

**EGYSZER NEKEM IS VOLT SZERENCSEM JAKUCS LÁSZLÓ  
SZERVEZTE-VEZETTE TEREPGYAKORLATON RÉSZT VENNI,  
A DINÁRI-HEGYSÉG SZLOVÉNIAI TÁJAIN**

**ON STUDY TOUR WITH LASZLO JAKUCS**

HEVESI ATTILA

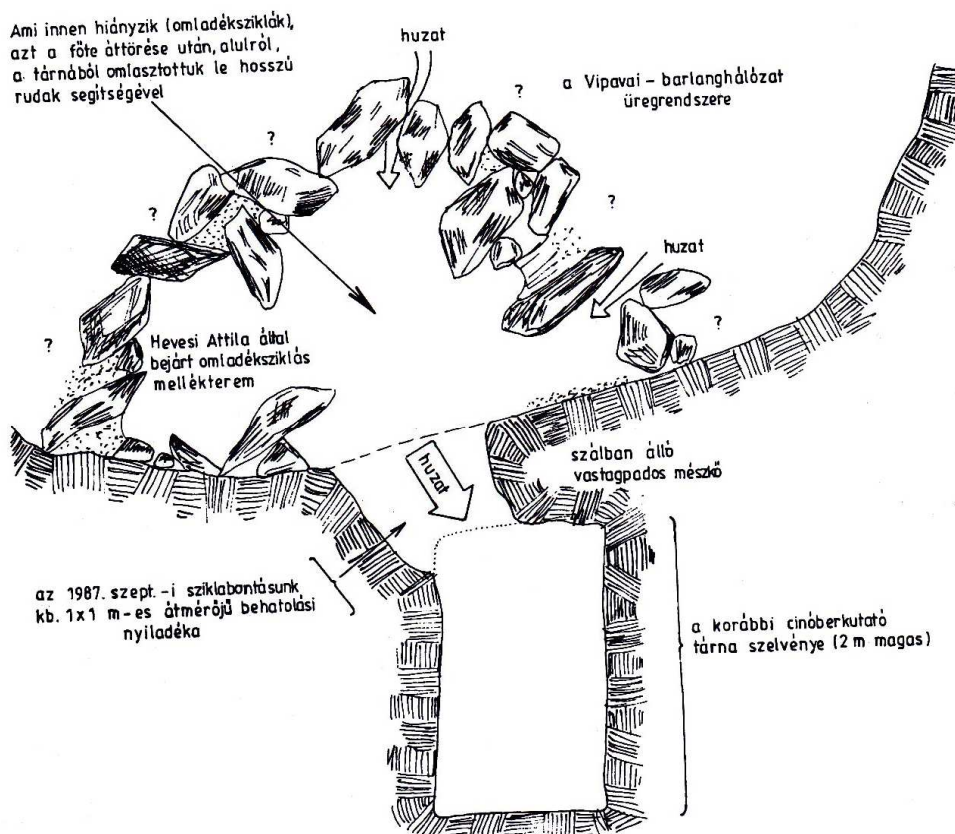
Miskolci Egyetem, 3525 Miskolc-Egyetemváros  
[ecoheves@uni-miskolc.hu](mailto:ecoheves@uni-miskolc.hu)

Testvérét, Jakucs Pált – növényföldrajz-környezettan – korábról ismertem. 1973 és 1986 között az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetének munkatársa voltam, Pali pedig már Debrecenből „külső”. Viszonylag gyakran találkoztunk az akkori Népköztársaság út (Sugár → Andrássy → Sztalin → Magyar Ifjúság → Népköztársaság → Andrássy út) 62. számú szép épületében, amely akkor a fönnemlített intézetnek adott szállást. Pali egyike volt azoknak, akik gyámolították az ifjú „kutatókat”. Tőlem is megkérdezte, milyen tárgykörből szeretnék kandidátusi értekezést írni? A Bükk hegység karsztjából. Jól meggondoltad? A karszt a testvérem területe, oda nehezen enged be bárkit. Jól meggondoltam. És beengedett. Szegedre utazva átbeszéltük készülő munkámat, bírált, vitatkoztunk is; nem bántott, segített!

Azután 1986-ban Ő volt „*A Bükk hegység fejlődéstörténete és karsztja*” c. munkám egyik bírálója (opponense). A másik sok tekintetben máig például szolgáló Tanárom, Székely András, a bizottság elnöke Jakucs Pál; védésemet jelenlétével megtisztelte Kessler Hubert is. Ez dicsekvés. De ilyenrel talán lehet...

A 100%-os védelem után Jakucs László megkérdezte, jártam-e már a szlovéniai karsztvidékeken, ahová Ő már több éve viszi szegedi hallgatóit? Sajnos nem. Akkor meghívlak a következő későnyár-őszire. (Addig a Morva-karszton, a Kárpátokon és az Erdélyi-középhegységen kívül nagy mészkőhegységben nem jártam; persze a Morva-karszt és Bihar mindenkinek kitűnő karsztiskola!) És elmentünk. Láthattam mennyire hasonlít, és mennyire különbözik a Nanos- meg a Bükk-fennsík. Milyen a Pivka-, a Barlang Előtti Vár (Predjanski Grad) és a Skociáni-barlang meg óriás szakadéktöbri, és a barlangfejlődésről szinte mindent „megtanító” Rakov Skocián. Amit csak lehetett, megmutatott, elmagyarázott mindannyiunknak. Nemcsak

karsztot. Odafele Ptuj-t (Pittau), aztan Piran-t (Piranót – ott láttam először az Adriát), kabócát; Vipavában együtt válogattunk a vörösborokban.



1. ábra. A Vipavai-barlangrendszer feltárási pontjának keresztmetszete az 1987 szeptember végén.

(Jakucs L. vázlat; jegyzetfüzetébe odairta, hogy az omladéksziklás mellékteremből Hevesi Attila nem mert tovább menni, mert félt. Igaz. De oda egyedül én másztam föl...)

„A Nanos-fennsík ÉNy-i oldalának tövében, a bővizű Vipava-források csoportban (legalább 30000 l/sec) minden bizonnyal nagy nyelőrendszerek vize lát újra napvilágot. A források fakadási helye fölött kb. 2,5-3 m-rel viszonylag tágas forrásbarlang nyílik, amelynek természetes bejárat szakaszából korábban kb. 400 m hosszú cinóberkutató vágatot hajtottak a hegy belsejébe. A táro helyét többnyire szűk, alig vagy egyáltalán nem járható karsztfolyosó „jelezhetette előre”; a természetes bejárat után kb. 250 m-rel tágas, 8-10 m széles és magas, ugyancsak természetes barlangtermet kerestez. A vágat végződésébe ugyancsak jelentékeny karsztrepedé-



sek torkollanak, amelyeken a fennsík karsztvízszintjének földuzzadásakor jelentős mennyiségű víz ömlik be, s homokkal vastagon feltölti a vágat leg-hátsó, 30-50 m hosszú szakaszát, majd nagyobb, a táró feneké által elmet-szett repedéseken át alsóbb járatokban tűnik el. A vágat vége előtt 6-7 m-rel mélyített oldalfülke főtéje közelében dr. Jakucs László 1958-ban vízmosta, igen huzatos repedés nyílására lett figyelmes. A léghuzat, a vágat végső szakaszának vízjárásra valló homokföltöltése és a Nanos-fennsík víznyelői-nek, karsztforrásainak ismerete alapján már akkor nagy barlangrendszer létezését valószínűsítette.

1987 szeptemberében csoportunk megkísérelt bejutni a dr. Jakucs László által ideiglenesen Nagyhal-barlangnak nevezett karsztrendszerbe. A huzatos nyílás bontásával, majd omlasztásával kb. 3 m<sup>3</sup> sziklatörmelékkel sikerült kitermelnünk, a helyén keletkezett üreget (*I. ábra*) azonban, a fe-jünk fölött, minden oldalról csak egymásra torlódott, legfeljebb agyagos, kavicsos törmelékkel lazán összecementált sziklatömbök vették körül, min-den pillanatban leszakadással fenyegetve, ahol az omlás vagy a pergés ru-dakkal alulról történt bontás megszűnte után sem mindig maradt abba, illet-ve „magától” újra megindult.

Mivel a bontást csak alulról fölfelé, állandó omlásveszélyben folytat-hattuk volna – bár a léghuzatot változatlan erősséggel éreztük – a barlang elhagyására „kényszerültünk.” (Karszt és Barlang 1987 I-II. 40.o.)

Azoknak a napoknak estjein tűz, vacsora meg bor mellett mindig be-szélgettünk. Egyetemi tanár, tudományos munkatárs, hallgató, leendő hall-gató. Ott és akkor ismertem meg feleségét, Marika „nénit”, Bárány Icát – a Babát – két, majd Miskolcon leendő tanítványomat – későbbi barátomat – Kovács Attilát meg Zámbori Zoltánt, s ott lett barátom Fábián Tamás... És néhány év alatt Laci Atyai Barátom lett, akivel sokat értekeztünk – néha vitatkozva – a mészkőhegységek sajátos formakincsének kialakulásáról. És nemcsak a karsztról. Társaságról, tisztességről, emberségről. Így lettem ki-csit, mint már vén diák, én is – bár kései – tanítványa.

**A VÍZVÉDELEM ÉRDEKÉBEN VÉGZETT BARLANG ÉS TÖBÖRVIZSGÁLATOK EREDMÉNYEINEK BEINTEGRÁLÁSA A BÜKKI KARSZTVÍZ ÉSZLELŐ RENDSZER (BKÉR) VIZSGÁLATI RENDSZERÉBE**

**INTEGRATING THE TEST RESULTS OF CAVE AND DOLINA STUDIES CARRIED OUT FOR WATER PROTECTION INTO THE TESTING SYSTEM OF BÜKKI KARST WATER DETECTION SYSTEM (BKÉR)**

HERNÁDI BÉLA - BALLA BÉLA - CZESZNAK LÁSZLÓ - HORÁNYI-NÉ CSISZÁR GABRIELLA - SÚRÚ PÉTER - TÓTH KATALIN

Miskolci Egyetem hernadib@t-online.hu, belarnd@gmail.com, czeszna@freemail.hu, horanyine@miviz.hu, surupeter84@gmail.com, katalin.toth@mert.hu

*Abstract: We present a geographic information system in this article. System which includes on the hydrogeological profile of Miskolc Waterworks (MIVÍZ) surveyed caves, recruitments, and been operating for 20 years BKÉR elements. A geographic information system for locating points are assigned to files and graphics processing were installed. The article explains that the combined use of the two data sets of the same GIS system provides new opportunities to study the flow of water entering the karst. Knowledge of these relationships crucial importance, and further research is absolutely necessary karst flood control and water conservation.*

## **1. Bevezetés**

1998-ban Répáshuta alatt egy víznyelőt hűtőszekrénynek néztek. Rapsicok (orvvadászok), műanyag zsákokban több 10 kg vadhúst rejtettek el és felejtettek ott.

Mivel a barlang a Miskolci Vízművek foglalt karsztforrásainak (továbbiakban MIVIZ) és a Kács-Sályi védőidom határán található ezért felmerült a kérdés; a többi barlangban, víznyelőben, töbrben hol és milyen tényleges és potenciális szennyezés fordul még elő?

A kérdés megválaszolására 1998-ban a Karsztvízgazda Bt. irányításával, a MIVIZ támogatásával, a MIVIZ védőidomán megindult a barlangok, majd később a töbrök szennyezés szempontú felmérése.

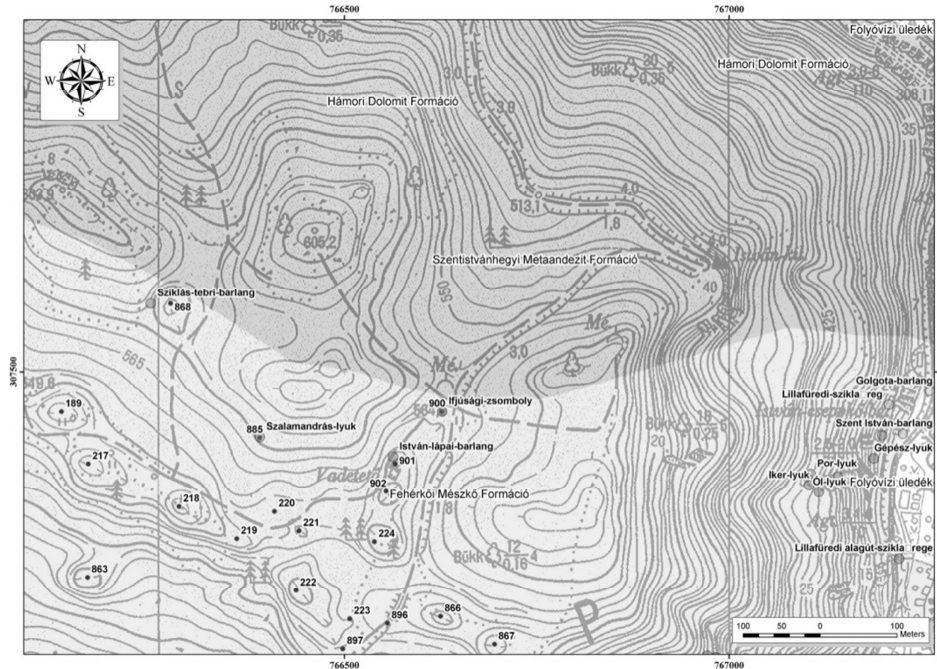
A nagymennyiségű adat feldolgozására 2008-ban térinformatikai adatbázist kezdünk építeni, mely csakhamar a felmérés irányításában és az eredmények tematikus térképen történő ábrázolásában is egyre nagyobb sze-

repet kapott. A felmérési eredményeinkhez adatbázisokat kapcsolunk, így 2011-től napjainkig:

- Lehatároltuk a vízgyűjtőket és a területükre eső nagyobb potenciális szennyező forrásonként kiválasztottuk a vizsgálatainkhoz legalkalmasabb vízmintavételi helyeket.
- Vízgyűjtőnként meghatároztuk a barlangokkal feltárt erózióbázis feletti karsztosodott zóna vastagságokat, melyek az Nv-17-es (Nagyvisnyó-17) figyelőkútnál (ld. BKÉR tagja) végzett leürülés vizsgálathoz szolgáltatottak hasznos információt.
- Felépítettük a Bükk Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) elemeivel kibővített adatbázist, melynek segítségével foglalkozunk a karsztárvides előrejelzés lehetőségével is.

## 2. A felmérés irányítása

A víznyelő, töbrök és barlangi felméréseknél a MÁFI (LESS 2002) és a FÖMI (FÖMI, 1983) alaptérképeinek segítségével az értelmezési tartomány kijelölésre került, ezen belül a töbrök és a víznyelők nagy része meghatározható volt, melyeket a térképen számokkal azonosítottunk.

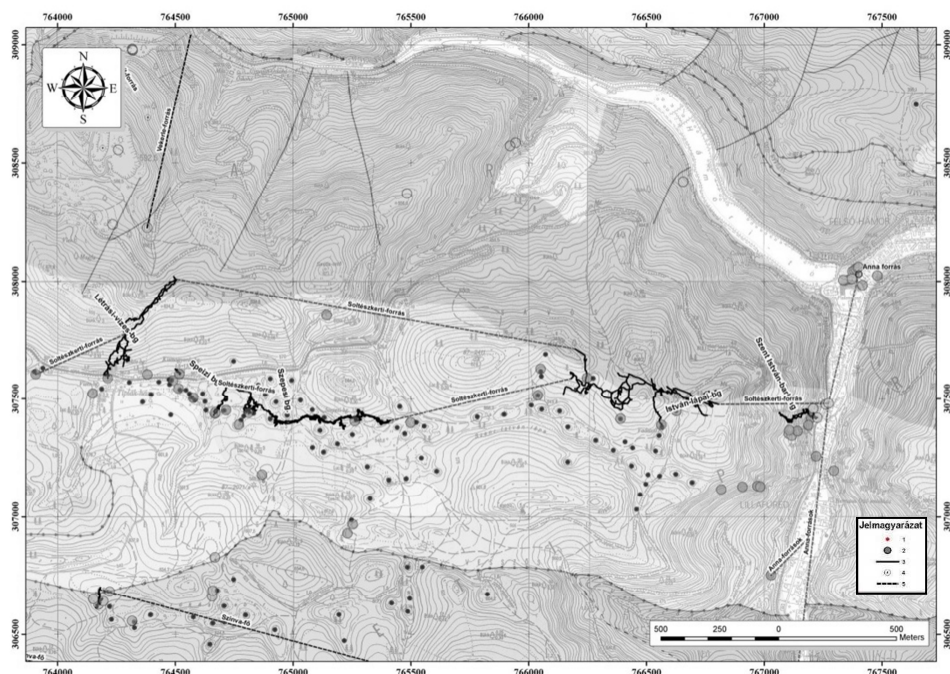


I. ábra Barlangok és töbrök térképe MÁFI-s, FÖMI-s alaptérképen  
 Figure 1. Caves and sinkholes map shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI

Terepen a felmérést az azonosítókat tartalmazó, részben kitöltött adatfelvivő űrlapokkal végeztük. A helyszíni bejárásakor talált további töbrök is azonosítót kaptak és felmérésre kerültek. Az adatok Exceles adatbázisban rögzítésre kerültek, melyből a Word körlevél funkciót felhasználva a felmérési űrlapok letisztázva megjeleníthetők.

A barlangok időszakos felmérésekor átvettük és a térképen feltüntettük a barlangkataszter adatbázisát (KVV, 2008). Ezen adatbázisból egy az előző állapotot tartalmazó, kitöltött űrlapon már csak a változásokat kellett feltüntetni (1. ábra).

### 3. Az adatbázis kiegészítése



2. ábra: A Soltész-forráshoz tartozó barlangrendszer, barlang bejáratok, víznyelők, víznyomjelzési eredmények,

MÁFI-s földtani és  $M=1:10\,000$ -es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Lénárt–Hernádi 2011)

Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbör; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 víznyomjelzés helye; 5 víznyomjelzési eredmény

Figure 2. Cave system, cave entrances, sinkholes and water trace results belonging to the Soltész spring, shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI,  $M=1:10\,000$  (Lénárt–Hernádi 2011)

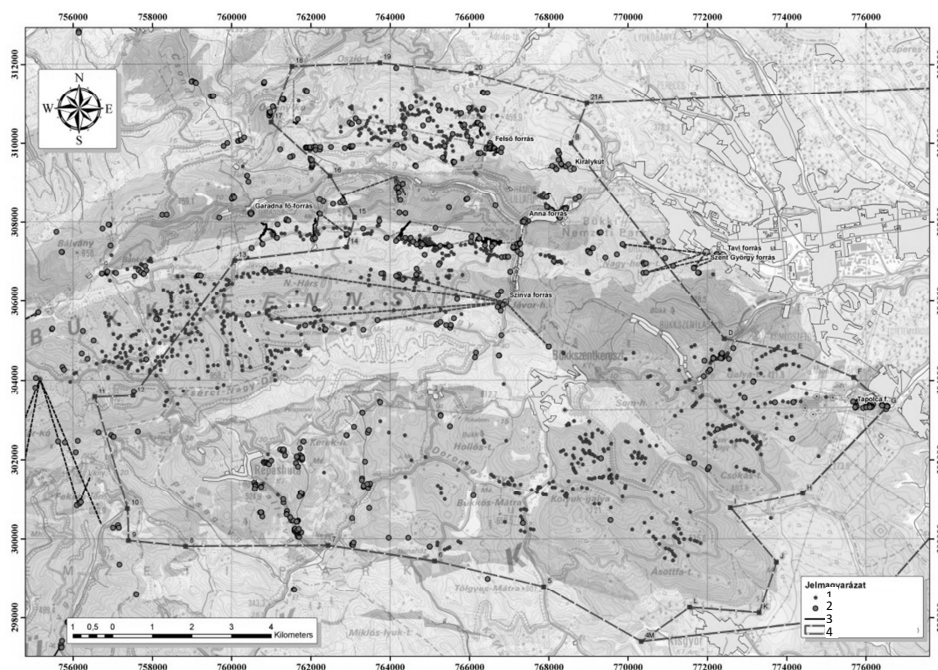
Legend: 1 sinkhole, recruitment; 2 cave entrances; 3 cave layout; 4 water tracer at; 5 water trace results belonging

A kitöltött, kiegészített űrlapok adatait adatbázisban rögzítettük és azt kiegészítettük még:

- forráskataszteri adatokkal (VITUKI, 2002),
- a barlangbejáratokhoz hozzákapcsoltuk egy pontos illesztéssel a különböző felmérő csoportok közölt munkáiból a raszteres barlangtérképet (KVVM, 2012),
- az illesztett raszteres barlang térképet letisztáztuk, vektorizáltuk.

