	Dombos-hegyi-barlang	Visegrád	azonosítatlan
15.	Domini-barlang	Pomáz	15,9/+3,5 m
16.	Dömör-kapui-barlang	Szentendre	13/+3,8 m
17.	Egres-barlang	Pomáz	5/+4 m
18.	Fali-fülke	Dömös	3/3,2 m
19.	Fehér-szikla 1. sz. barlangja	Esztergom	6/+4 m

20.	Fehér-szikla 1. sz. ürege	Esztergom	2/+1 m
21.	Fehér-szikla 2. sz. barlangja	Esztergom	8/+3 m
22.	Fehér-szikla 2. sz. ürege	Esztergom	4/±2 m
23.	Fehér-szikla 3. sz. ürege	Esztergom	3/+1 m
24.	Fehér-szikla 4. sz. ürege	Esztergom	2/+1 m
25.	Fehér-szikla 5. sz. ürege	Esztergom	3/+1 m
26.	Fehér-szikla 6. sz. ürege	Esztergom	2/+1 m
27.	Fehér-szikla hasadéka	Esztergom	4,2/+1,2 m
28.	Fehér-szikla ürege	Esztergom	2,5/+1 m
29.	Gömbfülkés-barlang	Esztergom	felméretlen
30.	Hábodi-hegyi-barlang	Pilismarót	azonosítatlan
31.	Hársas-zsomboly	Visegrád	10,5/-7 m
32.	Hideg-lyuk	Dömös	9,4/+2,2 m
33.	Hideg-résbarlang	Pomáz	4,2/+1,2 m
34.	Kakas-hegyi-sziklaeresz	Pilisszentkereszt	2,6/+1 m
35.	Kakas-hegyi-sziklaodú	Pilisszentkereszt	felméretlen
36.	Kalicsa-álbarlang	Tahi	kb. 3 m
37.	Kamilla-barlang	Pilisszentkereszt	4/+2 m
38.	Kamilla-hegyi-sziklahasadék	Pilisszentkereszt	7/+2,5 m
39.	Kamilla-üreg	Pilisszentkereszt	3,4/+1 m
40.	Karolina-árok alsó álbarlangja	Pomáz	4,6/+4,5 m
41.	Karolina-árok felső álbarlangja	Pomáz	3,3/+3 m
42.	Karolina-odú	Pomáz	4,5 x 13/+2,2 m
43.	Kecske-lyuk	Pomáz	3,2/+3,3 m
44.	Kilátós-barlang	Dömös	4/+1 m
45.	Kis-Hideg-lyuk	Pilisszentkereszt	beomlott
46.	Kis-Kő-hegyi-kőfülke	Pomáz	felméretlen
47.	Kis-Loggia-barlang	Esztergom	2,6 x 8/+2,5 m
48.	Kolevkai-sziklaüreg	Pomáz	kb. 15 /-8 m
49.	Kőalja-barlang	Dömös	5/+1 m
50.	Kő-hegyi-átjáróbarlang	Pomáz	3,7/+2 m3
51.	Kő-hegyi-barlang	Pomáz	6/+1,5 m
52.	Kőtorny-alatti-barlang	Dömös	16/+4 m
53.	Lepence-barlang	Visegrád	kb. 4 m
54.	Liru-barlang	Dömös	felméretlen
55.	Loggia-barlang	Esztergom	6 x 13,5/+3,9 m
56.	Lukács-árki-kisüreg	Dömös	2,2/+0,5 m
57.	Lukács-árki-sziklaeresz	Dömös	2,6 /+1,3m
58.	Mária-barlang	Dömös	4,7 /+1 m
59.	Matricás-barlang	Esztergom	7,6 /+2,7 m
60.	Nagy-fal barlangja	Visegrád	3/+4 m
61.	Nagy-Hideg-lyuk	Pilisszentkereszt	beomlott
62.	Ördögmalom-barlang	Visegrád	4,5/- 2 m
63.	Órhely-barlang	Dömös	2,3/+1,8 m
64.	Órhely-üreg	Dömös	2,2/+0,4 m
65.	Ötlyukú-barlang-barlang	Dömös	18,5/+1,6 m1
66.	Őz-barlang	Pomáz	2,8/+0,4 m
67.	Pázmány u. 7. alatti barlang	Esztergom	felméretlen
68.	Pázmány u. 9. (Bég háza) alatti bg.	Esztergom	felméretlen
69.	Piros-hegyi-barlang	Dömös	azonosítatlan
70.	Rám-hegyi-barlang	Dömös	6,9/+1,7 m