A vektoros barlangi alaprajzi térképek, víznyelők, töbrök egy egybe-függő barlangrendszeret sejtetnek a jól karsztosodó Fehérkői Mészke Formációban. A víznyomjelzési adatokkal (SÁSDI 2000) kiegészített adatbázis pedig barlangrendszereket igazolt a MIVIZ védőidomán (2. ábra).

#### 4. Tematikus térképek készítése



3. ábra A MIVIZ védőidomán barlangok, töbrök („víznyelők”), víznyomjelzési eredmények MÁFI-s földtani és M=1:100 000-es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Lénárt—Hernádi 2011).

Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbör; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 MIVIZ védőidoma  
 Figure 3. The delineated on the MIVIZ protected zone; caves, sinkholes (dolinas) and water trace results, shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI, M=1:10 000 (Lénárt, —Hernádi 2011.)  
 Legend: 1 sinkhole, recruitment; 2 cave entrances; 3 cave layout; 4 the MIVIZ protected zone

Az előzőekben ismertetett térinformatikai adatbázisra építve lehatároltuk a



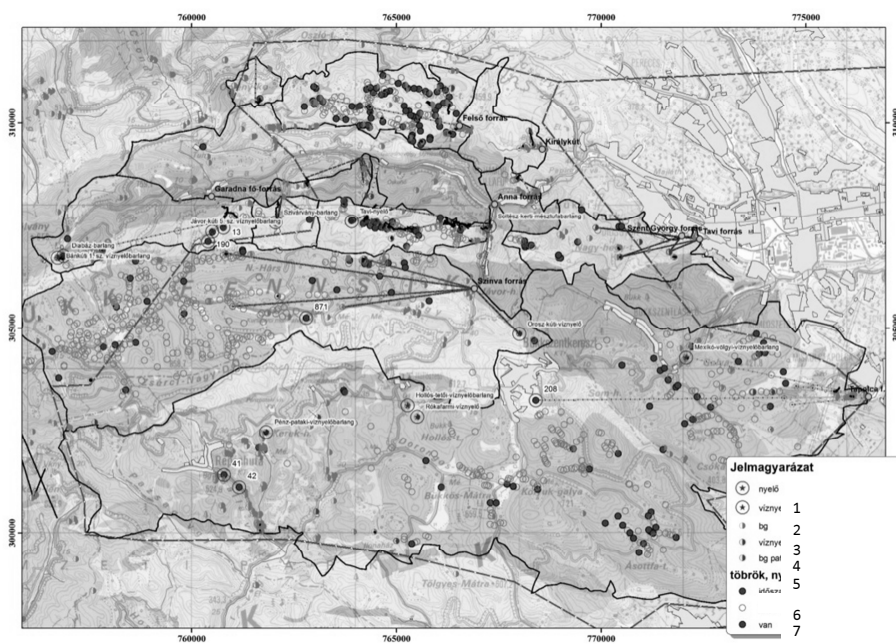


- 2006-2011 közt 1 138 db víznyelő, töbör (pont jel).
- Nagyobb barlangok alaprajza (folytonos vonal jel).
- Több mint száz víznyomjelzési vizsgálat (szaggatott egyenes vonal jel, LÉNÁRT 2011).

Az így megszerkesztett térképen (4. ábra) jól látható a 14 db forráshoz tartozó vízgyűjtőterület:

- Tapolca- és a Szinva-forrás pontosított vízgyűjtő területe,
- valamint, az új lehatárolású vízgyűjtők, melyek a következők: Garadna-forrás vízgyűjtője, Anna mésztufa I.-forrás vízgyűjtője, Hámori-tó, Anna dolomit II. III. és egyéb források vízgyűjtője, Sebes- Vízi- forrás vízgyűjtője, Soltész kerti-forrás vízgyűjtője.
- és a kisebb forrásokhoz tartozó vízgyűjtők, mint a Margit-forrás, Vekerle-forrás, Puszkaporos-forrás, Harica- forrás, Felső forrás, Király-kút forrás, Diósgyőri forrás.

#### 4.2. Vízgyűjtőnkénti potenciális szennyező források alatti mintavételi helyek meghatározása



5. ábra Jelentősebb potenciális szennyező forrás alatti mintavételi helyek  
 Jelmagyarázat: 1 kiválasztott víznyelő töbör; 2 kiválasztott barlang; 3 barlang; 4 víznyelőbarlang; 5 barlang patakos ággal; 6 időszakosan nyelő töbör; 7 töbör; 8 állandóan nyelő töbör  
 Figure 5. Monitoring points under significant potential source of pollution.  
 Legend: 1. selected sinkhole; 2. selected cave; 3. cave; 4. sinkhole cave; 5. cave with stream branch; 6. periodically drain sinkhole; 7. sinkhole; 8. constantly drain sinkhole

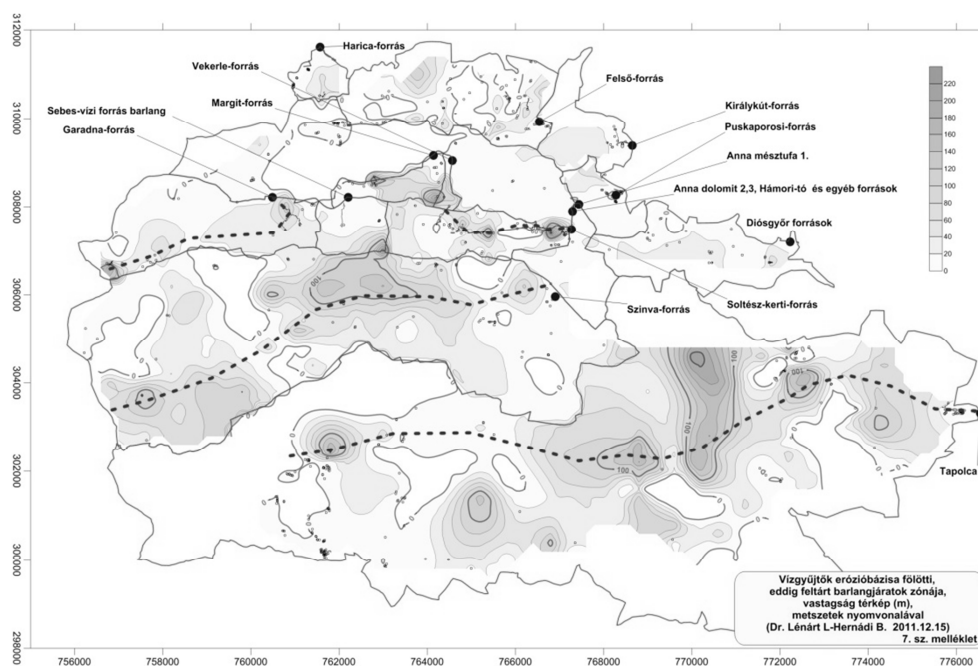
Vízgyűjtőnként a jelentősebb potenciális szennyező források alatti mintavételi helyek meghatározásához leválogattuk (5. ábra) az alábbiakat:

- a töbör kataszterből az állandó és időszakos víznyelőket (ld. a térképen körökkel jelölten);
- a barlangkataszterből a víznyelőket és az aktív patakossággal bírókat (ld. a térképen félkörökkel jelöltük).

A potenciálisan szóba jöhető szennyező források alatt lévők ezek közül kerültek kiválasztásra. A térképen jelöltem továbbá a kiválasztott víznyelőket (ld. Jelmagyarázat 1), a barlangokat (ld. Jelmagyarázat 2). A kiválasztott barlangok azonosítása névvel, a víznyelőké pedig számmal történt.

A leválogatás alapján Tapolca, Szinva, Garadna, Soltészkeri, Sebes-Vizi vízgyűjtőkhöz kötötten 11 db mintavételi helyen (nyelő, barlang) végeztünk iszapminta vételt, melynek a vizsgálata jelenleg is folyik.

#### 4.3. Vízgyűjtők erózióbázisa felett feltárt barlangjáratok zónájának meghatározása



6. ábra A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt barlangjáratok zónája [m], a metszetek nyomvonalával (Lénárt, Hernádi 2011)

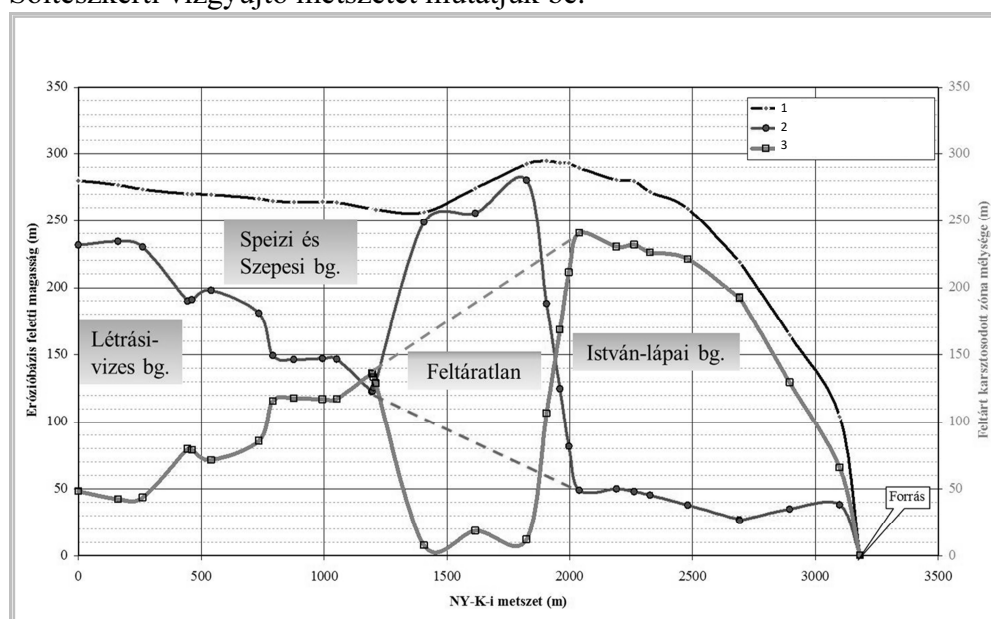
Figure 6. Zone of explored cave passages [m] above the erosion base of the catchment areas, with the traces of the section (Lénárt, Hernádi 2011)

A vízgyűjtők lehatárolásával vizsgáltuk az egyes erózióbázisok fölött az eddig feltárt barlangi járatok zónáját. Ehhez az erózióbázis felett:

- a barlangbejáratok, töbrök, víznyelők szintadataiból egyszerűsített felszíni,
- a barlangi végpontok és patakos ágak szintadataiból pedig mélységi térképet szerkesztettünk.

Az így kapott különbségtérkép a barlangokkal eddig feltárt karsztosodott zóna vastagságát mutatja (6. ábra).

A vertikális karsztosodás metszetek mentén is bemutatható (ld. 6. ábrán szaggatott görbe vonal jelöli a metszeteket). Ezek közül a 7. ábrán a Soltészkeri vízgyűjtő metszetét mutatjuk be.

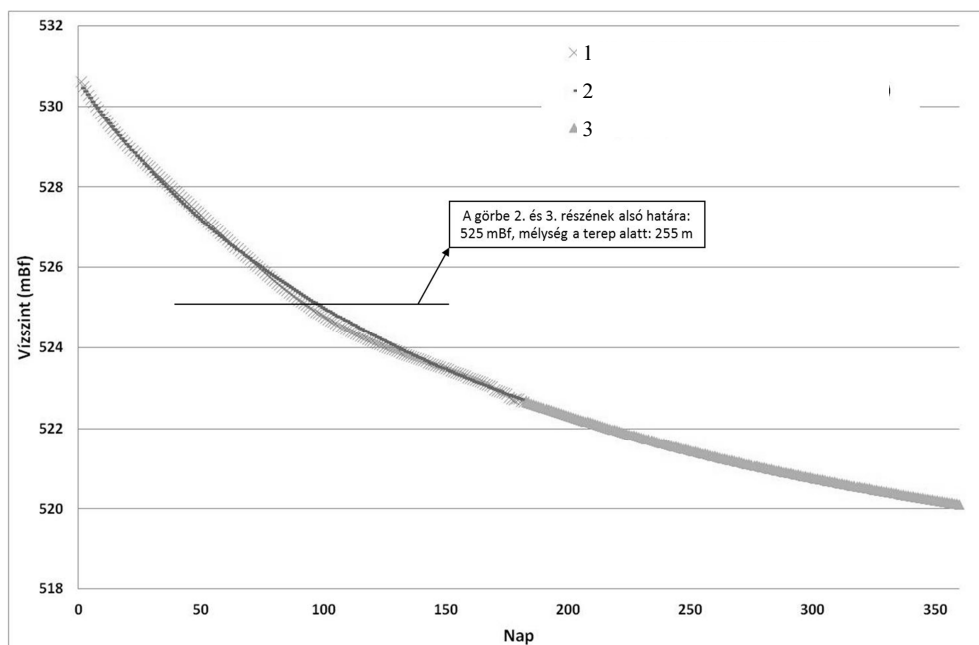


7. ábra: A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt karsztosodott zóna [m], a Soltész-forrás rész-vízgyűjtőjéhez tartozó metszet (Lénárt, Hernádi 2011). Jelmagyarázat: 1 barlangbejáratok, víznyelők (töbrök) szintadatai; 2 barlangjáratok, barlangi végpontok szintadatai; 3 eddig feltárt barlangjáratok zónája

Figure 7. Karsted zone [m] above the erosion base of the catchment areas, section belonging to the partial catchment area of the Soltész spring (Lénárt, Hernádi 2011). Legend: 1 cave entrances, sinkhole, recruitment levels data; 2 flights cave, cave level data endpoints levels data; 3 zone has been explored underground caverns

A Soltész-kerti forráshoz tartozó barlangrendszer a Bükk-hegység legjobban feltárt rendszere. Az ábrán jól látható, hogy a vizsgált Ny-K-i irányú 3,3 km hosszú metszet mentén a karsztosodott zóna vastagsága fokozatosan nő, és a Fennsík peremén, az István-lápai barlangnál eléri a 240 m-t. Vizsgálataink alapján a többi vízgyűjtőnél sem haladja meg a 300 m-t. Ez a nagyobb hézagterfoggal bíró tér a szárazabb periódusokban szinte teljesen leürül és az alatta lévő kisebb hézagternyezőjű részben a karsztvízszint csökkenés időben lelassul. A következő ábrán (a BKÉR részeként) az NV-17-es

figyelőkút 20 éves adatsorából (ezen belül a hosszabb száraz periódusokból szerkesztett leürülési görbe 2. 3. szakasza (SZEGEDINÉ DARABOS-LÉNÁRT 2013) jól szemlélteti az előbb leírtakat (8. ábra).



8. ábra Az NV-17-es figyelőkút szárazidőszaki leürülési görbéjének 2. és 3. szakasza (készítette: Lénárt -Szegediné Darabos 2013.) Jelmagyarázat: 1 mért pontokból előállított jelleggörbe; 2 saját képlet alapján számított jelleggörbe; 3 extrapoláció

Figure 8. The 2. and 3. phase curve of running dry of NV-17 monitoring well (Lénárt – Szegediné Darabos 2013.) Legend: 1. characteristic curve generated from measured points; 2. calculated based on own characteristic curve formula; 3. extrapolation

#### 4.4. A Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) kialakulása és elemeinek bemutatása

1992-ben a Miskolci Egyetem keretein belül kialakított (és a „bükki víztermelők” által anyagilag támogatott) automata vízszint (helyenként hőmérséklet és vezetőképesség) monitoring rendszer alapját a Böcker Tivadar által 1983-ban tervezett és kivitelezett kutak jelentették.

Az évek során összesen több, mint 80 helyen – termelő kutakban, megfigyelő kutakban, barlangokban és forrásokban – zömében 15-60 perces,- gyakoriságú mérések zajlottak, ill. zajlanak ma is, melyekből mintegy 16.000.000 adat keletkezett.



A teljes észlelő rendszer közel száz objektumából (víznyelő, barlang, forrás, figyelő és termelő kutak) beérkező információkat rendszerünkbe integráltuk és a hatékonyabb felhasználás érdekében a papír alapú korlátokat feloldó ArcReader ingyenes térképnézegető programmal tettük használhatóbbá a nagyközönség számára is.

A BKÉR objektumokhoz kapcsolt Word.doc állományok a következőket tartalmazzák:

- állapotrögzítő fotók;
- műszaki adatok;
- egyes barlangok alaprajzi térképei,
- műszaki tervek,
- 2008-as, 2009-es, 2010-es és 2011-es, ill. az 1992-2011 közötti Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) mérési adataiból készített grafikonok.