71.	Rezső-kilátói-barlang	Dömös	3/+1 m
72.	Rinocérosz-barlang	Visegrád	azonosítatlan
73..	Robi-lyuk	Pomáz	2/+2 m
74.	Salabasina-barlang	Pomáz	3,3/+1 m
75.	Salabasina-üreg	Pomáz	felméretlen
76.	Sas-kői-hasadékbarlang	Szentendre	5,1/+1,3 m5
77.	Sas-kői-kisbarlang	Szentendre	2,3/±2,5 m
78.	Sas-kövi-barlang	Szentendre	63,2/-10 m
79.	Széchy Dénes-barlang	Esztergom	50/±10 m
80.	Szenteltvízmedencés-barlang	Dömös	5,2/+1 m
81.	Szent Tamás-barlang	Esztergom	kb. 10 m
82.	Szer-kői-barlang	Dömös	felméretlen
83.	Szer-kői-sziklaeresz	Dömös	2,5/+1,5 m
84.	Sziklasziget-barlang	Pomáz	5,1/+0,6 m
85.	Sziklautcai-átjáró	Dömös	4/+5 m
86.	Sziklautcai-hasadék	Dömös	3,5/+1 m
87.	Támfallal takart barlang	Esztergom	betömve
88.	Túfok-barlang	Pilisszentlélek	10/-3,7 m
89.	Uluru-barlang	Dömös	4,3/+4,3 m
90.	Vadállókői-fülke	Dömös	3,1/+3 m
91.	Vaddisznó-barlang	Visegrád	5/+0,7 m
92.	Varga-lyuk	Pilisszentkereszt	10/-10 m
93.	Vasas-szakadék I. sz. barlangja	Szentendre	50/-18,5 m
94.	Vasas-szakadék II. sz. barlangja	Szentendre	25/-12,5 m
95.	Vasas-szakadék III. sz. barlangja	Szentendre	29.1/-5,8 m
96.	Vasas-szakadék IV. sz. barlangja	Szentendre	25/-15 m
97.	Vasas-szakadék kisürege	Szentendre	3,3/+1,4 m
98.	Vízesés-alatti-sziklaeresz	Dömös	2,2/+1,8 m
99.	Vízesés-feletti-sziklaeresz	Dömös	2,8/+1,3 m
100.	Vízesési-üreg	Pomáz	3,5/+2 m
101.	Zsivány-barlang	Pilisszentkereszt	2,5/-0,3 m

A Visegrádi-hegység barlangszerű mesterséges üregei

Cave-like artificial cavities of the Visegrádi Mountains

Sor-szám	Az üreg neve	Helye	Mérete hossz/függőleges kiterjedés
102.	Béla-táró	Dömös	80,7/+1,9 m
103.	Macska-lyuk	Szentendre	7,5 x 23,5/+2,1 m
104.	Róza-táró	Dömös	337,5/+4 m
105..	Szentendrei-barlang	Szentendre	3,1 x 5,7/+7 m
106.	Vízesés-alatti-barlang	Pomáz	9.1/±2,3 m
107.	Weislich-barlang	Pomáz	43,7/±17,5 m
108.	Y-ágú-barlang	Pomáz	32,1/+2,2 m

**LÉZERSZKENNER ALKALMAZÁSA INGÓKÖVEK ÉS
GYAPJÚZSÁKOK FELMÉRÉSÉBEN A VELENCEI-HEGYSÉGBEN**

**THE ANALYSIS OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE
PAKOZD-FORT AND THE BARCAHAZI-CAVE**

TARSOLY PÉTER

Nyugat-magyarországi Egyetem, Geoinformatikai Kar, Geomatikai Intézet,
8000, Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tp@geo.info.hu

Abstract: Laser scanners are the most up to date instruments in the field of surveying. The expenditure of work is little compared with the other ground based surveying techniques, but the office work is most difficult and complex. I used this technique to determine a position and shape of woollsacks and caves in the Velence-mountain. The precision and accuracy of the measured data were sufficient, but the transformation to the Hungarian Datum and the representation of data required special solutions. My paper shows the optimal solution of the determination and representation of the characteristic points of woollsacks, and shows how to use different ground surveying techniques together.

Bevezetés

A Dunántúl középső részén, a Velencei-tó szomszédságában van Magyarország legkisebb, és egyik legidősebb középhegysége, a Velencei-hegység. Területe $\sim 40 \text{ km}^2$, Székesfehérvár Öreghegyétől egészen Pázmándig nyúlik el ÉK- DNY-i csapásirányban. Domborzat szerinti felosztásban két fő része van: a nyugat-velencei és a kelet-velencei terület (ÁDÁM 1993, HORVÁTH 2004). A nyugat-velencei terület székesfehérvári és nyugat-velencei egységekre tagolható; a kelet-velencei terület pedig a kelet-velencei egységekre és a Nadap- pázmándi hegysorra

Felépítését tekintve a székesfehérvári egység, a nyugat- és kelet velencei egység középső és déli részein meghatározóak a felső-karbon gránitváltakozatok (biotitgránit, gránitporfir, mikrogránit stb.), a metamorfizálódott gránit és kvarcit (JANTSKY 1960, ÁDÁM 1993, HORVÁTH 2004). A Nadap- pázmándi hegység kvarcitból és metamorfizálódott andezitből építkezik (JANTSKY 1960, ÁDÁM 1993, HORVÁTH 2004). Ez a legkeletibb vonulat sokkal fiatalabb, a felső-eocénben kezdődő erőteljes andezit-vulkánosság egyik első és azóta erősen lepusztult képviselője. Kiemelt jelentőségűek a még a gránitnál is idősebb devon és szilur időszaki agyagpalák, melyek csak foltokban maradtak meg a hegység északi oldalán, így Pátka közelében a Varga-hegyen és a Kőrakásnál, a Lovasberény felé néző Vaskapu-hegyen,

az Antónia-hegyet átszelő Lovasberény-Nadap közti út nyergén és a velencei Bence-hegy tetején (JANTSKY 1960).