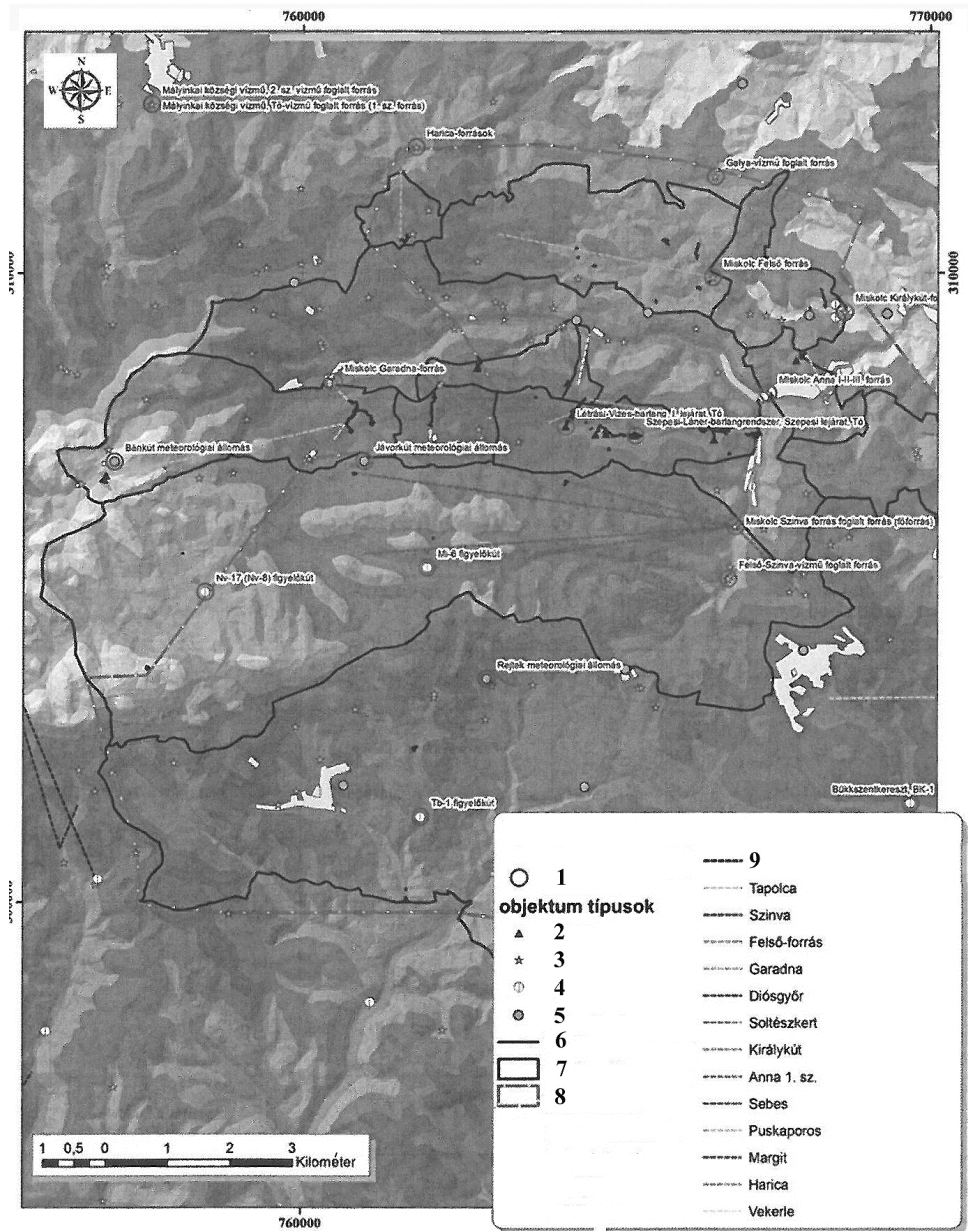
#### *4.5. Karsztárvíz előrejelzés lehetőségének vizsgálata*

Miskolc Város karsztárvíz védelmi előrejelzését az árvízvédekezés szempontjából meghatározzák a Garadna és a Szinva völgy és a hozzá tartozó Garadna és Szinva források vízgyűjtői (9. ábra).

Az említett vízgyűjtőkön a BKÉR objektumait, és ezen belül a 2012-ben vizsgáltakat bekarikáztuk (ld. jelmagyarázat 1). Ezekre az adatokra építve javasolható egy több szintű előrejelzési rendszer kiépítése, melynek alapja egy központi gépre beérkező online adatfolyam, melyből. Ezzel az alábbiak adhatók meg:

- A karsztra hullott és beszivárgó csapadékmennyiség karsztvízszint növelő hatása a figyelő kutakban és a barlangok patakos főágában.
- A Szinva és Garadna forrásokban megjelenő víz hozama.
- A Garadna és a Szinva völgyében a már meglévő, kialakított mérőszelvényekben, részben a forrásokból származó, részben a felszíni vízgyűjtőkről lefolyó vízszint és hozam.

A rendszer felállítását követően a mérési adatsorokból a mércekapcsolatok meghatározhatók és ezzel az egyes szelvényekben a várható árvízi szint előre jelezhető



9. ábra BKÉR karszthidrogeológiai mérési objektumok Szinva, Garadna források vízgyűjtőin. Jelmagyarázat: 1. kiválasztott objektumok; 2. barlang; 3. forrás; 4. figyelőkút; 5. meteorológiai állomás; 6. barlangi alaprajz; 7. vízgyűjtő; 8. védőidom; 9. víznyomjelzés

Figure 9. BKÉR karst hydrogeology measuring objects Szinva, Garadna sources basins. Legend: 1. selected objects; 2. cave; 3. source; 4. monitoring well; 5. meteorological station; 6. cave floor plan; 7. protective blocks; 9. water tracer

## 5. Összefoglalás

A kialakított térinformatikai rendszerbe nemcsak a MIVÍZ védőidomán a felmért barlangok és töbrök kerültek integrálásra, hanem a már 20 éve működő Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) elemei és az észlelési pontokhoz rendelt adatállományok, ill. azok grafikus feldolgozásai is. Bemutattuk, hogy a két adatállomány azonos térinformatikai rendszerben történő együttes használata újabb lehetőségeket nyújt a karsztba bekerülő vizek áramlási rendszereinek vizsgálatára, mely összefüggések ismerete karsztár-vízvédelmi és vízbázisvédelmi szempontból meghatározó fontosságú és további kutatásuk feltétlenül indokolt.

**Köszönetnyilvánítás:** A tanulmány, a Miskolci Egyetemen működő Fenn tartható 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 valósult meg.

## IRODALOM

- BÖCKER, T. - VECSENYÉS, GY.* (1983): Miskolc város vízellátására foglalt karsztforrások védőidomának víz- és környezetvédelmi atlasza - Hungalu Budapest.
- FÖMI* (1983): EOV (Egységes Országos Vetület) térképek M= 1:10 000, M=100 000 méretarányban, Budapest.
- LESS Gy.* (szerk.) (2002): A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000, MÁFI, Budapest.
- LÉNÁRT L.* (2011): A miskolctapolcai vízműforrások védőidomán található barlangok és víznyelők szennyezettségi állapotának ellenőrzése (10), - Karsztvízgazda Bt., Kézirat, Miskolc.
- KVVM Barlangtani és Földtani Osztály* (2008): Barlangkataszter, Budapest. <http://www.termeszetvedelem.hu/>
- KVVM* (2012): A jelentősebb barlangok alaprajzi térképei, a különböző felmérő csoportok munkáiból, Budapest., <http://www.termeszetvedelem.hu/>
- SÁSDI L.* (2000): A bükki víznyomjelzések és eredményeik. - Térképi mellékletek, Budapest.
- SZEGEDINÉ DARABOS ENIKŐ – LÉNÁRT LÁSZLÓ* (2013): Karsztvízszint előrejelzés a Bükk hegységben, Kézirat, Miskolc

*VITUKI* (2002) Vízföldtani információs Rendszer (VIFIR) - Felszín alatti vízminőségi adatbázis forráskataszteri része, Budapest.

**MONITORING VIZSGÁLATOK A PÁL-VÖLGYI-  
BARLANGRENDSZERBEN**

**LONG-TERM MONITORING IN THE PÁLVÖLGY CAVE**

BORBÁS EDIT<sup>1</sup>, FEHÉR KATALIN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

<sup>2</sup>ELTE TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

1112 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c [borbas\\_edit@hotmail.com](mailto:borbas_edit@hotmail.com);

*Abstract: We have been investigating the infiltrated water of Pálvölgy Cave for several years. Water samples have been collected to analyze the chemical composition of drip-waters and to obtain information about the human impact on the waters. 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, and meteorological parameters outside the cave were also collected simultaneously. Our major goal was to determine the time series of pollution. Due to snow melting the infiltration and the electrical conductivity values increased at this point. This was a short, intensive period and after it the dilution was a longer process. The results of the chemical examination of drip-water indicate the permanent anthropogenic effects on the water at this sampling point.*

## 1. Bevezetés

A budai barlangokban (1. ábra) hosszú ideje zajlanak vízkémiai mérések. Egymást követően, vagy párhuzamosan több kutatócsoport is foglalkozott illetve foglalkozik a csepegő vizek vizsgálatával (SÁRVÁRY et al. 1992, FEHÉR 1995, TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, MARI-FEHÉR 1999, MAUCHA 2001, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2007, FEHÉR K. 2009, KISS K. 2012).

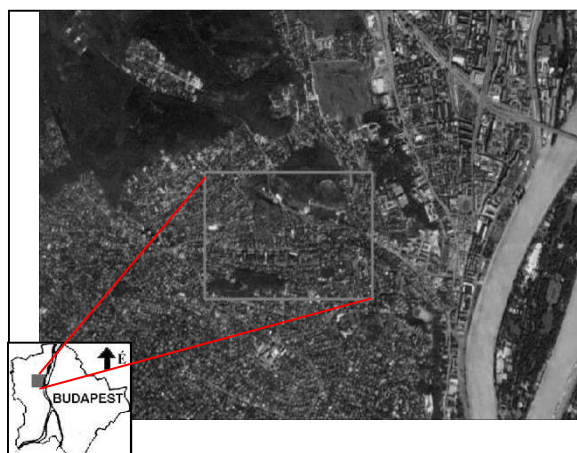
A Pál-völgyi-barlangrendszer, a Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlang csepegő vizeinek vizsgálati eredményei korábbi konferenciákon bemutatásra kerültek (FEHÉR et al. 2009, KISS 2009, VIRÁG et al. 2009, FEHÉR 2011). Az idézett munkák kimerítően tárgyalják a vizsgált terület (2. ábra) földtani és felszínalaktani viszonyait, ezért ezek ismertetésétől itt eltekintünk. Tanulmányunkban nem az éppen aktuális helyzetképet ismertetjük, hanem 2011 augusztusa és 2013 márciusa között rögzített folyamatos mérési adatsor felhasználásával módszertani oldalról közelítjük meg a barlangi csepegő vizek kérdéskörét.

Időszakos mérésekkel és vízkémiai vizsgálatokkal a barlang különböző pontjain megjelenő csepegővíz összetételét és a pontok közötti szennyeződésbeli különbségeket megbízhatóan ki lehet mutatni. Ahhoz azonban,



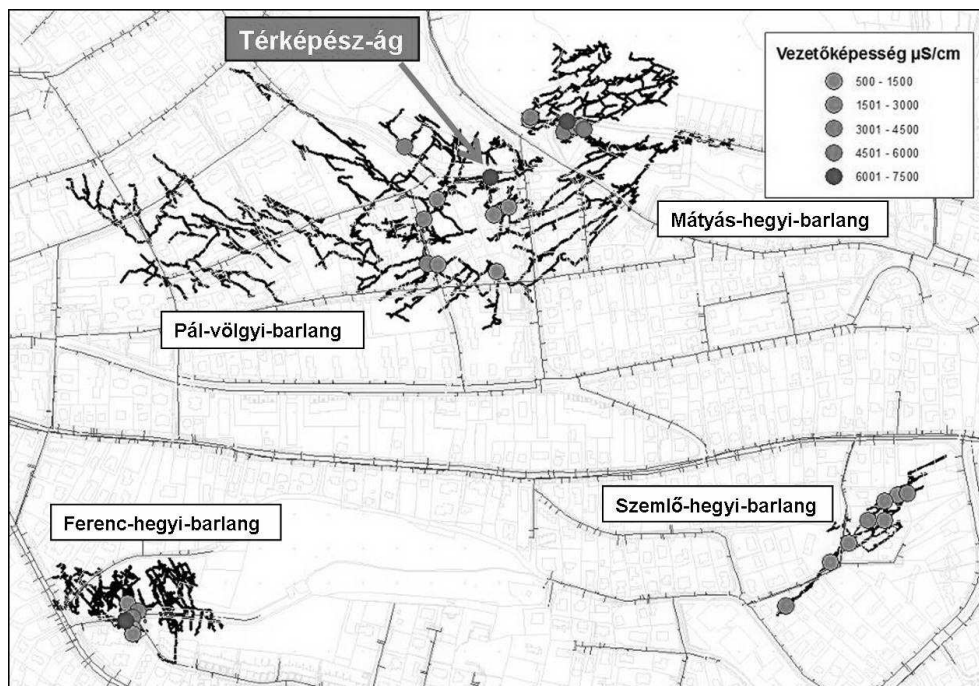
hogy a rendszerben zajló folyamatokról pontosabb, részletesebb információkat kapjunk, folyamatos mérésekre van szükség. Ilyen mérések a területen korábban nem folytak, ezért vizsgálatunk fő célja az volt, hogy egy mérőponton folyamatosan nyomon kövessük a szennyezés időbeli változásait, és egyben összehasonlítási alapot teremtsünk korábbi időszakos és szórvány vízkémiai vizsgálatok eredményeinek értékeléséhez. Az értelmezéshez az idősoros vizsgálatok mellett időszakos vízkémiai- és csepegés-intenzitás méréseket is végeztünk.

Monitoring vizsgálatunkhoz a Pál-völgyi-barlangrendszer Térképész-ágát választottuk, ami felső-eocén Szépvölgyi Mészke Formációban alakult ki. A járat 40 méter mélységben húzódik lankás hegyláb felszín alatt, a Szépvölgy zónájának közelében.



1. ábra: A tanulmányban említett barlangok területi elhelyezkedése  
Fig. 1: Area of the mentioned caves

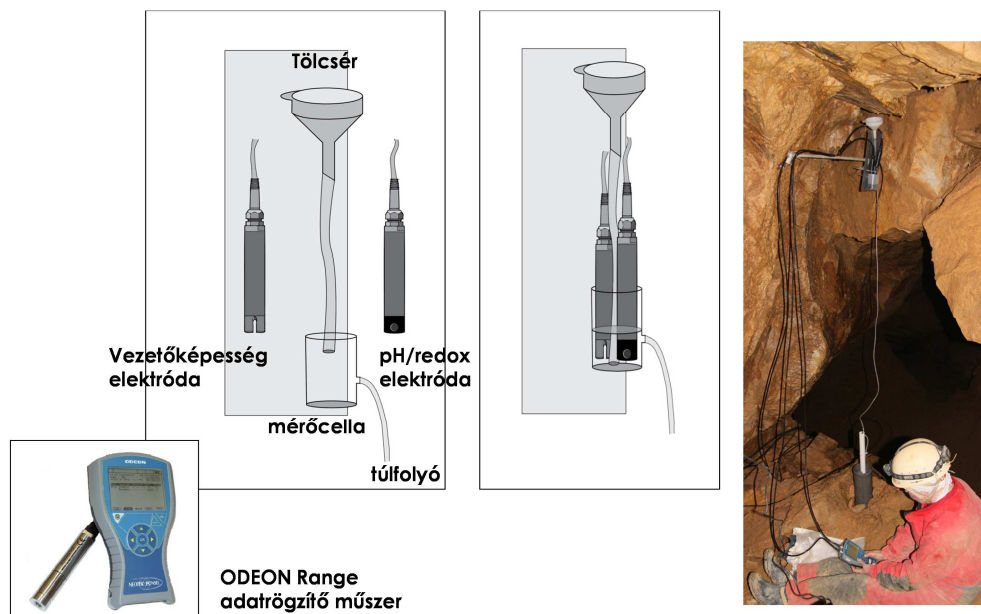
2009-2011. évi méréseink alapján a Térképész-ág a barlang egyik legszennyezettebb pontja,  $6000 \mu\text{S}/\text{cm}$  feletti átlagos vezetőképesség-értékkel. Hasonló mértékű szennyezést az egész területen csupán két ponton tapasztaltunk, a Mátyás-hegyi-barlang Opera mintavételi helyén és a Ferenc-hegyi-barlang Törekvés útján. A vezetőképesség értékét a víz összes oldott anyag tartalma határozza meg, esetünkben, mivel jelentősen beépített területről van szó, nagyságát a felszínről a barlangba beszivárgó vizek szennyezettsége alakítja. A szennyezettséget az támasztja alá, hogy Magyarország más karszterületein, ahol nincs felszíni beépítés, jellemzően  $600\text{-}800 \mu\text{S}/\text{cm}$  nagyságrendű vezetőképesség értékek fordulnak elő a barlangi csepegő vizekben (FEHÉR 1995).



2. ábra: A vizsgálatok helyszínének, a Pál-völgyi-barlangrendszer Térképész-ágának elhelyezkedése, a budai barlangokban tapasztalt vezetőképesség medián értékek feltüntetésével (saját mérések 2009-2011)  
 Fig. 2: Location of Pálvölgy Cave and the measuring point in Térképész-ág with the values of electrical conductivities measured in the period 2009-2011

## 2. Anyag és módszer

2011 augusztusában a Térképész-ágban elhelyeztünk egy Odeon Range típusú, Neotek-Ponsel gyártmányú adatgyűjtő műszert PC4EA vezetőképesség/hőmérséklet (0-20 mS/cm méréshatár, 0,1 felbontás, +/- 1 % pontosság) és pH/redox szenzorral, amelyek a pH, vezetőképesség, redox és vízhőmérséklet adatokat mérik. A rendszer felépítése az alábbi módon foglalható össze: a csepegő víz tölcséren és műanyag csövön keresztül jut a mérőcella aljába; mikor a cella megtelik, a víz gyűjtőpalackba távozik egy túlfolyón (3.ábra). Ezzel a módszerrel biztosítható a vízcserre, és az elektródák folyamatos vízzel borítása. A műszerből kéthetente nyertük ki a percenként rögzített adatokat, ekkor került sor csepegés-intenzitás mérésre és vízmintavételre, illetve a háttér viselkedést leíró paraméterek kémiai vizsgálatára.



3. ábra: A mérőrendszer felépítése és helyszíni elhelyezkedése (Grafika: Bradák B., fotó: Mari L.)  
 Fig. 3: Measuring equipments in Pálvölgy Cave (Graph.:B. Bradák, photo:L. Mari)

A mérőrendszer felállításával párhuzamosan a felszínen meteorológiai állomást telepítettünk, az ELTE TTK Közöttani és Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidum Kutató Labor (LRG) jóvoltából, így a vizsgálati időszak óránkénti időjárás-adatai (hőmérséklet, páratartalom, csapadékmennyiség, légnyomás) is rendelkezésünkre álltak. A feldolgozás során elsősorban a csapadék-adatokkal dolgoztunk. Mivel a műszer a hóvastagság mérésére nem volt alkalmas, ennek követésére a budapesti és a tési meteorológiai állomáson mért adatokat használtuk fel ([www.eumet.hu](http://www.eumet.hu)). Felhasznált statisztikai módszerek tekintetében a leíró statisztikákon túl, autokorrelációt és főkomponens analízist használtunk.

#### Autokorreláció

Az egyszerű korrelációs együttható két vizsgált valószínűségi változó ( $\xi(s)$  és  $\eta(t)$  ( $s \in T$ ,  $t \in T$ )) kovariációjának a két változó szórásával normált értéke.

$$\text{cov}(s, t) = \text{cov}[\xi(s), \xi(t)] = M[(\xi(s) - m(s)) \cdot (\xi(t) - m(t))] = M(\xi(s)\xi(t)) - m(s) \cdot m(t)$$

és

$$\text{cor}(s, t) = \frac{\text{cov}(s, t)}{d(s) \cdot d(t)}$$

Ha  $r=1$  a két paraméter között pozitív lineáris függvény kapcsolat van, ha  $r=-1$  negatív, míg ha  $r=0$  nincs lineáris kapcsolat közöttük, a két paraméter korrelálatlan. Autókorrelációt egy változó mért értékeinek időbeli eltolásával létrehozott idősorokon számolhatunk, és eredményként az autókorreláció függvényt kapjuk, ami az idősoros analízisnek egyik jelentős eszköze. Ez a vizsgált folyamat emlékezetét mutatja meg, azaz azt, hogy mennyire emlékszik önmagára (KOVÁCS *et al.* 2010).