A gránit mintegy 300 millió éve tartó lepusztulása sajátos felszíni formákat hozott létre. A változó vastagságú málladéktakaróból kisebb-nagyobb csoportokat alkotó gránithátak, kőhalmok csoportjai látszódnak ki. A kőhalmok lekerekített élekkel és formákkal rendelkeznek, gyapjúsákokat és ingóköveket alkotnak. Az egymással érintkező kötömbök között járható üregeket is lehet találni, ezeket nevezik gyapjúsákbarlangoknak (ESZTERHÁS 1994, 2006).

A kutatás célja volt, hogy technológiai oldalról megvizsgáljuk a lézerszkennelést, mint lehetőséget a gyapjúsákok és ingókövek felmérésében. A Velencei-hegység kutatásával az elmúlt mintegy 100 évben sokan foglalkoztak; a hegység geológiájának és felszínalakítási morfológiájának egyik legteljesebb összegző munkája 2004-ben jelent meg a MÁFI gondozásában (HORVÁTH *et al.*, 2004). A hegységet korábban csak klasszikus térképkészítési és fotogrammetriai módszerekkel vizsgálták (JANTSKY 1960, ÁDÁM 1993, ESZTERHÁS 1994, 2006, HORVÁTH *et al.*, 2004), a lézerszkennelés alkalmazására – akár csak a technológiai fejlődés oldaláról vizsgálva is – egészen a mai napig nem volt lehetőség. Az általunk végzett felmérésnek már az elején lehetett tudni, hogy a morfológia szempontjából a lézerszkennelés nem fog tudni új eredményeket biztosítani sem az ingókövek, sem a gyapjúsákok vonatkozásában. A felmérés pontossága, a valós világ leképezésének lehetősége (modellalkotás) egyelőre nem kielégítő ahhoz, hogy az ilyen típusú felmérési adatokkal helyettesíteni lehessen a klasszikus vázlatkészítést, fényképezést és a közvetlen terepi megfigyelést. Inkább arra voltunk kíváncsiak, hogy természetvédelmi/turisztikai/állagfelmérési dokumentációs célokból vizsgálva, egy pontfelhő, illetve az abból nyerhető megjelenítések vajon mennyivel jelentenek többet, mint az objektumot bemutató ábrák és fotók.

A munkaterület rövid bemutatása

A kiválasztott gyapjúsák-csoport (kőhalom) a Pandúr-kő (*1. kép*), amely Pákozdi településtől észak-északkelet felé található a Pogány-kőnek nevezett hegyet keletről határoló völgy felső szintjén. Azért esett a választásunk erre a formációra, mert a legtöbb Velencei-hegységről szóló kiadványban megjelenik, megközelítése pedig – tekintve a nagy súlyú mérőfelszerelést – részben autóval lehetséges.

A Pandúr-kő mintegy 35 méter hosszú és 13 méter magas, amelynek a további szinonim elnevezései a Sár-hegyi-ingókő és a Pákozdi-ingókő. A

nagyméretű kőtömbök között négy gyapjúzsákbarlang és barlangszerű objektum található: a Háromszájú-barlang, az Osztott-barlang, a Teraszos-barlang és a Zsivány-barlang. A Pandúr-kő plastikus, azaz minden részletre kiterjedő, valóságű, mégis könnyen kezelhető ábrázolása hagyományos földi felmérési eljárások közül csak a közel-fotogrammetria módszerével valósítható meg. A felmérés során azért esett a választásunk a lézerszkennelésre, mert technológiai oldalról szerettük volna megvizsgálni, hogy alkalmazása vajon mennyire jelent előnyt a kiforrott hagyományos megoldásokkal szemben, s hogy a későbbiekben az ilyen jellegű felmérések felhasználhatók-e morfológiai vizsgálatokhoz.



1. kép A Pandúr-kő (ESZTERHÁS, 2006)
Picture.1. The Pandúr-stone (ESZTERHAS, 2006)

A felmérési munka gyakorlati végrehajtása

A bonyolult természeti képződmények felmérése során az alkalmazható módszerek közül a földi lézerszkennerek alkalmazása napjainkban gyakorlatilag az egyetlen technológia, amivel pontos képet kaphatunk a földtani objektumokról. A geodéziai felmérések során ugyan a szélső pontossági követelmények is kielégíthetők, ám egy bonyolult forma felméréséhez szükséges pontmennyiség megmérése mind a terepi munkában, mint pedig a feldolgozási szakaszban jelentős időbeli többlettel jár a lézerszkenneres méréshez képest. A fotogrammetriai technológiával történő felmérés terepi szakasza a három eljárás közül a leggyorsabb ám a feldolgozás itt is több időt vesz igénybe valamint jóval bonyolultabb, mint a szkennelésnél. A nyerhető adatmennyiség a lézerszkenneléssel a legtöbb, ám ennek jelentős része fölösleges adat is lehet, ha a szkennelés megkezdése előtt nem szűkítjük le a

szkenelés tartományát a számunkra fontos területre ezzel is csökkentve a felmérés idejét. Mindemellett az is elmondható, hogy a fent röviden vázolt felmérési eljárások közül a lézerszkenelés rendelkezik a legkisebb pontossággal, ami átlagosan ± 8 mm/50 méterre tehető (TARSOLY – TÓTH 2011).