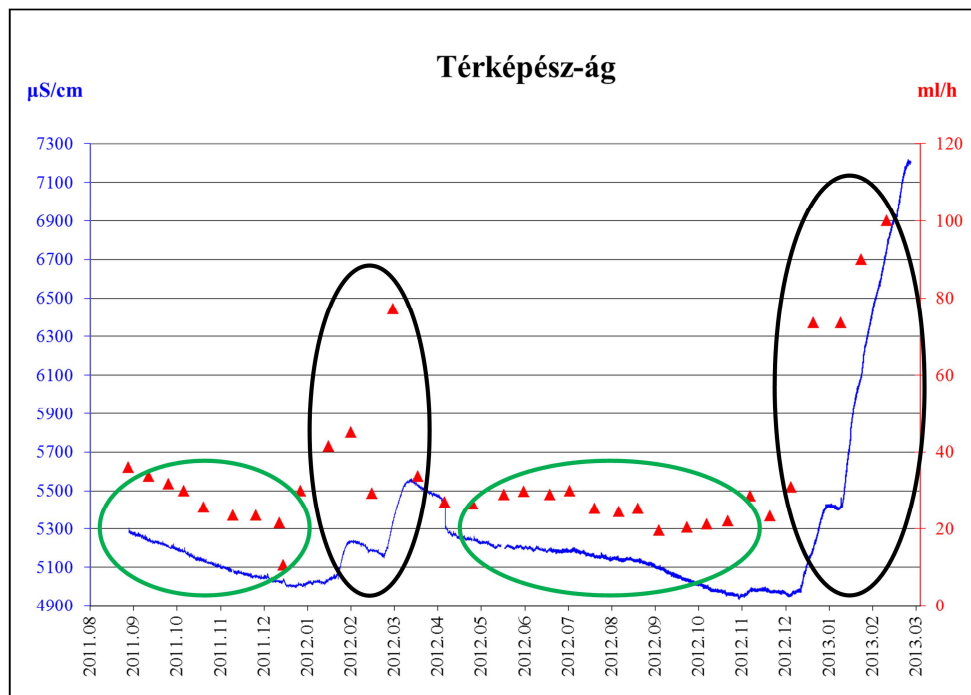
#### *Főkomponens analízis*

Látszólag nagyon összetett időfüggő véletlen folyamatokat gyakran csupán néhány – általában lényegesen egyszerűbb dinamikus struktúrával rendelkező – háttérhatás vagy tényező vezérel. Vizsgálataink során a hidrogeológiai folyamatok számos paraméterét mértük. Látva a jelentős változásokat a feltöltődési és a leürülési időszakokban, rá kívántunk mutatni a háttérváltozók megváltozására. A háttérhatások meghatározásához a faktor és/vagy a főkomponens analízis a statisztika alapvető eszköze. 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 faktor analízisé, így ezen módszer használata mellett döntöttünk (MAGYAR *et al.* 2013).

A főkomponens analízis módszerével lehetséges az eredeti változók számánál kevesebb független változóval genetikai elemzést végezni (SIMEONOV *et al.* 2003), 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.

### **3. Eredmények és diszkusszió**

Az adatfeldolgozás megkezdésekor azt vártuk, hogy a vizsgált időszak túlnyomórészt csapadékszegény időjárása miatt viszonylag stabil képet kapunk a mérőpont vízkémiai összetételéről. Ez azonban nem így történt.



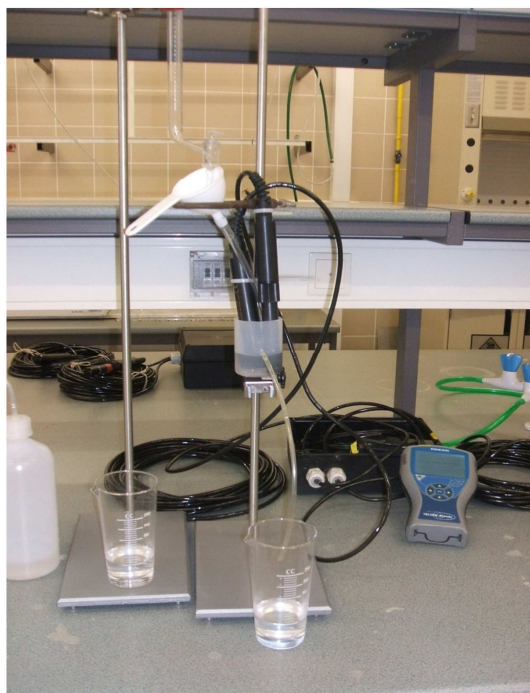
4. ábra: A csepegés-intenzitás és a fajlagos vezetőképesség összefüggése a töményedési és hígulási időszakok feltűnésével. Jelmagyarázat: Folytonos vonal = vezetőképesség értékek, háromszög = csepegés intenzitás értékei

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

A vezetőképesség értékek és a csepegés-intenzitás változásai szoros összefüggést mutatnak. Ha csökkent a csepegés intenzitása, akkor a vezetőképesség értéke is csökkent, hígulás volt tapasztalható (4. ábra). A koncentrációk növekedését, tehát töményedést a vizsgált időszakban csak hóolvadás során észleltük. A mérések idején hirtelen lezajló, nagy volumenű csapadékesemények is történtek, de ezek hatását sem a koncentráció, sem a csepegés-intenzitás változásai nem mutatták ki. A diagramok alapján a koncentrációváltozás menetében növekedési (töményedési) és csökkenési (hígulási) fázisok különíthetők el. A töményedés mindig rövid idő alatt következik be, a hígulás viszont jóval lassúbb folyamat. A töményedési és hígulási események előfordulását már korábban kutató kollégák is észlelték és publikálták (VIRÁG *et al.* 2009, 2011).

A folyamatok megértéséhez, a felhasznált barlangi mérés technika teszteléséhez, valamint a hígulás és töményedés menetének pontos megismeréséhez laboratóriumi modellt készítettünk (5. ábra).

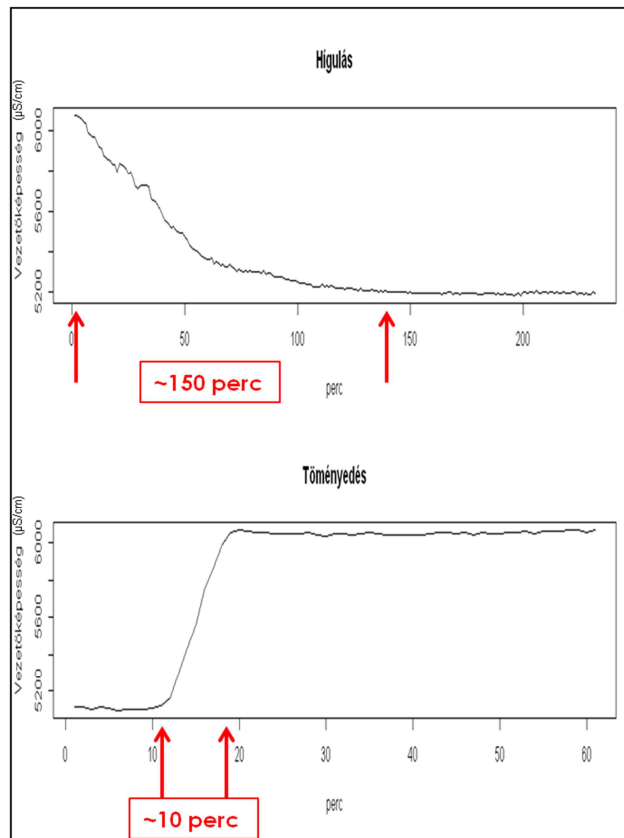




5. ábra: A csepégés laboratóriumi modellezése  
Fig. 5: Modeling of dripping in laboratory

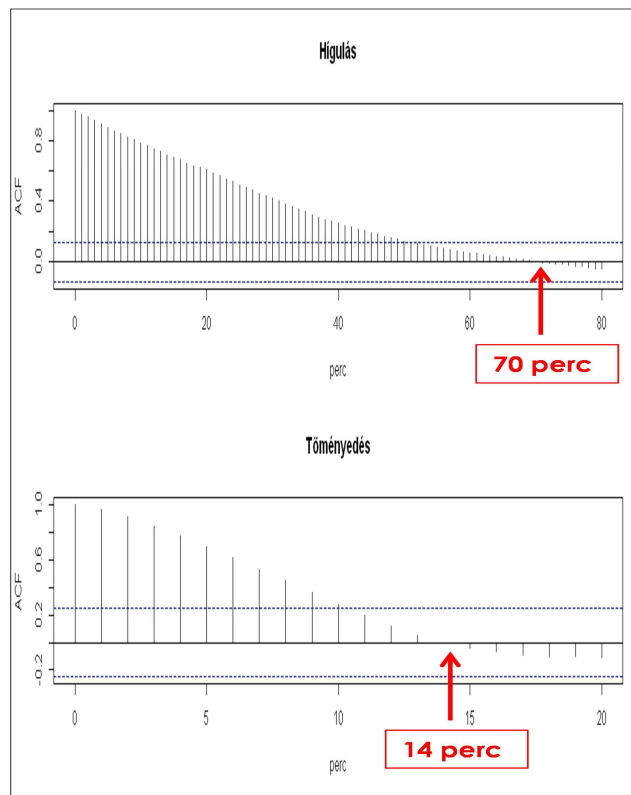
A modellvizsgálatok során a mérőrendszer összeállítása ugyanolyan volt, mint a barlangban alkalmazott. A kísérleteket a mérőhelyről vett víz-mintákkal végeztük. A koncentrációt kálium klorid adagolásával növeltük – láthatóság kedvéért intenzív sárga színyanyagot adtunk hozzá – így rendelkezésünkre állt egy „híg” és egy „tömény” oldat, amely színében is jól megkülönböztethető volt. A töményedési folyamat modellezésére a „híg” barlangi vízhez „tömény” vizet adagoltunk. A töményedés modellezése során szabad szemmel is jól láttuk, hogy a beadagolt sárga folyadék az oldatok sűrűségkülönbsége miatt a cella alján megült és a hígabb, színtelen vizet felfelé, a szenzorok érzékelő felülete fölé szorította. Ezt követően a rendszert megfordítottuk és a töményebb vízhez adagoltuk az eredeti, hígabb barlangi vizet. Eközben folyamatosan rögzítettük a vezetőképesség változását.

A modellkísérletben a töményedés lényegesen gyorsabban bekövetkezett, mint a hígulás, ami az oldatok sűrűségkülönbségével magyarázható (6. ábra).



6. ábra: A vezetőképesség változása a hígulás és a töményedés során  
 Fig. 6: Time series of the electrical conductivity of dilution and concentrated period

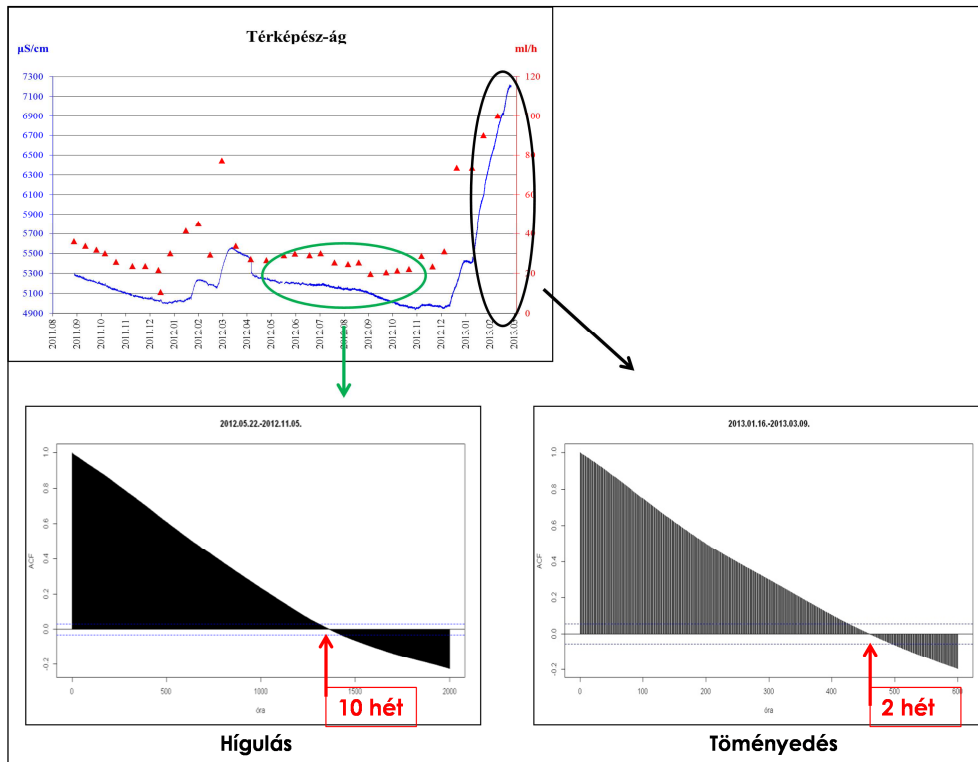
A vezetőképesség adatokra autokorrelációs függvényt illesztettünk. Az a tény, hogy egy folyamat autokorrelációs együtthatója szignifikáns-e vagy sem, a hipotézis vizsgálattal dönthető el, ami azonban függ a minta realizáció nagyságától. A jobb kezelhetőség érdekében az eredmények értelmezésénél nem ezt a tényt vettük figyelembe, hanem azt, hogy a folyamatok mikor érik el a „teljes” korrelálatlanságot. Ennek értelmében töményedéskor a folyamat emlékezete közel negyede a hígulásnál tapasztaltaknak (7.ábra).



7. ábra: A hígulás és a töményedés autokorrelációs függvénye  
 Fig. 7: Autocorrelation of dilution and concentrated period

Megjegyeznénk azonban, hogy ezek az eredmények laboratóriumi körülmények között születtek, a barlangban lejátszódó folyamatok ennél lényegesen bonyolultabbak, viszont a folyamatok viselkedéséről jó tájékoztatást kaptunk.

A modellkísérlet során tapasztaltak függvényében megvizsgáltuk a barlangban mért vezetőképesség adatok alapján a töményedési és hígulási folyamatok intenzitását. Az idősről leolvasható, hogy a laborkísérlethez hasonlóan a töményedés barlangi körülmények között is gyorsabban következik be, mint a hígulás, és a folyamat emlékezete is rövidebb (8. ábra).

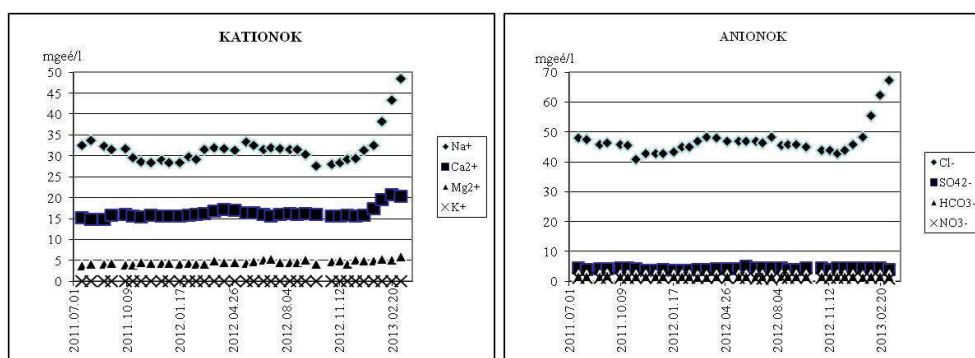


8. ábra: A hígulás és a töményedés autokorrelációs függvénye barlangi körülmények között  
 Fig. 8: Autocorrelation of dilution and concentrated period at the measuring point

A laborkísérletek és a mérési eredmények hasonlósága igazolja, hogy az alkalmazott mérőrendszer megfelelő pontossággal követi a barlangi vizek hígulási és töményedési szakaszainak eltérő viselkedését. A jelenség feltehetőleg azzal magyarázható, hogy a hóolvadás jelentős mértékben megnövelte a csepegő vizek oldottanyag-tartalmát. A hótakaró hetekig boríthatja a felszín és így antropogén szennyező anyagokat vehet fel, ami megnöveli az olvadákvíz vezetőképességét. A hóolvadás még hirtelen felmelegedés esetén is viszonylag lassú folyamat: napokig, hetekig eltarthat. Az esővízzel ellentétben az olvadákvíz nagy része így lejuthat a talajba, majd a kőzetbe, melynek repedéseit is átöblíti, ezért a felszín alatt korábban akkumulálódott szennyező anyagokat is bemoshatja a barlangba. A beszivárgás a fentiek miatt lehet intenzívebb ilyenkor, ez magyarázhatja a megugró koncentráció értékeket, továbbá a töményedés időszakának gyors lefutását, rövid emlékezetét.

A műszer folyamatosan rögzített adatainak kiegészítésére kéthetes időközökben vett vízmintán elemeztük a beszivárgó víz oldott anyag tartal-

mának időbeli változását. Az adatokból ábrát készítettünk, ami tájékoztatott az anionok és kationok összetételének alakulásáról (9. ábra). Ennek alapján megállapítottuk, hogy a nátrium és a klorid az a két ion, amelyek a legnagyobb koncentrációban vannak jelen a beszivárgó vízben, dominanciájuk jelzi ezen a mérőponton az állandó szennyezettséget. A vezetőképesség változása követi a két ion menetét.



9. ábra: A kation- és anion koncentráció alakulása a vizsgált időszakban

Fig. 9: Time series of ion concentrations in the period 2011-2013

Külön vizsgálva a töményedés és a hígulás időszakát, eltérés tapasztalható az ionösszetétel alakulásában. A mért adatokon *főkomponens analízist* végeztünk, ennek segítségével a folyamatokat befolyásoló háttértényezőkre tudunk következtetni. Az I. táblázatban a főkomponensek egyes mért paramétereinek erejét kifejező értékei szerepelnek, az alattuk levő százalékok pedig azt mutatják meg, hogy az adott főkomponens az eredeti adathalmaz szórásnégyzetének hány százalékát magyarázza meg.

Az első főkomponens, a töményedés esetében az összes adat varianciájának 57 %-át magyarázza, míg a második főkomponens csak a 17 %-át. Híguláskor ezek az értékek 31 % és 24 %. Az első főkomponenst vizsgálva, a töményedés esetén a megjelölt paraméterek vesznek részt elsősorban a folyamatban (kalcium, magnézium, klorid, nátrium). Az értelmezés szempontjából külön szerencsés eset, hogy egyúttal ezek az ionok fordulnak elő nagyobb arányban az oldatban.

Hígulás esetén már csak a klorid és a nátrium dominanciája mutatkozik meg. Az eltérés feltehetően azzal magyarázható, hogy a hígulás lassabb folyamat, ezért a kétértékű ionoknak van idejük adszorbeálódni. Így ezek az ionok már nem vesznek részt nagy arányban az oldat összetételében. A nátrium és klorid viszont azt jelzi, hogy a szennyeződés hatása ilyenkor is jelen van a rendszerben, tehát az így kimutatható összetételbeli különbségekben is a két időszak eltérő viselkedése jelenik meg. A második főkompo-

nensben jelentős szerepet vállaló ionok viselkedését nem célszerű magyarázni. Részben azért, mert az adatok varianciájának kisebb részét magyarázzák, másrészt a nem nagy minta realizáció is óvatosságra int. Az első főkomponens ionjainak azonosítása alapján azonban következtethetünk arra, hogy a csepegő vizek kémiai összetételét alapvetően a gyors, hirtelen bekövetkező töményedés alakítja, de az utána következő hosszabb, kiegyenlített időszakban is folyamatos a szennyezés utánpótlása és meghatározó szerepe, ami a klorid és a nátrium állandó jelenlétében nyilvánul meg. A befoglaló kőzet geokémiájának ismeretében valószínűsíthető, hogy ezek az ionok kívülről és egyértelműen antropogén forrásból kerülnek a rendszerbe.