A geodéziai és lézerszkenelési munkák során a munka kivitelezése érdekében általában szükség van a meglévő alappont hálózat kiegészítésére vagy sűrítésére, ezt a folyamatot a már meglévő alappontokat felhasználva végezhetjük el. A pontokat állandósíthatjuk is, ezt akkor célszerű elvégezni, ha az adott területen a későbbiekben is fogunk méréseket végezni. Mivel a terület ahol a felmérést végeztük természetvédelmi oltalom alatt áll, csak olyan állandósítási módot választhattuk, mely a felmérést követően nem marad végleg a helyszínen; így fakaróval jelöltük a lézerszkenner-álláspontok helyét.

A terület adottságait (nagyfokú erdősültség itt-ott szabad foltokkal; nagy távolságra lévő EOVA pontok) figyelembe véve célszerűnek látszott a pontsűrítést GNSS-technológiával végrehajtani. A felméréshez szükséges alappont sűrítés során egy Topcon Hiper GNSS vevőt használtam mely GPS és GLONASSZ holdak vételére egyaránt alkalmas. Az álláspontok bemérése gyors statikus mérési módszerrel történt poláris elrendezésben. A referenciavevő adatait a GNSS-központ GNWEB szolgáltatásával generáltuk úgynevezett virtuális RINEX formájában. Ez a fiktív állomány az aktív hálózat állomásainak másodpercenként beküldött és archivált mérési adatain alapszik. A virtuális RINEX generálásához megadtuk a referenciamérés helyét (5 km sugarú körön belül a mozgó vevőhöz), a mérési intervallum kezdő- és végidőpontját, az adatrögzítési időközt (15 mp), majd a megrendelt állományt letöltöttük az Internetről. A mérés feldolgozása a Leica Geo Office feldolgozó szoftverrel történt, az így kapott ETRS89 rendszerű koordinátákat pedig az EHT² nevű szoftverrel transzformáltuk át EOVB-ba. Az ilyen módon generált szkennerek-álláspontok megbízhatósága ± 3 cm-re adódott.

A lézerszkenner-felmérés a Leica cég C10- es termékjelű lézerszkennerével és a hozzá tartozó jeltárcsákkal történt (2. kép). A műszer a korábbi generációs modellekhez képest sok újítással rendelkezik. Ezek közül is kiemelendő a belső merevlemez, a belső akkumulátor és a SmartX-mirror (tükör és kamera). Ez utóbbi segítségével a műszer a 360°-os fordulat valamint az oszcillálás (periódikusan változó rezgőmozgás) között képes váltani, aminek az irányított mérések során van jelentősége mivel ezzel is csökken a mérés ideje valamint az adatmennyiség is. A SmartX-mirror feladata továbbá a beépített fényképezőgép vezérlése is, melynek segítségével a későbbiekben valós színeket adhatunk a pontfelhőnek.

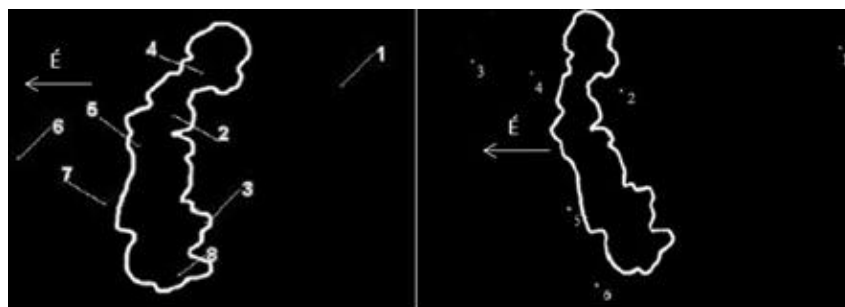


2. kép A Leica C10 lézerszkennerek az Osztott-barlang délkeleti bejáratánál (Forrás: Nagy Gábor)
 Picture.2. The Leica C10 laser scanner on the southeast entrance of the Osztott-cave (Source: Gabor Nagy)

A szkennerek 50 000 pont/másodperc sebességgel képesek mérni, a távmérés pontossága 4mm, az iránymérésé 12". A műszer által a pontokra meghatározott 3D megbízhatóság ± 6 mm. A műszer hatótávolsága 600 méter. A fényképező kamera 5 Megapixel felbontású hibrid kamerarendszer, amely a lézerjelet továbbító forgó tükör segítségével képes valós idejű videó vagy fénykép készítésére.

A szkennerekhez tartoznak kiegészítő felszereléseként jeltárcsák, továbbá egy rúd amelyre ezen tárcsák felszerelhetők. A rúd központos és függőleges elhelyezése gyorsállvány segítségével valósítható meg. A jeltárcsák olyan forgatható tartóban helyezkednek el, melyek segítségével a kellő pozícióba történő forgatást úgy lehet megoldani, hogy a tárcsák középpontja, azaz a visszaverődési pont helyzete mindig ugyanott maradjon. A jeltárcsákat az általános felmérési gyakorlatnak megfelelően szimmetrikus formára készítik, ezzel is könnyítve a feldolgozás során azok középpontjának beazonosítását.