I. táblázat  
Table I.

A töményedés és a hígulás során számított főkomponens-értékek  
Values of principal components of dilution and concentrated period

Töményedés			Hígulás		
	Component			Component	
	1	2		1	2
pH	,150	,232	pH	-,017	,438
fajl.vezkép	,985	,086	fajl.vezkép	,883	-,088
HCO <sub>3</sub>	,146	-,687	HCO <sub>3</sub>	,338	-,817
Ca	→ ,904	,323	Ca	,262	,778
Mg	→ ,830	-,220	Mg	,406	,562
Cl	→ ,942	,280	Cl	→ ,861	,333
NO <sub>3</sub>	-,688	,661	NO <sub>3</sub>	-,669	,224
SO <sub>4</sub>	,298	-,691	SO <sub>4</sub>	,458	-,506
K	,903	,084	K	,421	-,330
Na	→ ,960	,200	Na	→ ,636	,257

Magyarozó erő:	<b>57%</b>	<b>17%</b>	<b>31%</b>	<b>24%</b>
----------------	------------	------------	------------	------------

#### 4. Összefoglalás

Vizsgálatainkkal képet kaptunk a barlang egyik legszennyezettebb pontján a felszínről bejutó szennyeződés folyamatos időbeli változásáról. Laborkísérletekkel igazoltuk a barlangi mérőpontunkon tapasztalt töményedési és hígulási időszakok eltérő viselkedését és jellemző tulajdonságait. Ezek az események különböző sebességgel mennek végbe, ezzel párhuzamosan az

emlékezetük is eltérő. Töményedéskor, tehát hóolvadás időszakában rövidebb, míg az ezt követő stabilabb állapotban jóval hosszabb a rendszer emlékezete. A csepegő vizek kémiai összetételét tekintve kimutatható az állandó szennyeződés jelenléte, és a hatótényezők között találhatók különbségek. Összességében azonban egyértelmű, hogy ezen a mérőponton a természetes folyamatokkal szemben az antropogén hatások dominálnak.

### **Köszönetnyilvánítás**

Munkánkhoz nyújtott segítségükért köszönetünket szeretnénk kifejezni a Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóságának, az ELTE TTK Közöttani és Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidum Kutató Laborjának, Zihné Perényi Katalinnak, valamint a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoportnak és a Pagony Barlangkutató Csoportnak.

### **IRODALOM**

- FEHÉR K.* (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-bg-ban – Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája, Hévíz. pp.47-52.
- FEHÉR K.* (2009): A Rózsadombi-termáلكarszt szennyeződés-veszélyeztetettségi vizsgálata – Diplomamunka, Budapest. ISBN 978-963-06-7311-2.
- FEHÉR K.–KISS K.–KOVÁCS J.–KISS A.* (2009): Beszivárgás vizsgálatok a Rózsadombi-termáلكarszton – Karsztfejlődés XIV, pp 45-55.
- FEHÉR K.* (2011): Újabb adatok a budai termáلكarszt beszivárgó vizeinek minőségéről – Karsztfejlődés XVI, pp 203-221.
- HEM, J.* (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water – U. S. Geological Survey, Alexandria. pp.66–128.
- 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](http://www.geography.hu)
- KISS K.* (2012): Beszivárgó vizek vizsgálata a harcsaszájú-barlangban – Karsztfejlődés XVII, pp 79-88.
- KOVÁCS, J. –HATVANI, I. G. –KORPONAI, J. –KOVÁCS, I. S.* (2010): Morlet wavelet and autocorrelation analysis of long-term data series of the Kis-Balaton water protection system (KBWPS) – Ecological Engineering, 36(10), pp. 1469-1477.
- 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.

*MAUCA L.* (2001): Lakott területek alatt húzódó, fokozottan védett barlangok vizeinek vizsgálata – Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, Budapest.

*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. (edit): Essays in the ecology and conservation of karst. Spec. Issue of Acta Geographica Szegediensis. Szeged. pp. 104–111.

*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.–ZIHNE PERÉNYI K.–LEÉL-ŐSSY SZ.–ERŐSS .–SIKLÓSY Z.* (2009): Az urbanizáció hatása a budai barlangok csepegő vizeire – XIV Karsztfejlődés, 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.

<http://www.eumet.hu>



**BARLANGI VÍZFOLYÁSOK VÁRHATÓ ÁRVÍZI VÍZSZINT-  
JÉNEK MEGHATÁROZÁSI MÓDSZEREI BÜKKI KARSZTÁRVI-  
ZEK ALAPJÁN**

**METHODS TO ESTIMATE THE EXPECTED IN-CAVE PEAK  
WATER LEVELS  
DURING FLOODS, BASED ON BÜKK KARST FLOOD DATA**

SÚRÚ PÉTER

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

*Abstract: Research of karst floods in the caves of the Bükk was begun in 2004 at the Létrási-Vizes Cave and the Szepesi-Láner Cave System. There have been three recorded major karst floods so far. The first one was in early-summer 2006, the second and third one were in the spring and the early summer of 2010. Monitoring these floods is a useful tool in the investigation of cave connections. For example, delay of the culmination show us the heading of flow in these conduits. In the Létrási-Vizes Cave culmination is slower than in the Lake of Szepesi Cave. Consequently, flow from Létrási-Vizes Cave to the Szepesi Cave is not possible despite of earlier concepts of István Sárváry. 1D flow modelling of siphons is a useful tool in interpretation of hydrographs. Rising of water level near active sumps indicate the size of continuing passage. Close estimation can be made for dimensions of passages in the sump because the key parameters of the model have different relationship with the flood hydrograph.*

**Bevezetés**

A bükki barlangok karsztárviceinek kutatása 2004-ben kezdődött meg a Létrási-Vizes-barlangban és a Szepesi-Láner-barlangrendszerben. Az itt szerzett tapasztalatok alapján a mérési helyek számát később jelentősen bővítettük. Eddig 13 barlangban voltak hosszabb-rövidebb mérések a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) keretében, de jelenleg kérdéses a mérések folytatásának finanszírozása (LÉNÁRT, és mtsai., 2013).

A barlangi mérések gyakorlati kivitelezése sokszorosan nehezebb feladat, mint a foglalt forrásokban vagy a karsztvízfigyelő kutakban történő mérés. Számtalan esetben nehéz megbecsülni, hogy az árhullámok maximumán mekkora vízszintemelkedést fognak eredményezni egy-egy barlangban. (Ezt a tanulságot sajnos több mérőeszközünk tönkremenetele után vontuk le.) Volt olyan barlang, melynek vízszintjét évtizedek óta állandónak tekintettük, de a karsztárvizek során néhány órára több méteres vízszintemelkedés alakult ki. Sokszor az alacsony, vagy éppen a tartósan magas

vízszintek miatt nem lehet a műszereket optimális helyre telepíteni, illetve szükség esetén kihozni. Ezért minden értékelhető adatnak nagy a jelentősége.

A barlangi vízfolyások gyorsan reagálnak a csapadékra, míg a karsztvízfigyelő kutak általában nincsenek ilyen közvetlen kapcsolatban a fő járatrendszerrel (KIRÁLY, 2002), így a két különböző mérés egymás kiegészítéseként jól felhasználható a karsztos területek vízháztartásának modellezésében. Az árhullámok levonulásának módjából következtethetünk a barlangjáratok közötti összefüggésekre, a ma még nem ismert járatok kiterjedésére, jellegére, a környező karsztos tömeg átlagos hézagterfogatára, egyéb hidrológiai jellemzőire és nem utolsósorban az adott barlang bejárásának biztonságosságára is (GABROVSEK & PERIC, 2006).

## **Módszerek**

### *Barlangi vízszintmérések*

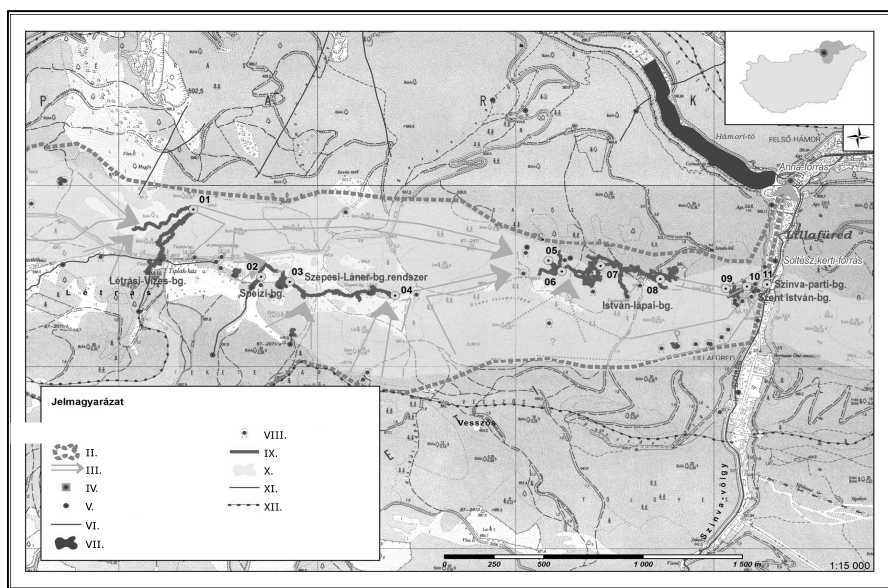
A barlangi vízszintmérésekhez a DATAQUA cég műszereit használtuk. Ezek jellemzői:

- fémmembrános nyomásszenzor, a légnyomás-változások hatása kompenzált,
- hőérzékelő,
- vezetőképesség-érzékelő cella,
- mérésintervallumok szabadon megválaszthatóak,
- max. 120.000 mérési adat tárolása,
- hosszú élettartamú elem, ~5 év élettartammal.

A mérési helyek kialakítása úgy történt, hogy stabilan rögzítse a műszereket, ugyanakkor védelmet nyújtson számukra a víz által szállított hordaléktól (1. ábra). Környezetükben ismert koordinátájú fix pontokhoz ellenőrző kézi vízszintmérések történtek. Ezek a mérések a műszerek driftjének és esetleges elmozdulásának kiküszöbölésére szolgáltak. A 13 barlangban összesen 18 mérési hely lett kialakítva, néhány barlangban több ponton is folyt mérés. A legsűrűbb mérési hálózatot a Soltész-kerti-forrás vízgyűjtőterületén tudtuk kialakítani. Ennek mérőhelyei láthatóak a 2. ábrán. Az elhelyezett mérőműszerek többnyire 15 perces időközönként mértek. Vízsintet minden ponton, hőmérsékletet és vezetőképességet azonban csak néhány helyen mértünk.



1. ábra: Mérési hely kialakítása az István-lápai-barlangban  
Fig.1: Datalogger in the István-lápai cave



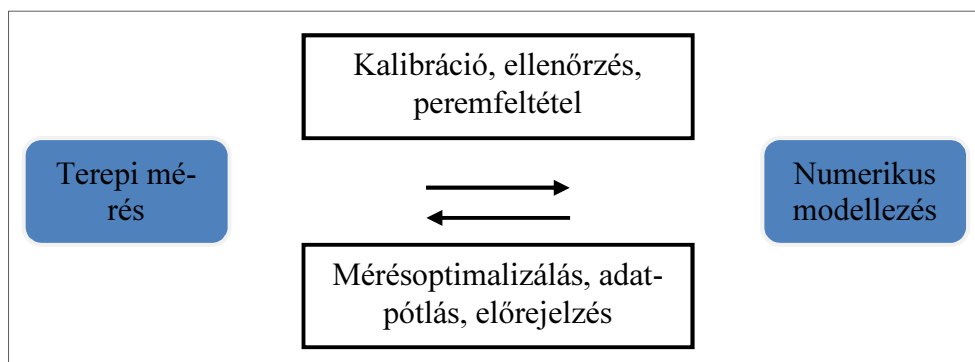
2. ábra: A bükki Soltész-kerti-forrás vízrendszerének vízszintészlelő helyei: 01: Létrási-Vizes-bg. Tava; 02: Speizi-bg. I.-szifon; 03: Láner-bg. Homok-szifon; 04: A Szepesi-barlang Tava; 05-08: István-lápai-bg. IV.-szifon, II.-szifon, I.-szifon, Keleti-ág Tava; 09-10: Szent István-bg. Pokol, Vasas-akna; 11: Szinvaparti-barlang (I.: barlangi vízszintészlelő hely; II.: vízgyűjtőhatár; III.: felszín alatti vízáramlás iránya; III.: Vízellátásba kapcsolt forrás; IV.: egyéb forrás; V.: vízfolyás; VI.: állóvíz; VII.: barlangbejárat; VIII.: feltérképezett barlangjárat; IX.: Fehérkői Mészkö Formáció; X.: tektonikai törésvonal; XII.: feltolódás

Fig. 2: Karst water observation points on the watershed of the Soltész-kerti Spring: 01: Lake of the Létrási-Vizes-Cave; 02: Speizi Cave. I. Sump; 03: Láner Cave Homok Sump; 04: Lake of the Szepesi Cave; 05-08: István-lápai Cave IV. Sump, II. Sump, I. Sump, Lake of the eastern Branch; 09-10: Pokol and Vasas Pit in Szent István Cave; 11: Szinvaparti Cave (I.: water level monitoring point; II.: spring catchment; III.: direction of subsurface flow; III.: Vízellátásba kapcsolt forrás; IV.: other springs; V.: stream; VI.: Pond; VII.: cave entrance; VIII.: surveyed cave passage; IX.: Fehérkői Limestone formation; XI.: tectonic fractures; XII.: reverse fault

### Járatrendszer modellezése

A kasztos járatok numerikus áramlástanai modellezése egy olyan eszköz, ami helyesen alkalmazva segíthet megérteni a mérés során tapasztalt jelenségek okait. Használható lehet például a csapadékesemények keltette árvizek előrejelzésében, a járatrendszer átalakítása (gondoljunk itt járatátgításra, lezárások, forrásfoglalások vagy egyéb műtárgyak beépítésére), vagy az éghajlati jellemzők módosulása miatt várható változások meghatározásában, nem ismert járatszszakaszok legvalószínűbb paramétereinek megadásában. Információkkal támogathatja még a mérési helyek, mérőműszerek, mért paraméterek, mérési időköz helyes megválasztását, de jól jöhet a mérési adathiányok pótlásánál is (3. ábra).

A karsztos járatokban való áramlást 1D-s modellezéssel vizsgáltuk, mert elsősorban a hosszirányú változások érdekeltek minket, a keresztirányú hatásokat elhanyagoltuk (CAMPBELL & SULLIVAN, 2002).



3. ábra: Mérés és modellezés kölcsönhatása  
Fig. 3: Feedback between field measurements and models

A fizika megmaradási törvényei alapján végezhető el a vízáram matematikai leírása mérlegegyenletek segítségével. A mérlegegyenletek az áramló folyadék egy-egy parányi ellenőrző térfogatára a megmaradási törvények alapján felírt parciális differenciálegyenletek. 1D-s nempermanens áramlás modellezésére a St. Venant egyenleteket használjuk.

- Folytonossági egyenlet:

$$(1) \quad \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

Impulzusegyenlet:

$$(2) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\beta Q^2}{A} \right) + gA \left( \frac{\partial z}{\partial x} + S_E \right) = 0$$

ahol

Q: térfogatáram [m<sup>3</sup>/s]

A: szelvény terület [m<sup>2</sup>]

t: idő [s]

$\beta$ : impulzusdiszperziós tényező általában 1

z: vízszint [m]

S<sub>E</sub>: energiavonal esése [1/m]

A súrlódási veszteséget a modell a Manning-képlettel számolja:

$$(3) \quad S_f = Q^2 / \left[ \left( \frac{\beta}{n} \right)^2 \cdot A^2 \cdot R^{4/3} \right]$$

n: Manning érdesség

R: hidraulikus sugár [m]

$\beta$ : 1.0 metrikus rendszerben való számolásnál

A modellezéshez az EPA (Environmental Protection Agency) SWMM (Storm Water Management Model) szoftverének 5.022-es verzióját használtam fel.

A barlangi szifonok visszaduzzasztó hatását 1D-s áramlási modell segítségével is vizsgáltuk a Szepesi-Láner-barlangrendszer Tavának példáján keresztül.

## Eredmények

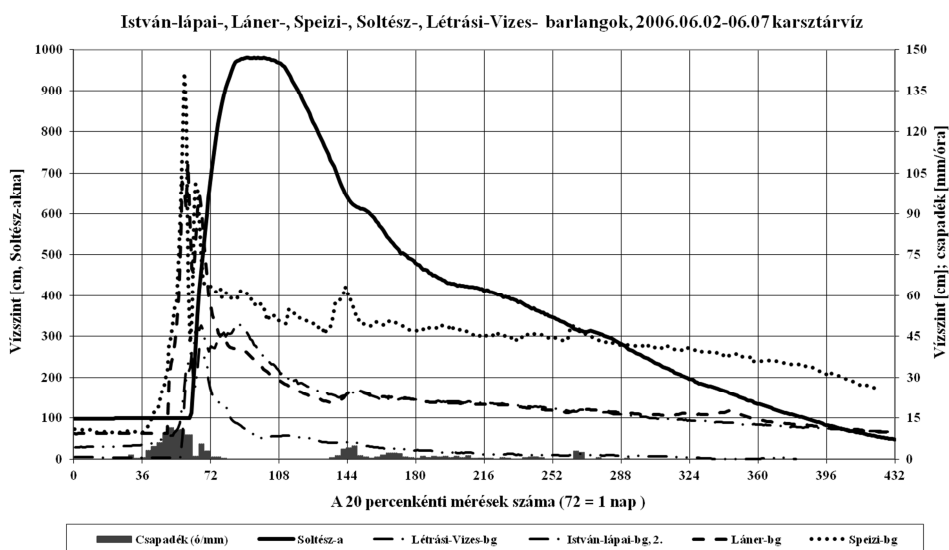
### *Barlangi vízszintmérések*

Eddig három nagyobb, a teljes Bükkre kiterjedő karsztárvizet sikerült megfigyelnünk: 2006 nyár elején, illetve 2010 tavaszán és nyár elején. Legtöbb információt az árhullámok levonulásáról akkor nyertünk, hogyha egy forrás vízgyűjtőjének több pontján is zajlott mérés.