A felmérés során ezeket a jeltárcsákat használtuk a pontfelhők összekapcsolását lehetővé tevő mérésekhez. A kapcsolópontok közül a karóval állandósításra került pontokon a készlethez tartozó rúd és a rá szerelhető jel került felállításra mivel ennek meg tudtuk határozni a pontos magasságát, ami a későbbiekben fontos volt az EOVB-ba kapcsoláshoz. A jeltárcsákat a sziklaformáción úgy helyeztük el, hogy egy álláspontból a lehető legtöbb látszódjon, és az eloszlásuk a lehető legegyszerűsebb legyen (1. ábra). A felmérést a sziklaformáció dél-nyugati részén kezdtük, a teljes ingókő csoport szkennelését összesen hat álláspontból hajtottuk végre.



1. ábra Kapcsolópontok (bal oldal) és álláspontok (jobb oldal) a Pandúr-kőnél
Fig.1. Target points (left side) and scan stations (right side) on the Pandur-stone

A látómező definiálása minden esetben manuálisan történt az aktuális limbuszállás kívánt tartomány-végpontokra leolvasott értékének feljegyzésével. A műszerben meglévő, automatikus szkennelési tartomány beállítási lehetőségek (pl., $60^\circ \times 60^\circ$, $90^\circ \times 90^\circ$, $360^\circ \times 60^\circ$ stb.) földtani célú szkenneléshez történő alkalmazása nem látszik célszerűnek, mert az egyes alakzatok egyedisége ritkán teszi lehetővé a szabályos, definiált értékek alkalmazását. A szkennelés tartományának definiálása után a Scan+Img szkennelési módot választottuk, amely a szkennelést követően fényképezést is végez ugyanabban a tartományban, ezzel téve lehetővé a feldolgozás során a valósághű felületkitöltő textúra létrehozását.

A szkennelést illetve a fényképezést követően a több álláspont összeillesztéséhez a jeltárcsákat kellett definiálni azonosító (pontszám), tárcsa típus, és jelmagasság megadásával. A jelmagasságot csak a karóval állandósított pontok esetében adtam meg, mert ezek a pontok kerültek közvetlenül átszámításra GNSS-mérés és EHT transzformációval EOVB-ba. A többi pont EOVB-ba történő elhelyezése ezen két pont alapján volt lehetséges. A kijelzőn a videokamera képét látva manuálisan végeztük el a jeltárcsa közép-pontjának megirányzását, majd a célra közelítés után a nyilak segítségével végeztük el a finom irányzást. Az irányzást követte a jeltárcsa szkennelése (csak ennek), majd ennek eredményeképpen a jeltárcsa és közepének digitális felvételen történő azonosítása. Ügyelve arra, hogy minden álláspontról minden jeltárcsát beazonosítsunk és mindig ugyanazokat az azonosítókat használjuk, biztosítani tudjuk, hogy a különböző álláspontról felvett szkennelt állományok összekapcsolhatóak legyenek (kapcsolópontok).

A mérési eredmények feldolgozása és megjelenítése

A nyers mérési eredmények feldolgozáshoz a Leica C10-es lézerszkennner-hez tartozó Cyclone program 7.3.3 verzióját használtam, a sziklacsoport

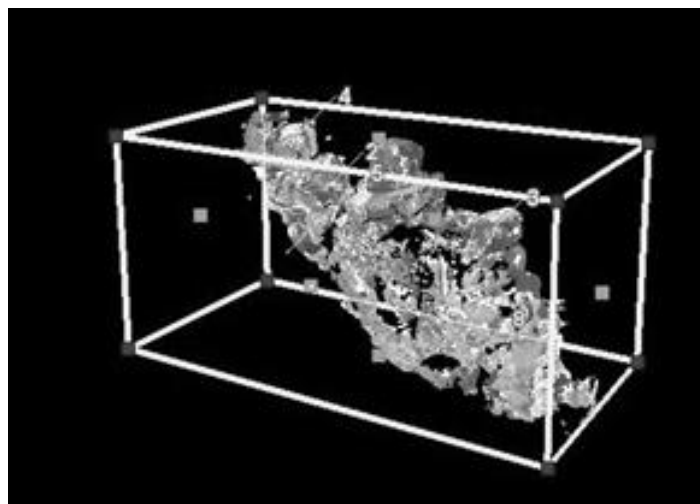
rajzi munkarészeinek kinyeréséhez pedig a PointCloud CAD 2010 szoftver 30 napos próbaverzióját (<http://www.microsurvey.com/products/pointcloud/>). A felmérés során 92 millió pont keletkezett 1840 másodperc, azaz ~ 30 perc tiszta mérési idő alatt (40 méteren 2 cm-es felbontással).

Az adatbázisba töltés után elvégeztük a pontfelhők összeillesztését valamint kiegyenlítését, azaz a több álláspontból felvett pontok legvalószínűbb térbeli helyének meghatározását a legkisebb négyzetek módszerével.