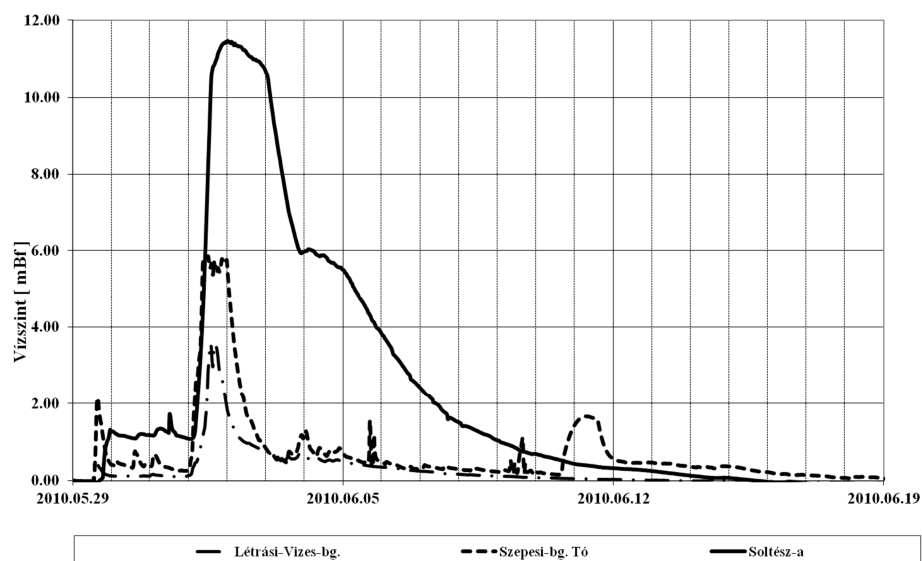
A Soltész-kerti-forrás vízgyűjtőjén fekvő mérőhelyek görbéit közös koordináta-rendszerben ábrázolva a 4. és az 5. ábra diagramjait kaptuk az árhullám levonulására.

Jól látható rajtuk, hogy a forráshoz közelebb eső mérési pontokban mért vízszintváltozások futása egyre kiegyenlítettebb és a tetőzés egyre nagyobb késésben van a csapadékhoz képest, néhány görbe pedig kettős csúcsot mutat.

A tetőzések késéséből bizonyos következtetéseket vonhatunk le a vizsgált barlangok kapcsolatára vonatkozóan. Az, hogy a Létrási-Vizes-barlangban később tetőzik az árhullám, mint a Speizi-, Láner- és Szepesi-barlangokban, arra utal, hogy Sárvány István korábbi elképzelésével szemben (SÁRVÁRY, 1969) a Vizes-barlang biztosan nem csatlakozik be ebbe a rendszerbe a Speizi- és Láner- barlangok környezetében (I. táblázat).



4. ábra: A 2006-os árhullám lefutása az egyes mérőhelyeken  
Fig. 4: Hydrographs of the 2006 flood



5. ábra: 2010-es árhullám lefutása az egyes mérőhelyeken  
Fig. 5: Hydrographs of the 2010 flood

Egyes görbéken látható többes csúcs olyan mérési pontoknál alakult ki, ahol több eltérő összegyülekezési idejű járatrendszer találkozik, például a Szepesi-barlang Tavánál a barlang főága és a barlangi forrás járatrendszere, vagy a Létrási-Vizes-barlang végpontján a Patakos Fő-ág és a Búvár-ág.

1. táblázat:  
Table 1

A tetőzés késése az egyes mérőhelyeken a csapadék legnagyobb intenzitásához képest  
Lag between the crest of the hydro- and hyetograph

Csapadék maximum	Tetőzés késése					
	Létrási-Vizes-bg. (01)	Szepesi-bg. (04)	Szinvarparti-bg. (11)	István-lápai-bg. II.-szifon (07)	Láner-bg. (03)	Speizi-bg. (02)
06.6.2 16:00	5,4 h	~4,0 h	14 h	5 h	2,7 h	2,2 h
10.6.2 8:00	5,5 h	4 h	16 h	-	-	-

### Modellezés

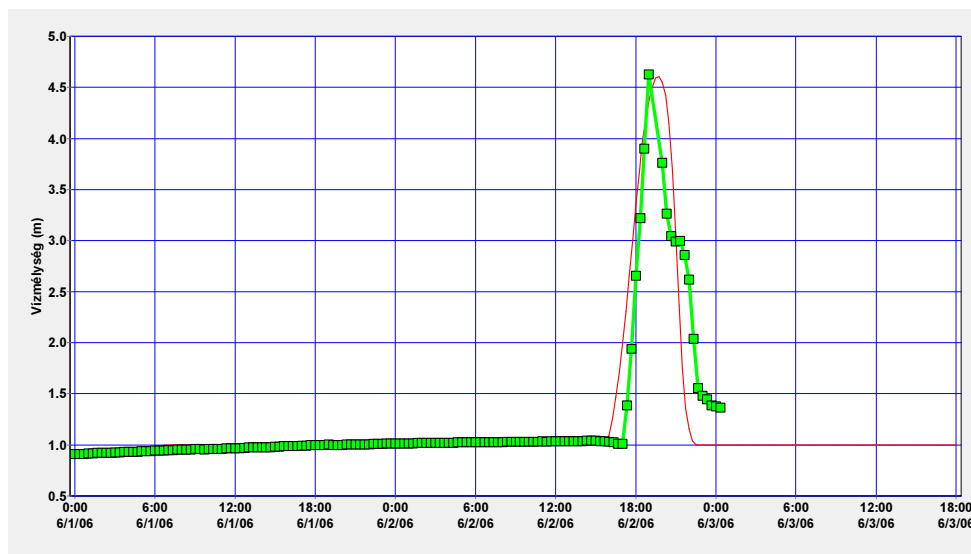
A barlangjárat 1D-s áramlási modellje készült el a Szepesi-barlang Tavánál. A már feltérképezett részek adatai egyszerűsítésekkel, de a méréseknek

megfelelően épültek be. A járathosszokat, szélességeket és magasságokat a valóságnak megfelelően adtuk meg. A keresztmetsvényeket téglalapokkal és ellipszisekkel közelítettük. A járatfalak hidraulikus érdessége szakirodalmi adatok alapján lett felvéve (LI, JIANG, YUAN, & LI, 2008) (PETERSON & WICKS, 2006). A nem ismert részekre a terület hasonló barlangi szifonjai alapján tettünk becsléseket, majd a paramétereket addig iteráltuk, amíg a modellben kapott vízszintemelkedés a legjobb egyezést nem adta a kalibráló árhullámmal (6. ábra). Ez a legjobb egyezés az ismeretlen oldalon feltételezett két szakasz alábbi paramétereinek következtében következett be:

II. táblázat  
Table II

A legjobb kalibrációt adó járat paraméterek.  
Conduit model parameters for the modelled hydrograph with the best calibration results

Járat száma	Hossz [L]	Magasság [H]	Szélesség [W]	Hidr. sugár [R]	Hidr. érdesség [n]	Keresztmetszvény alakja
4	3.3	0.3	0.45	0.135	0.025	Fekvő téglalap
5	30	0.6	1	0.352	0.02	Fekvő ellipszis



6. ábra: Modellezett vízszintváltozás (vékony vonal jelölő nélkül) a CsP2 pontban és a mért értékek (vastag vonal jelölővel)

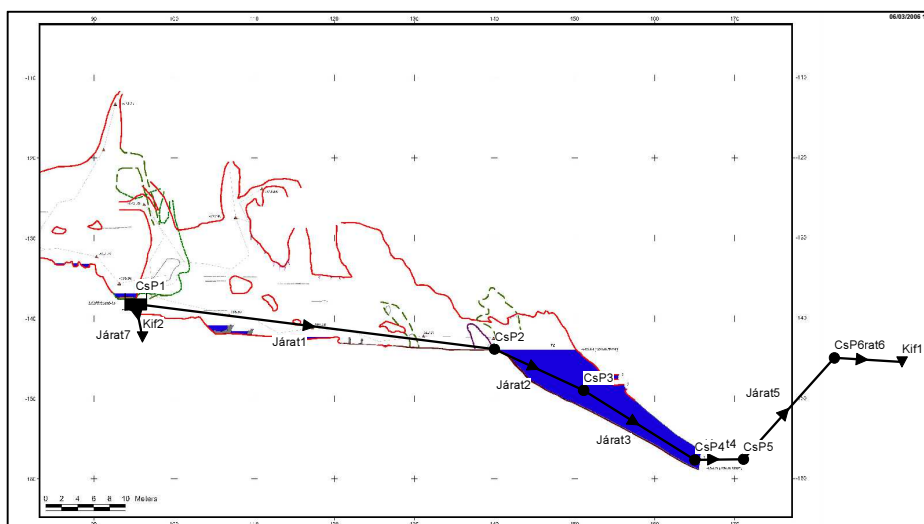
Fig 6: Hydrograph in the CsP2 node: modelled (thin line without markers); measured (thick line with markers)

A modell felépítéséhez szükség volt csapadék és vízszint adatokra is. Ez csak a 2006-os árvíz idejére állt rendelkezésre, ezért ennek az árvíznek



az adataival kalibráltuk a modellt. A szifonba befolyó vízhozam az egység árhullámok módszerével lett generálva a csapadék idősor, az egység árhullám és a területnagyság megadásával.

A barlangban tett megfigyelések szerint a Speizi-barlang víznyelője felől (SÚRŰ, 2010) a Tavat tápláló járatokon csak egy bizonyos vízszint felett folyik végig a patak, kis vízhozamnál már korábban elnyelődik a mederben. Ugyanakkor a Tónak van egy nagyon stabil hozzáfolyása a Keleti-ág Forrásából. Ez úgy épült be a modellbe, hogy a hozzáfolyó vízhozam egy része azonnal eltűnhet egy kifolyón keresztül, és csak a kifolyó kapacitását meghaladó hányada folyik tovább. Ugyanakkor a Tó előtt be lett építve egy kicsi, de állandó hozamú hozzáfolyás (7. ábra).



7. ábra: Szepesi-barlang Taváról készült 1D modell felépítése  
Fig 7: Model structure for the Tó in Szepesi Cave

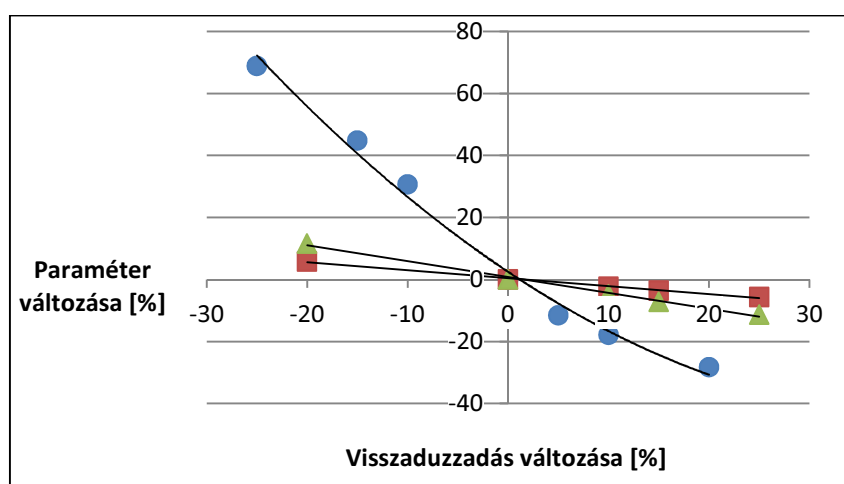
Az így elkészült modell eltérő mértékben reagál az egyes paraméterek változására (PETERSON & WICKS, 2006).

A Tó szifonjának ismeretlen oldalán felvett járatok paramétereit változtatva a modellfuttatások során kapott visszaduzzadás értékek eltérő mértékben változnak (8. ábra). A visszaduzzasztás mértéke a járáthossz és a hidraulikus érdesség változásával egyenesen arányos. A járáthossz változása feleakkora mértékben befolyásolja a visszaduzzadást, mint a hidraulikus érdesség. Legnagyobb mértékben a hidraulikus sugár változtatása befolyásolja a modellfuttatás végeredményét.

## Összefoglalás

A vízszintváltozások regisztrálása hasznos eszköz lehet a barlangjáratok összefüggésének vizsgálatában.

A szifonterek 1D-s áramlási modelljével visszaadhatóak a mért vízszintváltozások. A modell érzékenysége az egyes kulcsparaméterekre eltérő, így a területre jellemző szifonforma (tektonikus előkészítettség) ismeretében megadható a várható járatfutás (BOUDINET, 2012), és járatméretek (FORD & WILLIAMS, 2007) tartománya.



8. ábra: Modellparaméterek változásának hatása a visszaduzzadásra (négyzet: járáthossz; háromszög: hidraulikus érdesség; kör: hidraulikus sugár)

Fig. 8: Effects of changed model parameters (square: length of conduit; triangle: hydraulic roughness; circle: hydraulic radius)

A modell még pontosítandó, és ellenőrizendő ismert, teljesen feltérképezett szifonokon, valamint meghatározásra vár az áradások során kiöblítő hordalék járatszűkítő, vízvisszaduzzasztó hatása is.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS (ACKNOWLEDGEMENTS):



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 „KÜTFŐ” projektjének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális

Alap társfinanszírozásával valósul meg.

The research was carried out in the framework of the Sustainable Resource Management Center of Excellence at the University of Miskolc, as part of the TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 „WELL aHEAD” project in the framework of the New Széchenyi Plan, funded by the European Union, co-financed by the European Social Fund.

## IRODALOM

BOUDINET, P. (2012). A statistical model of karstic flow conduits - *Speleogenesis*, 12, 9-16.

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), 133-139.

FORD, D. C., & WILLIAMS, P. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. - West Sussex: John Wiley & Sons Ltd., London, 561 p.

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), 35-45.

KIRÁLY, L. (2002). Karstification and Groundwater Flow - In: F. GABROVSEK (szerk.), *Evolution of karst: from prekarst to cessation* pp. 155-190. Postojna-Ljubljana: ZRC.

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* pp. 378-383). Miskolc: Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar.

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.

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, 294-305.

SÁRVÁRY, I. (1969). A Létrás-Istvánlápai-barlangrendszer - *Karszt és Barlang*, II., pp. 53-56.

SÚRÚ, P. (2010). Legújabb karszthidrogeológiai kutatási eredmények a Fehérkői Mészke Formáció Szinva-völgytől nyugatra eső szakaszán - *Diplomaterv*, Kézirat, Miskolci Egyetem, Miskolc pp. 24-32.

**BEVONATKÉPZŐDÉS VIZSGÁLATA SZUSZPENZIÓS REND-  
SZEREBŐL MODELLKÍSÉRLETEKKEL**

**INVESTIGATION OF VENEER DEVELOPMENT OF SUSPENSION  
SYSTEMS WITH MODEL EXPERIMENTS**

DEÁK GYÖRGY - SAMU SZABOLCS - VERESS MÁRTON

Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar,  
Földrajz- és Környezettudományi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi Gás-  
pár tér 4. vmarton@tk.nyme.hu

*Abstract: During their life cycle, a veneer forms in the temporary flood ponds of covered karst dolines. We modelled the development of this veneer in an experimental (artificial) pond with different colloid suspension systems. The formation of the veneer from the suspension depends on speed which the water level decreases during subsidence, how this speed changed over time, composition of the suspension, amount of organic material and the quantity of ions causing water hardness. On the gentle sloped pool bottom, a continuous veneer and a partly thickened veneer were formed, on submerged cylindrical bodies a ring veneer developed, on the vertical pool walls lined veneers were observed. The ring veneer and the lined veneer develop in series, where the lower ones are thinner and lighter in colour. A series of these formed at the static levels of the pool of the pond. The partly thickened veneer develops at low water depths. The thick part of this veneer develops at resting water level and its thin continuous part develops at water level decrease. This state is characterized by low solute concentration and there is no organic material content. The continuous veneer forms at deeper water and at larger water level decrease and at higher colloid and organic material content.*

## **1. Bevezetés**

Fedett karsztok karsztformáiba (töbreibe) csapadékesemények alkalmával hirtelen sok víz áramlik. Ha a vízbeáramlás a töbrökbe meghaladja a vízelvezetést, belsejükben árvízi tavak alakulnak ki (JAKUCS 1956, VERESS 1987, VERESS 2000). Az árvízi tavak lehetnek rövid ideig létezők, tartósabb ideig létezők és tartós tavak (VERESS 1987). A tó típusa a töbör vízvesztési sebességétől (a vízszintcsökkenés sebessége), a környezet állapotától függ (VERESS 2013). A környezet állapota azért befolyásolhatja a tó létezési időtartamát, mert a csapadékhullás intenzitása mellett a töbörbe beáramló víz mennyisége, ill. a beszállított üledék mennyisége a töbör táplálóterületének (vízgyűjtő) a növényzettel borítottságának jellegétől, mértékétől, a felszín dőlésétől és a felszínen lévő kőzetanyag minőségétől is függ. A beszállított üledék a vízelvezetés sebességére hatással lehet attól függően, hogy a töbör

elvezető járatát milyen mértékben tölti ki, ill. fedi el. A beszállított üledék mennyiségének a növekedése növeli az esélyét a töbrör eltömődésének.

A tartósabb ideig létező tavakból kolloid és növényi hulladék bevonat képződik a töbrökben. Ezt a fajta üledékképződést a töbrökben VERESS (1987, 2000) adszorpció (PAIS 1981) és adhézió (STEFANOVITS 1981) jelenségére vezette vissza. VERESS (1987) a növényhulladék képződését a szennyvíztisztításnál megfigyelhető folyamatból vezette le. Itt a hulladékra rakódó anyag okozza annak süllyedését (BENEDEK-VALLÓ 1982). A kolloidbevonat a töbrök fatörzsein egynemű, folytonos gyűrűs, amely lehet lefelé kihalványuló. A növényi hulladék bevonatának kifejlődése lehet folytonos, vagy öves (VERESS 1987, 2000). Az öves növényhulladék alövekre különül: egy felsőre, ahol a növényhulladék mennyisége nagy (folytonosan borítja az aljzatot) és egy belsőre, ahol a növényhulladék nem folytonos és a depresszió belseje felé egyre ritkább.

Az üledékképződés feltételeinek megismerése segít megérteni az árvízi tavak keletkezésének, működésének körülményeit, amelyből következtetni lehet a töbrör feltöltöttségére, környezetének állapotára (VERESS 1986).

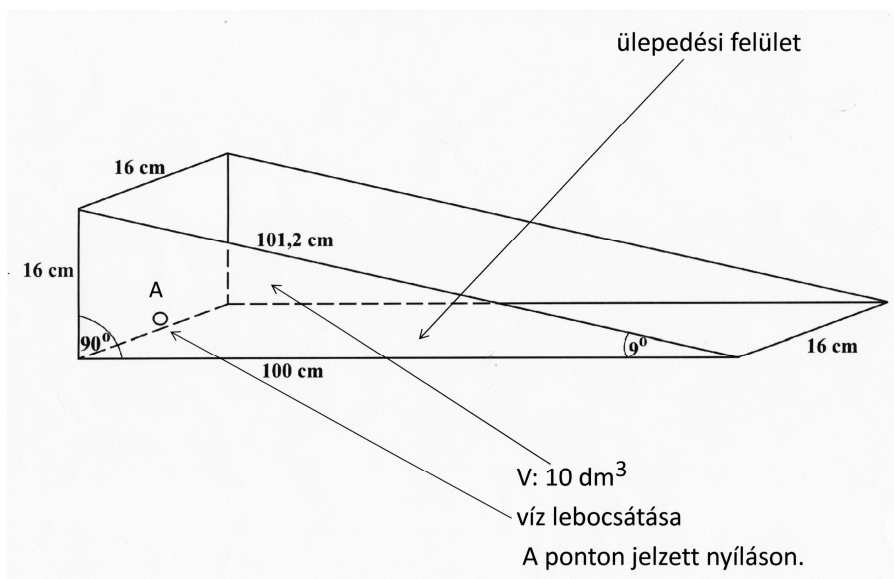
A karsztok jelenségeinek a kutatására a modellezés széleskörűen elterjedt. A modellezéshez laboratóriumi kísérletet folytatott FABRE-NICOD (1982), DZULANSKI et al (1988), PLUHAR és FORD (1970), CURL (1966), QUINIF (1973), GLEW-FORD (1980), SLABE (1995), SLABE (2009), VERESS et al. (1998), DEÁK et al. (2012).