A kiegyenlítéssel egy időben elvégeztük a pontfelhő EOY-ba transzformálását is. A kiegyenlítés után a pontok térbeli lineáris eltéréseinek minimuma 1 mm-re, maximuma 33 mm-re adódott, a várható érték pedig 11 mm lett. Az EOY y tengellyel párhuzamos eltérések minimuma - 4 mm-re, maximuma 5 mm-re adódott, a várható érték pedig 0.2 mm lett. Az EOY x tengellyel párhuzamos eltérések minimuma - 11 mm-re, maximuma 13 mm-re adódott, a várható érték pedig 1 mm lett. A magasság értékek lineáris eltéréseinek minimuma - 31 mm-re, maximuma 27 mm-re adódott, a várható érték pedig 2 mm lett. Hisztogram-elemzést használva elmondhatjuk, hogy a térbeli lineáris eltérések 65% volt 10 mm vagy annál kisebb, 20 % esett 10-20 mm közé, és mindösszesen 15% esett 20-33 mm közé. Az EOY y koordináták esetében az eltérések 58 %-a -4 – 0 mm közé esett, az eltérések 42%-a pedig 0 – 5 mm közé. Az EOY x koordináták esetében az eltérések 89 %-a 0 - 13 mm közé esett, az eltérések 11 %-a pedig -11 – 0 mm közé. A magassági értékek esetében a Z eltérések 20%-a esett -31 – 0 mm közé, a 80%-a pedig 0 – 27 mm közé. A magassági eltérések nagyobb szórása és pontatlansága a GNSS-technika magasságmeghatározási pontatlanságára vezethető vissza, amely egy nagyságrenddel rosszabb, mint a síkbeli meghatározás pontossága. A kevésbé megbízható GNSS-magasságok javítása pontosabb geoidunduláció értékek (geoid-modellek) figyelembe vételével érhető el, azonban ezek alkalmazását a földtani célú lézerszkenneléstől elvárt pontossági követelmények (~30 mm) nem indokolják (TARSOLY – TÓTH 2011).

A kiegyenlített pontfelhőre a terepen készült fényképek alapján pontonként egy felületkitöltő textúrát feszítettünk rá (2. ábra). Ezt követően a Pandúr-követ körbe definiáltuk egy nézet-dobozzal, így a sziklacsoport egy leszűkített környezetében kellett csak a további feldolgozásokat elvégeznünk. A nem értékes visszaverődést jelentő pontok kijelölése és törlése térben történt, gondosan ügyelve arra, hogy ne legyenek a törlésre szánt pontok mögött további, immár értékes visszaverődést jelentő pontok. Így sem volt elkerülhető, hogy a számunkra értékes gránit-tömbökről visszaérkezett jelek egy része törlésre kerüljön a sűrű vegetáció által okozott értéktelen visszaverődések szűrése során. A szűrt pontfelhő a kezdeti 92 millió pontból 14

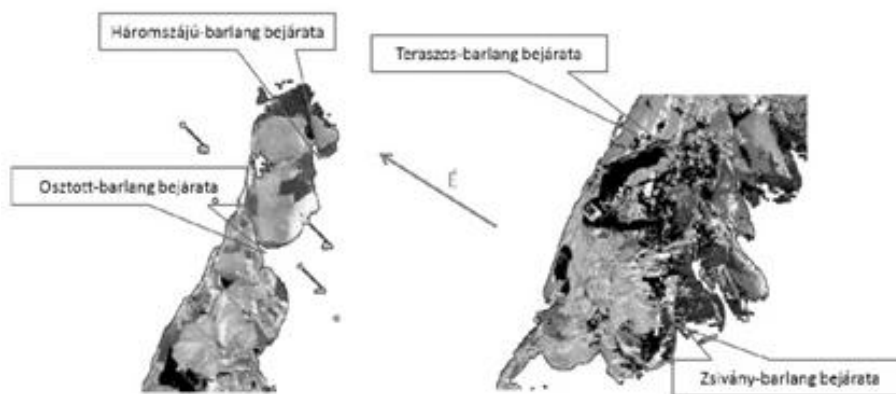
millióra csökkent, azaz a teljes pontfelhő 85%-a számunka nem értékes információt tartalmazott.



2. ábra A Pandúr-kő nézet-dobozba foglalt, fénykép alapján színezett képe észak felől szemlélve a kapcsolópontokkal (Molnár)

Fig.2. A photo-realistic sight-view from north of the Pandur-stone with targets (Molnar)

Egy lehetséges kimeneti termékként ortofotót hoztunk létre, amely felülnézetből mutatja valódi színekkel a Pandúr-követ egy olyan fénykép-felvételen, amely a teljes területén homogén méretarányval jellemezhető. A 3. ábrán a zászlózott feliratú pontok jelölik a műszerálláspontokat.