A töbrötavak üledékképződési feltételének megértéséhez laboratóriumi kísérletet végeztünk. Ehhez különböző összetételű, agyag és szervesanyag-tartalmú szuszpenziók üledékbevonat képződését modelleztük, változó sebességű vízszintcsökkenési sebesség mellett. A kísérlet eredményeit e tanulmányban mutatjuk be.

## 2. Módszer

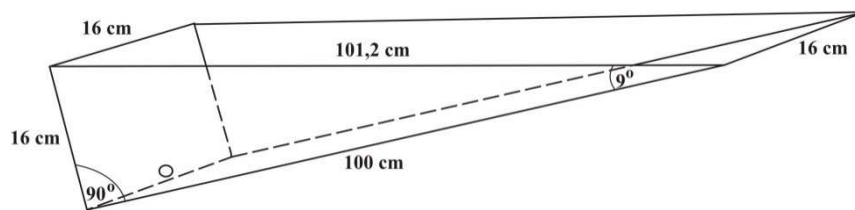
### 2.1. A kísérleti eszköz, az ülepítő medence bemutatása

Az ülepítő medence, amelyben a kísérletet végeztük, 10 dm<sup>3</sup> szuszpenzió befogadására alkalmas ék alakú üveglapos edény, melynek kerete fémből készült, oldallapjai derékszögű háromszögek, alaplapja téglalap alakú. Az ék alakú edény végét négyzet alakú fémlap zárja, melyhez csapot csatlakoztattunk (1. ábra).



1. ábra: Az ülepítő medence  
Figure 1: The sedimentation pool

Az ülepítő medencét úgy állítottuk be, hogy a derékszögű háromszöget alkotó átló vízszintes legyen (2. ábra, 1. kép). Ezáltal az üledési felületet képező téglalap alakú üveglap  $9^\circ$ -os szöget zárt be a vízszintessel, enyhe lejtésű partszakaszt mintázva. A medence oldalfalai meredek függőleges tőbor lejtőt modelleztek. Az apasztás megkezdése előtt fényképet készítettünk a kiindulási állapotról, majd  $1 \text{ dm}^3$  folyadék (különböző sebességgel történő) lebocsátása után, 20 perc nyugalmi idő elteltével ismételt fényképezéssel rögzítettük a változást. Ezt a lépést minden kísérleti sorozatban hat-szor megismételtük.

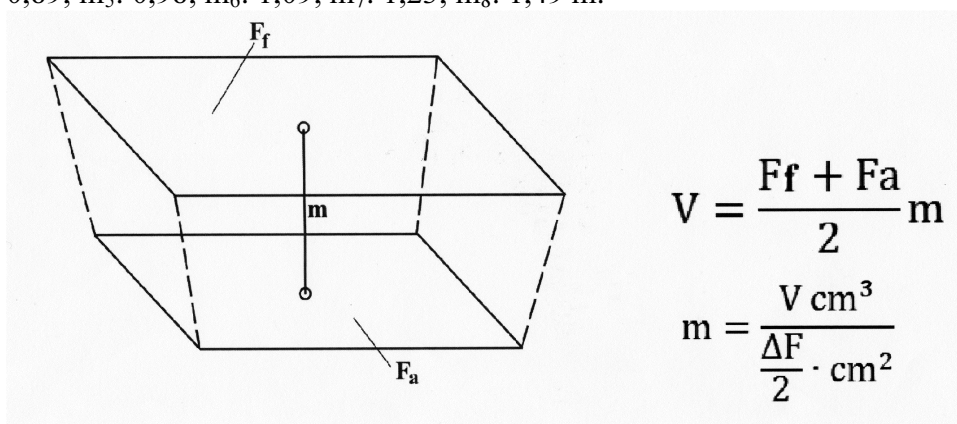


2. ábra: Az ülepítő medence beállítása  
Figure 2: The settings of the sedimentation pool

## 2.2. A vízszint csökkentése, a vízszintcsökkenés sebességének meghatározása

Az előzőekben bemutatott eszközt, a leírt módon történt beállítás után, feltöltöttük vízzel ( $10 \text{ dm}^3$ ). Első lépésben a vízszintcsökkenés mértékét mér-

tük oly módon, hogy az aktuális vízszintfelületet számszerűsítettük ( $F_f$ ), majd lebocsátottunk az ülepítő edényből  $1 \text{ dm}^3$  vizet, és az új felszín felületét ( $F_a$ ) meghatároztuk. Az ülepítő edény szélességének (16 cm), és a vízfel-színek hosszának ismeretében a 3. ábrában bemutatott képlet alapján számí-tottuk a vízszintcsökkenés mértékét (m) cm-ben. Így a vízszintcsökkenés értékek medencében a következők voltak:  $m_1$ : 0,74;  $m_2$ : 0,78;  $m_3$ : 0,83;  $m_4$ : 0,89;  $m_5$ : 0,98;  $m_6$ : 1,09;  $m_7$ : 1,23;  $m_8$ : 1,49 m.



ahol a  $V$  a lebocsátott vízmennyiség, amely  $1 \text{ dm}^3$  víz

3. ábra: A vízszintcsökkenés mértékének meghatározása  
Figure 3: Determination of the rate of water level decrease

Ezt követően a vízszintcsökkenés mértékét összekapcsoltuk az  $1 \text{ dm}^3$  víz lebocsátásának idejével (10, 5, 2, 1 min és 45, 30, 15 sec). Így meghatározhattuk a vízszintcsökkenés sebességét [cm/min]. A vízszintcsökkenés sebességének adatait az I. táblázatban foglaltuk össze. Látható, hogy a vízszintcsökkenés előrehaladásával az ismételten elvezetett ugyanannyi térfogatú folyadék vízszintje a medence alakja miatt növekvő sebességű. Hangsúlyozzuk azonban, hogy a vízszintsüllyedéseket nyugalmi (változatlan) vízszintű állapotok szakították meg.



I. táblázat  
Table I.

A vízszintcsökkenések sebességei(cm/min)  
Rates of the water level decrease (cm/min)

$\Delta V[\text{dm}^3]$	0,25 min	0,5 min	0,75 min	1 min	2 min	5 min	10 min
1. -dm <sup>3</sup>	2,9	1,48	0,98	0,74	0,37	0,14	0,07
2. -dm <sup>3</sup>	3,2	1,56	1,03	0,78	0,39	0,15	0,07
3. -dm <sup>3</sup>	3,32	1,66	1,10	0,83	0,41	0,16	0,08
4. -dm <sup>3</sup>	3,56	1,78	1,18	0,89	0,44	0,18	0,08
5. -dm <sup>3</sup>	3,92	1,96	1,30	0,98	0,49	0,19	0,09
6. -dm <sup>3</sup>	4,36	2,18	1,45	1,09	0,54	0,21	0,10
7. -dm <sup>3</sup>	4,92	2,46	1,63	1,23	0,61	0,25	0,12
8. -dm <sup>3</sup>	5,96	2,98	1,98	1,49	0,74	0,29	0,14

Megjegyzés: a szaggatott keretben jelölt vízszintcsökkenési sebességeket alkalmaztuk a különböző összetételű szuszpenziós rendszerek vizsgálatakor.

### 2.3. A vizsgált szuszpenziós rendszerek bemutatása, a kísérlet előkészítése

A vizsgált rendszerek különböző keménységű víz-agyag szuszpenziós rendszerei voltak, melyek esetenként szerves anyagot is tartalmaztak. (A különböző szuszpenziós rendszereket az „A”, „B”, „C” stb. nagybetűvel jelöltük.)

Minden rendszer agyagtartalma 0,2 m/m % volt. Kontrollként a nulla németkeménységű (0 N<sup>0</sup>) desztvizet (jele „A”), és a szombathelyi Perint patak (jele „G”) 14 N<sup>0</sup> keménységű, 0,15 m/m % lebegő anyag tartalmú mintáját állítottuk be. A különböző szuszpenziós rendszerek összetételét a II. táblázatban mutatjuk be.

II. táblázat  
Table II.

A szuszpenziós rendszerek összetétele  
Composition of the suspension systems

<b>A: mesterséges alapoldat</b>	<b>desztvíz + agyag</b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g)	agyagra: 0,2 m/m % 0 N°
<b>B: 1. minta</b>	<b>csapvíz + agyag</b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g)	agyagra: 0,2 m/m % 20 N° állandó keménység
<b>C: 2. minta</b>	<b>csapvíz + agyag + CaCl<sub>2</sub></b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g) (3,96 g)	agyagra: 0,2 m/m % 40 N° állandó keménység
<b>D: 3. minta</b>	<b>csapvíz + agyag + CaCl<sub>2</sub> + KHCO<sub>4</sub></b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g) (3,96 g) (3,57 g)	agyagra: 0,2 m/m % 60 N° állandó és karbonát keménység
<b>E: 4. minta</b>	<b>csapvíz + agyag + szerves anyag</b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g) (2 g)	agyagra: 0,2 m/m % 20 N° szerves anyag 0,02 m/m %
<b>F: 5. minta</b>	<b>csapvíz + agyag + CaCl<sub>2</sub> + szerves anyag</b> (10 dm <sup>3</sup> ) (20 g) (3,96 g) (2 g)	agyagra: 0,2 m/m % 40 N° össz keménység szerves anyag 0,02 m/m %
<b>G: természetes eredetű minta</b>	<b>patak vize + lebegő anyag</b> (Perint) (agyag + oldott só ) (10 dm <sup>3</sup> ) (kb. 1.5g)	szárazanyag tartalom: 0,15 m/m % 14 N°

Az ülepitő medencét feltöltöttük 9 dm<sup>3</sup> vízzel (az „A” jelű rendszer-nél desztvízzel, a „G” jelű rendszer-nél 10 dm<sup>3</sup> Perint patak vizével). A „C”, „D”, „F” jelű rendszereknél az állandó keménység növelésére kalcium-kloridot (CaCl<sub>2</sub>) és a karbonát keménység növelésére kalium-hidrogén-karbonátot (KHCO<sub>3</sub>) adagoltunk, majd 1 dm<sup>3</sup> folyadékban agyagot, az „E” és „F” jelű rendszereknél szerves anyagot szuszpendáltunk. (A szerves anyag bükkfalevél és állatszőr apríték volt.) Az így összeállított 1 dm<sup>3</sup> térfogatú kolloid oldatot 20 percig ráztuk, majd állandó kevergetés közben az ülepitő edény 9 dm<sup>3</sup> térfogatához öntöttük. Tíz perces további kevergetés után huszonnégy órán át pihentettük a rendszert. Az ülepedés befejeződéséről néhány cm<sup>3</sup> minta desztvízzel szemben fényáteresztő képességének változatlanásával győződünk meg. A mérést HITACHI2910 típusú spektrofotométerrel 440 nm végeztük.



*1. kép: A feltöltésre kész rendszer bemutatása  
Picture 1. The experimental setup before the fill up*

### **3. Az eredmények**

#### **3.1. Bevonatformák**

A medencében az ülepedés során keletkezett képződmények lehetnek kiválások és bevonatformák. A kiválás nyugalmi vízszintnél képződik, amelynek a szélessége az oldat sótartalmával nő. A bevonatok kiterjedése igazodott a hordozó felület kiterjedéséhez, alakjához. Így az ülepitő medence oldalán hosszanti irányban kiterjedt vonalas bevonatforma jött létre (2.

kép). A szuszpenzióba merülő tárgyon körkörösen kifejlődött gyűrűs kiválási forma alakult ki (3. kép).



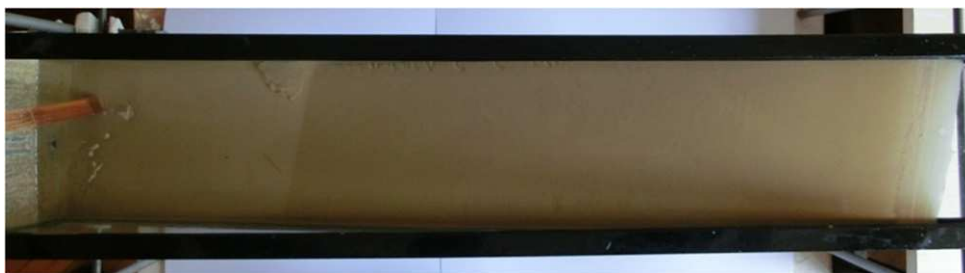
2. kép: Vonalas bevonat forma (1) az ülepítő edény falán  
Picture 2. Lined veneer (1) of the pool wall



3. kép: Gyűrűs bevonat forma (1) a szuszpenziós edénybe merülő tárgyon  
Picture 3. Ring veneer (1) on the submerged object

A huszonnégy órás pihenő után, az apasztások megkezdése előtt a vonalas és a gyűrűs bevonatok vastagabbak. Az apasztás során a húszperces nyugalmi idő alatt az egymás alatt képződő bevonatok egyre vékonyabbak és halványabbak.

A 9° dőlésű, enyhe lejtőt mintázó ülepedési felületen folytonos (f) és kivastagodva folytonos (f<sub>k</sub>) bevonat alakult ki (4, 5. kép). Előző esetben a bevonat egységesen borította a medence aljzatát, utóbbi esetben nem. A kivastagodva folytonos bevonat két részre különül: egy felsőre és egy alsóra. A felsőrész vastag, míg az alsó vékony. A kivastagodva folytonos bevonatok felső kivastagodó része lefelé haladva az egyre alacsonyabb vízszinteknél egyre szélesebb és egyre vastagabb. Jelezve, hogy a medencében egyre kevesebb víznél a lebegő anyag egyre nagyobb hányada tapad rá a nyugalmi vízszintnél a hordozó felületre. Ez arra vezethető vissza, hogy a nyugalmi, de egyre alacsonyabb vízszintnél egyre kisebb a vízmélység. A köztük lévő folytonos bevonatrészek viszont egyre vékonyabbak és a rajtuk szivárgó víz hatására „esővízbarázda” szerű formákkal feltagolódtak. Egy bevonat egységen belül az alsó rész vastagsága lefelé az alsóbb helyzetű bevonat egység irányába vékonyodott.



4. kép: Folytonos bevonat forma  
Picture 4. Continuous veneer

Az ülepítő aljzaton a különböző összetételű szuszpenziókban eltérő vízszintcsökkenési sebességeknél kialakult bevonat formákat III. táblázatban foglaltuk össze.

III. táblázat  
Table III.

Üledékbevonatok különböző vízszintsüllyedési sebességeknél  
Sediment veneers at various speeds of water table decrease

mért és számított adatok				A különböző összetételű szuszpenziós mintákban képződött bevonatformák eltérő vízszint-csökkenés sebesség mellett						
$\Delta V$	$m_{1-6}$	t	V	A	B	C	D	E	F	G
$dm^3$	cm	min	cm/min							
-1.	0,74	2	0,37	f	f	f	f	f	f	f
-2.	0,78	2	0,39	f	f	f	f	f	f	f
-3.	0,83	2	0,42	f	f	f	f	f	f	f
-4.	0,89	2	0,44	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-5.	0,98	2	0,49	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f	f
-6.	1,09	2	0,54	$f_k$	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f
-1.	0,74	1	0,74	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-2.	0,78	1	0,78	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-3.	0,83	1	0,83	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-4.	0,89	1	0,89	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f	f
-5.	0,98	1	0,98	$f_k$	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f
-6.	1,09	1	1,09	X	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f
-1.	0,74	0,5	1,48	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-2.	0,78	0,5	1,56	$f_k$	f	f	f	f	f	f
-3.	0,83	0,5	1,66	X	$f_k$	f	f	f	f	f
-4.	0,89	0,5	1,78	X	$f_k$	$f_k$	f	f	f	f
-5.	0,98	0,5	1,98	X	X	$f_k$	f	f	f	f
-6.	1,09	0,5	2,18	X	X	X	f	f	f	f

$\Delta V$  a csökkentés térfogata  $dm^3$ -ben  $dm^3$  : -1., -2., stb.

$m_{1-6}$  apasztás előtti ( $F_f$ ) és apasztás utáni ( $F_a$ ) felszínek közötti távolság cm-ben

t:  $1 dm^3$  térfogatú szuszpenzió lebocsátásának ideje 2 min, 1 min, 0,5 min

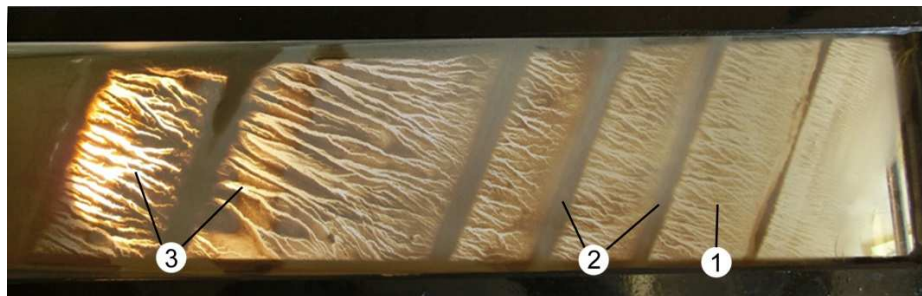
V: a vízszint csökkentés sebesség cm/min

A, B, C, D, E, F, G a II. táblázatban feltüntetett szuszpenziós típusok

f: folytonos bevonat

f<sub>k</sub>: kivastagodva folytonos bevonat

X: bevonatképződés nincs



5. kép: Kivastagodva folytonos bevonat forma

Jelmagyarázat: 1. a kivastagodva folytonos bevonat alsó, vékony része, 2. a kivastagodva folytonos bevonat felső vastag része, 3. esővíz barázdászerű forma

Picture 5. partly thickened veneer feature

Legend: 1. thin lower part of the partly thickened veneer feature, 2. thick upper part of the partly thickened veneer feature, 3. furrow-like feature

### 3.2. Bevonatformák kialakulása kicsi vízszintcsökkenési sebesség mellett

Kicsi vízszintcsökkenési sebesség alakul ki a szuszpenziós rendszerekben, ha az 1-1 dm<sup>3</sup> folyadék lebocsátásának idejét 1 percről 2 percre nyújtjuk meg. Ezen esetekben a vízszintcsökkenés sebessége 0,34 cm/min és 0,54 cm/min között változik. Ez a vízszint csökkenési sebesség a folyamatos bevonat kialakulásának kedvez.

Kivastagodva folytonos bevonat képződik a 0,44 cm/min vízszint-süllyedési sebességtől az „A” jelű szuszpenzióban, de ugyancsak megjelenik ez a bevonat a „B” és „C” jelűnél is, igaz egyre nagyobb süllyedési sebességeknél. Míg a „D”, „E”, „F”, „G” jellel ellátott nagyobb keménységű és szerves anyagot tartalmazó szuszpenziós rendszerekben a 0,21 cm/min és 0,54 cm/min közötti vízszintcsökkenési sebességeknél csak folytonos bevonatforma alakult ki (III. táblázat).