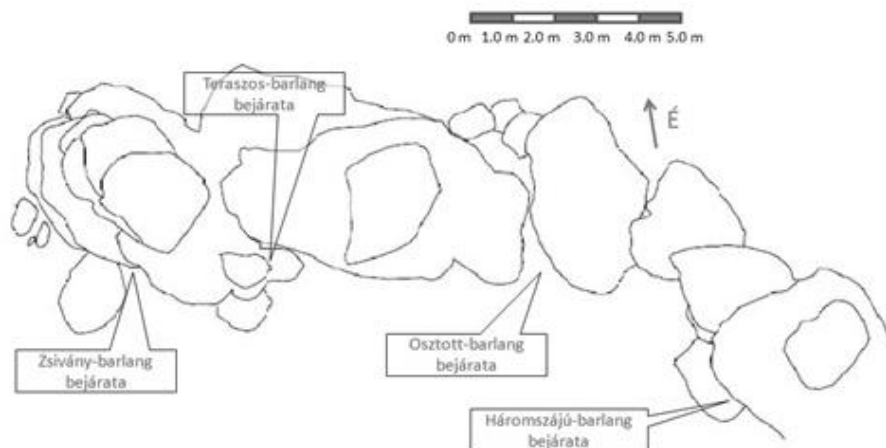


3. ábra A Pandúr-kőről készített ortofotó

Fig.3. Orthophoto made from the Pandur-stone with four caves

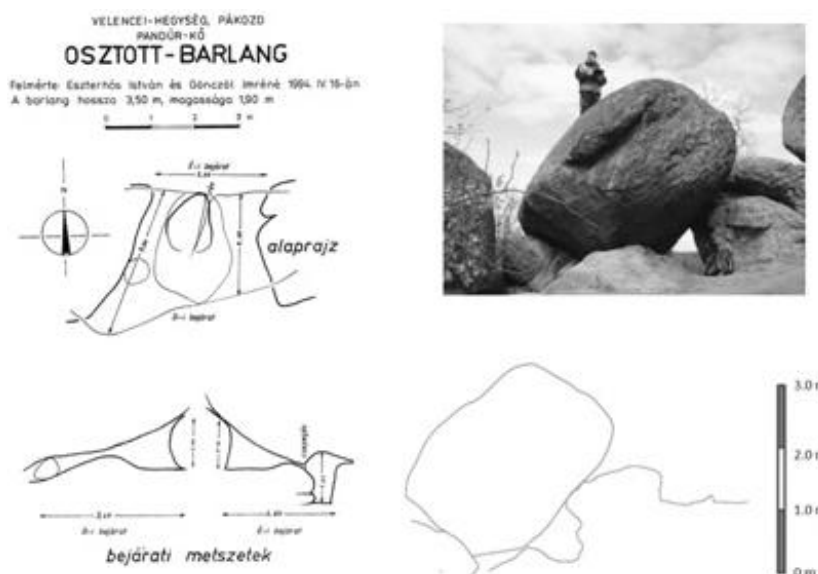
A Cyclone programból exportált pontfelhő-állományt közvetlenül képes fogadni a PointCloud nevű szoftver, amely lehetőséget nyújtott a

pontfelhő vektoros térképpé történő átalakítására, azaz az alaprajz és a metszetek elkészítésére (4. ábra).



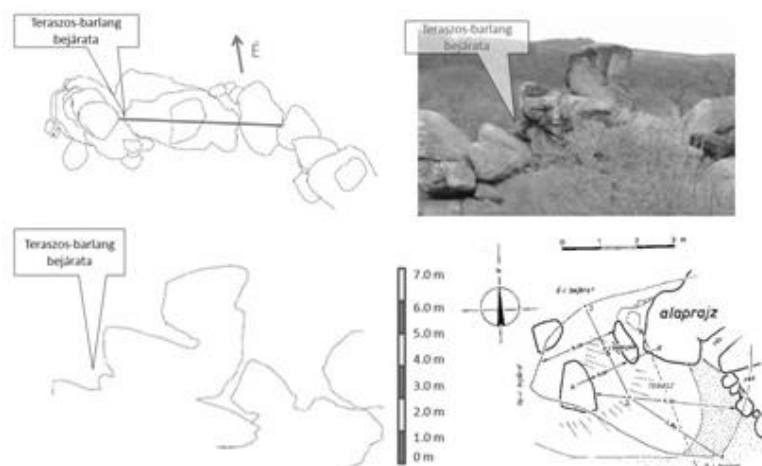
4. ábra A Pandúr-kő alaprajza a gyapjúsákbárlangok bejárataival
Fig.4. Ground plan of the Pandur-stone, showing the entrances of the four caves

A metszetek közül két mintapéldát mutatunk be. Az egyik az Osztott-barlang bejárati részét ábrázolja déli irányból szemlélve (5. ábra); a másik magában foglalja a Pandúr-kő legkiemelkedőbb részét és a Teraszos-barlang nyugati bejáratát, majd az Osztott-barlang nyugati oldalát fedő kőtömbnél végződik (6. ábra). A metszetek készítése egy lehetséges hatékony megoldás a bonyolult térbeli alakzatok – mint amilyenek a gyapjúsákok – ábrázolására, azonban készítésük sok nehézséget rejt magában. Az állásponttól jól látható részek esetében olyan pontfelhő áll rendelkezésre, amely könnyen kiértékelhető és ez által a sziklák kontúrja könnyen megrajzolható. A takarásban vagy növényzeti fedésben lévő részek azonban már sokkal nehezebben értékelhetők ki; egyrészt sok a „hamis” jelvisszaverődés, másrészt helyenként kevés az információ. Ilyenkor segítséget nyújthat az állásponttól készített fénykép, amelyet a megfelelő méretarányban a pontfelhő alá hívva lehetséges a kétes részletek tisztázása, illetve esetlegesen a pontfelhő alapján kellő alapossággal nem tisztázható részletek kiegészítő digitalizálása és formázása. Az Osztott-barlang esetében szükséges volt a fénykép alapján történő tisztázás, mert a felvételi álláspontból tisztán a pontfelhő alapján a metszet jobb felső sarka nem volt pontosan kiértékelhető.



5. ábra Az Osztott-barlang térképe (bal oldalon, Eszterhás, 1994), fényképe (jobb felül, Bekk) és lézerszkenneres pontfelhő kiértékeléséből származó bejárat metszete (jobb alul)
 Fig.5. The map of the Osztott-cave (left side, Eszterhas), a photograph (right side above, Bekk) and a cross-section of its entrance derived from the point cloud

A 6. ábrán látható metszet kiértékeléséhez csak a pontfelhőt használtam fel.



6. ábra A metszet helyzete az alaprajzon (bal felül), fényképen (jobb felül), a pontfelhőből készített metszet (bal alul) továbbá a Teraszos-barlang térképe (jobb alul, Eszterhás:1994)
 FIG.6. Location of the cross-section on the ground plan (left side above), on a photograph (right side above), on the cross-section made from the point cloud (left side below) and the map of the Teraszos-cave (right side below, Eszterhas)

A felmérés tapasztalatait összegezve, illetve a megjelenítési lehetőségeket figyelembe véve a lézerszkennelést nem érdemes alkalmazni az

ingókövek és gyapjúzsákok morfológiai kutatásánál, mert igazán használható eredményeket csak a vizuális megjelenítésben jelentenek az ilyen típusú felvételek; mindezek azonban pótolhatók vagy teljes mértékben kiválthatók fényképezéssel és vázlatkészítéssel. A készítés céljától függően részletes, a fontosabb, jellegzetes objektumokat kiemelő, illetve a kevésbé fontosakat elhagyó, generalizáló térképezés, valamint a helyszínrajzok és fotók sokkal több gyakorlati hasznót jelentenek egy felszínforma, vagy barlang morfológiai kutatásában, mint a lézerszkenneres eljárás. Használatának csak az objektumok átnézeti képének a készítésénél van előnye; ezt azonban meglehetősen sok hátránya (nem gazdaságos, nehézkes terepi használat, összetett és időigényes feldolgozás) miatt érdemes szintén más technikával kiváltani.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az elvégzett munka alapján elmondhatjuk, hogy a lézerszkenneres felmérési technológia alkalmas bonyolult földtani alakzatok, térbeli objektumok megjelenítésére, mint amilyenek a gyapjúzsákok és ingókövek. A terepi felmérés munkaigénye kevés a többi földi felmérési eljárással összehasonlítva, azonban a feldolgozás lényegesen bonyolultabb és időigényesebb. A felmérések hátrányaként kell megnevezni, hogy amennyiben a méréseket a Magyarországon használt vetületi rendszerben akarjuk ábrázolni, úgy a lézerszkennelés mellett egyéb felmérési és feldolgozási technológiákat is alkalmaznunk kell (elsődlegesen GNSS-mérések, mérőállomással és szintezőműszerrel történő vízszintes és magassági alappontsűrítések). A kapott mérési eredmények megbízhatósága a különböző felmérési technológiák összeillesztése miatt a centiméteres tartományba esik, mindez azonban kielégíti a földtani felmérések pontossági követelményeit.

A tapasztalatokat összegezve sem technikai, sem gazdasági, sem logisztikai szempontból nem ajánlható a lézerszkennelést a gyapjúzsákok és ingókövek morfológiai kutatásához; egyedül természetvédelmi/turisztikai/állagfelmérési szempontból javasolható a használata.

IRODALOM

- ÁDÁM L. (1993): A Velencei-hegység fejlődéstörténete és felszínalaklata, Földrajzi Értesítő XLII. (1-4), pp. 93-110
ESZTERHÁS I. (1994): A Velencei-hegység barlangjai, Vulkánszpeleológiai Kollektíva Kiadványa, Kapolcs p.52-54
ESZTERHÁS I. (2006): Felszíni denudációs formák és gyapjúzsákbarlangok a Velencei-hegység gránitjában, Karsztfejlődés XI., pp. 195-208

HORVÁTH I. – DARIDÁNÉ TICHY M. – DUDKO A. – GYALOG L. – ÓDÓR L., (szerk), GYALOG L. – HORVÁTH I. (2004): A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana, Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő-Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000), MÁFI, Magyarország tájegységi térképsorozata, Budapest, 316 p.
JANTSKY B. (1960): Geológuskalapáccsal az ércek nyomában, Gondolat Könyvkiadó, Budapest, p.181
TARSOLY P. – TÓTH Z. (2011): Automatizáció a terepi adatgyűjtésben, TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0027 projekt, GEODÉZIA II. jegyzettrész (www.tankonyvtar.hu), p. 19