### 3.3. Bevonatképződés közepes sebességű vízszintcsökkenés mellett

Közepes vízszintsüllyedési sebességnek tekintettük, ha a vízszintsüllyedés sebessége a 0,74-1,09 cm/min. között volt. Ekkor az  $m_1$ ,  $m_2$ ,  $m_3$  stb. értékű vízszint süllyedések egy perc alatt zajlanak le, az az ennyi idő alatt távozik a medencéből az 1 dm<sup>3</sup> térfogatú szuszpenzió. Az alapoldat rendszerben („A”) az ötödik dm<sup>3</sup> lebocsátásig kivastagodva folytonos bevonat képződött. A hatodik vízszintcsökkentést már nem kísérte bevonatképződés. Ekkor a vízszintcsökkenés sebessége 1,09 cm/min volt. Ha a megadott intervallumon belül nőtt a vízszintsüllyedés sebessége a folytonos bevonatformát felváltotta a kivastagodva folytonos bevonatforma. Ezt tapasztaltuk a „B” és „C” jelű szuszpenziók esetében a „D”, „E”, „F” és a „G” jelű szuszpenziókban viszont folytonos bevonatforma alakult ki még ilyen sebességek esetén is.

#### *3.4. Bevonatformák keletkezése különböző szuszpenziós rendszerekből nagy vízszintcsökkenési sebesség mellett*

Nagy sebességű a vízszintcsökkenés, ha az 1 dm<sup>3</sup> folyadék 30 sec idő alatt távozik a rendszerből, azaz ha az alapnak tekintett időt (1 min) félre csökkentjük, a folyadék 1 dm<sup>3</sup>-e kétszer hamarabb távozik. Ekkor a vízszint süllyedés sebessége 1,48-2,18 cm. A sebesség növekedés hatására a bevonatformák között a kivastagodva folytonos bevonat gyakoribb lesz.

Az alapoldat rendszerben („A”) a bevonatok kialakulása hamarabb megszűnik 1,98 cm/min sebesség mellett, míg a „B”, „C” jelű szuszpenziókban 1,66 cm/min sebességtől kivastagodva folytonos bevonat képződik 2,18 cm/min sebességtől e szuszpenziókban is megszűnik a bevonat képződés. A folytonos bevonatok a magas német keménységű rendszerekben és szervesanyag-tartalmú szuszpenziókban jelennek meg. A kivastagodva folytonos bevonat a Perint patak vizéből vett szuszpenziós rendszerben („G” minta) nem jön létre, még 2,18 cm/min vízszintcsökkenés mellett sem.

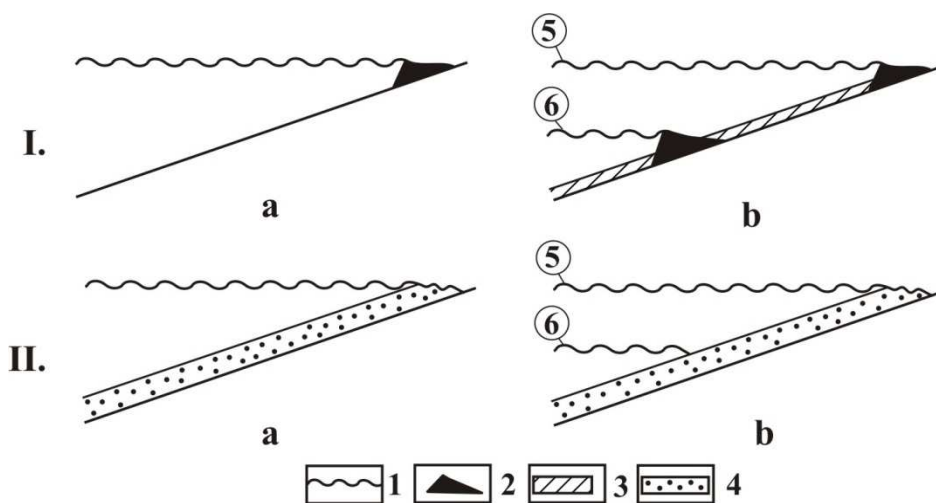
#### **4. A bevonatképződés modellje az aljazaton**

Mint láttuk, az „A”, „B”, „C” jelű szuszpenzióknál a bevonat kifejlődése lehet folytonos, ill. kivastagodva folytonos (4. ábra). A kivastagodva folytonos bevonat felső része akkor alakult ki, amikor az ülepítő medence távának vízszintje nem csökkent (a víz kivételek között mintegy 10-15 pernyi időtartamig a vízszint nem csökkent), míg az alsó része vízszintcsökkenés során jött létre. Ez a bevonat típus kisebb vízszint süllyedési sebességnél, ill. nagyobbánál is ismételtelen megjelenik, amikor a medencében már kevesebb



víz van. Folytonos bevonat akkor jött létre az „A”, „B”, „C” jelű szuszpenziókból, ha a medencében több víz volt, míg kivastagodva folytonos, mint említettük, ha kevesebb. A „D”, „E”, „F”, „G” jelű oldatoknál minden vízmennyiségnél, minden vízmélységnél és vízszintsüllyedési sebességnél viszont folytonos bevonat képződött.

Feltételezzük, hogy az oldott anyagot nem tartalmazó („A”, „B” jelű), vagy kevés oldott anyagot tartalmazó („C” jelű) szuszpenziókból a kolloidok kis vízmélységnél képeznek bevonatot. Tehát a kolloid bevonat képződése (és így kivastagodása) főleg a nyugalmi vízszintnél következhet be (4.I.a. ábra), miután a vízszint tartósan az aljzatnak ugyanazon a helyénél van. Ezért az egyre hosszabb hordozó felületek mentén egyre alacsonyabb és egyre gyorsabban elmozduló vízszinteknél a szuszpenzió meglévő kolloidjából egyre kevesebb tapadhat meg (4.I.b. ábra). Ugyanis folyamatos süllyedésnél (lényegében nagyon rövid idejű nyugalmi vízszintek sorozatából áll a süllyedés) a vízszint ugyanazon a helyen egyre rövidebb ideig tartózkodhat. Tehát az „A”, „B”, „C” jelű szuszpenziók kolloidja egyre inkább koncentrálnálódhat a nyugalmi vízszintekhez eső felületrészekben.



4. ábra: Bevonatképződés nyugalmi és süllyedős vízszintnél különböző vízmélységeknél és süllyedési sebességeknél  
 Jelmagyarázat: I. kivastagodva folytonos bevonat kialakulása, II. folytonos bevonat kialakulása, a. kezdeti állapot, b. kifejlett állapot, 1. vízszint, 2. bevonatképződés kis vízmélységnél kolloid esetén, 3. bevonatképződés nagy vízmélységnél kolloid esetén, 4. folytonos bevonat növényi hulladék esetén, 5. felső vízszint ( $F_p$ ), 6. alsó vízszint ( $F_a$ )

Fig. 4 Veneer development at standstill and decreasing water table in the case of different depths of water and various speeds of water table decrease

Legend: I. partly thickened veneer development, II. development of continuous veneer, a. original state, b. developed state, 1. water table, 2. veneer development in the case of small depth of water from colloid, 3. veneer development in the case of large depth of water from colloid, 4. continuous veneer in the case of vegetable litter, 5. upper water table ( $F_p$ ), 6. lower water table ( $F_a$ )

A szerves hulladék („E” és „F” jelű szuszpenzió) nagyobb vízmélységnél is rátapad a hordozó felületre, ezért kifejlődése szélesebb sávban történik, ami kedvez a folytonos bevonatképződésnek (4. II. ábra). Ezt lehetővé teszi a hulladék nagy fajlagos felülete, valamint annak leterhelésre visszavezethető süllyedése a szuszpenzióban (kolloid tapad a hulladék felszínére). Ezért a szerves hulladék kevésbé koncentráódik a nyugalmi vízszint mentén. Kifejlődése nem vagy kevésbé függ a süllyedési sebességtől. Ily módon a bevonat az "E", "F" jelű szuszpenziókban folytonos lesz. Ugyanakkor a "D" jelű szuszpenzióból is folytonos bevonat képződött annak ellenére, hogy szerves anyagot nem tartalmazott. Ezt azzal magyarázzuk, hogy a magas oldott anyagtartalom is kedvez a kolloid megtapadásának a hordozó felületre nagyobb vízmélységnél is. Miután a "D" jelű szuszpenzió oldott anyag tartalma magas volt, így a kolloid anyagából folytonos bevonat képződhetett. A "G" jelű szuszpenzióból (Perint patak) bár oldott anyagot, vagy szerves hulladékot nem tartalmazott, mégis folytonos bevonat keletkezett. Ezt azzal magyarázzuk, hogy a vízben lévő anyag szemcsemérete nagyon kicsi lehetett, ami az anyag betapadását lehetővé tette nagyobb vízmélységnél is.

## 5. Következtetések

A medencében az ülepedést követően a meredek oldalfalakon, valamint a szuszpenzióba merülő tárgyon vonalas, gyűrűs bevonat képződik. A vonalas és gyűrűs bevonatforma képződése erőteljesebb az apasztás megkezdése előtt, a hosszú nyugalmi időszak után (24 h). Erőteljesebb (vastagabb) megjelenését részben az időtényező, részben a koncentráció változása magyarázza. A vonalak és gyűrűk színváltozását az okozza, hogy egyre több vízkeménységet okozó ion tapad a felületre (és képez bevonatot) és egyre kevesebb az agyag a szuszpenziókban.

A ferde lejtőkön a vízszintcsökkenés során a bevonatforma kétféle lehet: kivastagodva folytonos vagy folytonos. A bevonatforma kialakulása függ a szuszpenzióoldat mésztartalmától, szervesanyag-tartalmától, a vízszintcsökkenés sebességétől, a medencefal lejtőszögétől, valamint a medencefal anyagi tulajdonságától.

A bevonatforma alakításában elsődleges szerepe van az ülepítő medencefal dőlésszögének. A lejtőszög csökkenése egyre inkább kedvez a folytonos, ill. a kivastagodva folytonos bevonat kialakulásának. A kiülepedő anyag tapadó képességét (egy adott felületre) a növekvő mésztartalom segíti.

Ugyanakkora vízszintsüllyedési sebességnél minél nagyobb volt a szuszpenzió német keménységi foka (minél több volt a  $\text{Ca}^{2+}$  és a  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  tartalma), a bevonatforma annál inkább lehetett folyamatos. A szervesanyag-tartalma segíti a folytonos bevonat kialakulását akár csak a karszterületek töbreinél. A mésztartalmú kolloid rakódik a szerves hulladéokra és az aljzathoz tapasztja azt. A kivastagodva folytonos bevonatok a szerves anyag tartalom nélküli és alacsony oldott anyag tartalmú szuszpenziókból képződnek akkor, ha a medencében kevés víz van. Ugyanis a vízszint elmozdulása az aljzat felülete mentén ilyenkor gyors és így a szuszpenzió anyaga nyugalmi vízszintnél képez bevonatot.

Nagyobb vízszintsüllyedési sebességnél ugyanakkora, de kicsi lejtőszögnél növekszik az esélye a kivastagodva folytonos bevonat létrejöttének, míg a kisebb sebességnél nő az esélye a folytonos bevonat kialakulásának.

A kísérleti medence kivastagodva folytonos bevonata hasonlóságot mutat a töbrök öves növényhulladékos összetételével. Előző bevonat felső része megfelel a növényhulladékos öv külső részének, míg az alsó, folytonos része a növényhulladékos összetétel belső alövének.

## IRODALOM

- BENEDEK P.-VALLÓ S.* (1982): Vízisztítás-szennyvíztisztítási zsebkönyv – Műszaki Kiadó, Budapest, 698. p.
- CURL, R. L.* (1966): Scallops and flutes – Transactions Cave Research Group Great Britain, 7. p. 121-160.
- DEÁK GY.-SAMU SZ.-PÉNTÉK K.-MITRE Z.-VERESS M.* (2012): A víz-áramlási modellkísérletek vályúrendszereken. – Karsztfelődés XVII. évf. p. 155-165.
- DZULYNSKI, S. - GIL, E. - RUDNICKI, J.* (1988): Experiments on kluftkarren and related lapis forms. – Zeitschrift für Geomorphologie 32, 1, p. 1–16.
- FABRE, G. - NICOD, J.* (1982): Lapiés, modalités et rôle de la corrosion, crypto-karstique. – Phénomèn karstique III, Mémoires et documents de géographie, p. 115–131.
- GLEW, J. R.-FORD, D. C.* (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – Earth Surface Processes, 5. p. 25-36.
- JAKUCS L.* (1956): A barlangi árvizekről – Földrajzi Közlemények 4, p. 281-403.
- PAIS I.* (1981): Általános szerves és analitikai kémia – Mezőgazda Kiadó, Budapest, 317 p.

- PLUHAR, A. - FORD, D. C.* (1970): Dolomite karren of the Niagara escarpment, Ontario, Canada. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14 p. 392-410.
- SLABE, T.* (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Slubljana p. 128.
- SLABE, T.* (2009): Karren simulation with plaster of Paris models – In: *GINÉS, A.-KNEZ, M.-SLABE, T.-DREYBRODT, W.* (eds): Karst rock features, Karren sculpturing, p. 47-54., Postojna-Ljubljana 561 p.
- STEFANOVITS P.* (1981): Talajtan – Mezőgazda Kiadó, Budapest, 382 p.
- QUINIF, Y.* (1973): Contribution a l'étude morphologique des coupoles – *Annales de spéléologie* 28. 4, p. 565-573.
- VERESS M.* (1986): Feltárás előrejelzése a karsztos üledékek vizsgálatával – *Karszt és Barlang* II. p. 95-104.
- VERESS M.* (1987): Karsztos mélyedések működése bakonyi fedett karszton. – *Földrajzi Értesítő* XXXVI. évf. p. 91—114.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution in the Northern Bakony mountains, W-Hungary – *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei* 23. 167 p. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc
- VERESS M.* (2013): Intense rainfall on Subsidence Karst Doline – In (Lóczy D. szerk.): *Geomorphological impacts of extreme weather. Case studies from central and eastern Europe* 327-345. – Springer Dordrecht Heidelberg, New York, London pp. 373
- VERESS M. - PIDL K. - MANTLER M.* (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között – *Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei* XI. *Természettudományok* 6. p. 147-166.

**MORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK A TOROCKÓI-HEGYSÉG  
ARANYOSTÓL ÉSZAKRA FEKVŐ TÉRSÉGÉBEN**

**MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE NORTHERN PART OF  
TRASCĂU MOUNTAINS**

<sup>1</sup>EISAM ELDEEN FATIMA – <sup>1</sup>TELBISZ TAMÁS – <sup>2</sup>IMECS ZOLTÁN –  
<sup>1</sup>MARI LÁSZLÓ

<sup>1</sup>ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C,  
e.e.fati@gmail.com, telbisztom@caesar.elte.hu, mari.laci@gmail.com

<sup>2</sup>BBTE Földrajz Kar, Kolozsvár zimecs@yahoo.com

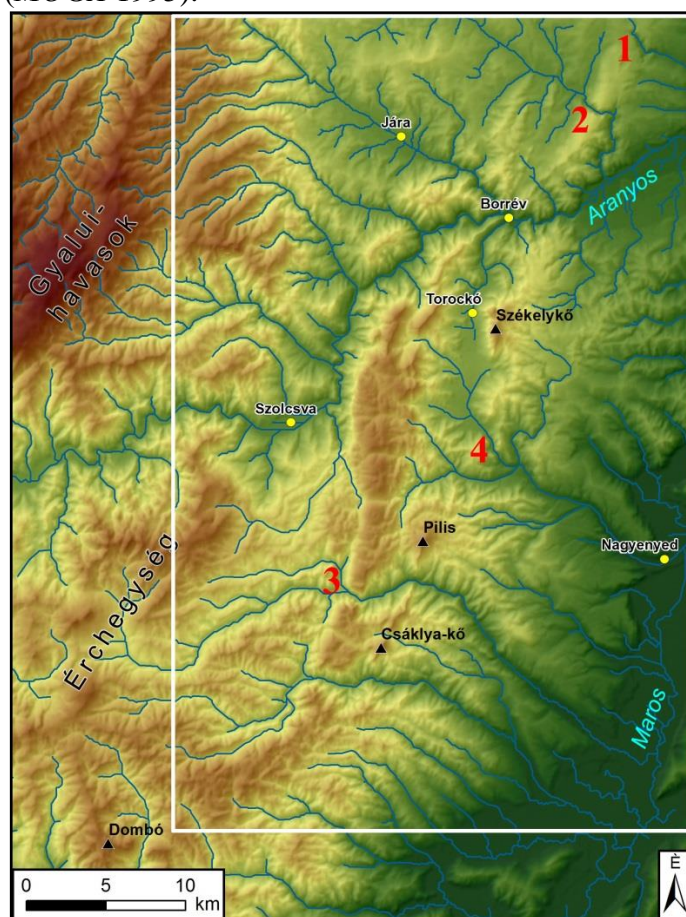
*Abstract: The Trascău Mountains are located in the southeastern region of the Apuseni Mountains with NNE-SSW strike. It is a lithologically diverse area, that is characterized by the high karst plateaus along the main range. The karst plateaus are built up off upper Jurassic limestone. In our previous studies, we analyzed the drainage network of the central and southern part of the mountains. Our research mainly focused on the GIS analysis of DEM-derived data. The SRTM database and 1:25 000 scale topographic maps were also used in the analysis. We tried to quantify the characteristics of the surface, especially the drainage network. In this study we analyzed the northern part of the Trascău Mountains in order to complete the results. We outlined the evolution of the drainage network. The main methods were long and cross profile analysis, and the assessment of elevation, slope and aspect histograms. We concluded that tectonic preformation played a significant role in the evolution of drainage network, especially in the formation of the Iara and Hesdate valleys (and the famous Cheia Turzii / Torda Gorge). It is an important difference with respect to the southern part, where superimposition was the most important factor in the genesis of cross-valleys (wind gaps). Another significant difference is that whereas many dolines are found on the karst plateaus of the central and southern parts, these diagnostic karst landforms are practically missing from the northern plateaus.*

## **Bevezetés**

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység délkeleti peremhegyvidéke. Fő csapásirányának megfelelően kiterjedt karsztfennsíkakat sorakoztat fel ÉÉK-DDNy-i irányban. A fővonulatot délről észak felé haladva az Aranyos völgye Borrévnél megszakítja, majd a mészkővonulat ÉK-DNy-i csapásiránnyal bukkan újra felszínre. A hegység nem csak fennsíkjairól, de azokat szabdaló szurdokvölgyeiről is méltán híres, ez a kőközök vidéke. Itt található a neves Remete-szoros, az enyedi Kőköz, illetve a vitatott kialakulású Tordai-hasadék is (1. ábra; CHOLNOKY 1941).

A közel 70 km hosszan húzódó hegység legészakibb része a Túri-hasadék és környéke, legdélibb pedig a Csumerna-fennsík és közelében a hegység legmagasabb pontja, az 1369 m magas Dombó-csúcs. A hegységet nyugaton az Érchegységtől az Ompoly-völgy és a Mogos–Nagyponori-

fennsík választja el, míg északnyugaton a Gyalui-havasok–Nagy-havas masszívumtól a Szolcsvai- és Jára-medencék. Délen és délkeleten a Maros-völgy határolja, északkeleten azonban belesimul az Erdélyi-medence domb-sági tájába (MÓGA 1995).



1. ábra: A Torockói-hegység áttekintő térképe

Jelmagyarázat: 1. Túri-hasadék, 2. Tordai-hasadék, 3. Remete-szoros, 4. Kőközi-szoros, a vízrajz a digitális terepmodell alapján automatikusan készült, ezért a folyók futása nem mindenhol tükrözi a valóságot; a fehér keret a 2. ábra kivágatát mutatja

Figure 1: Overview map of Trascău Mountains

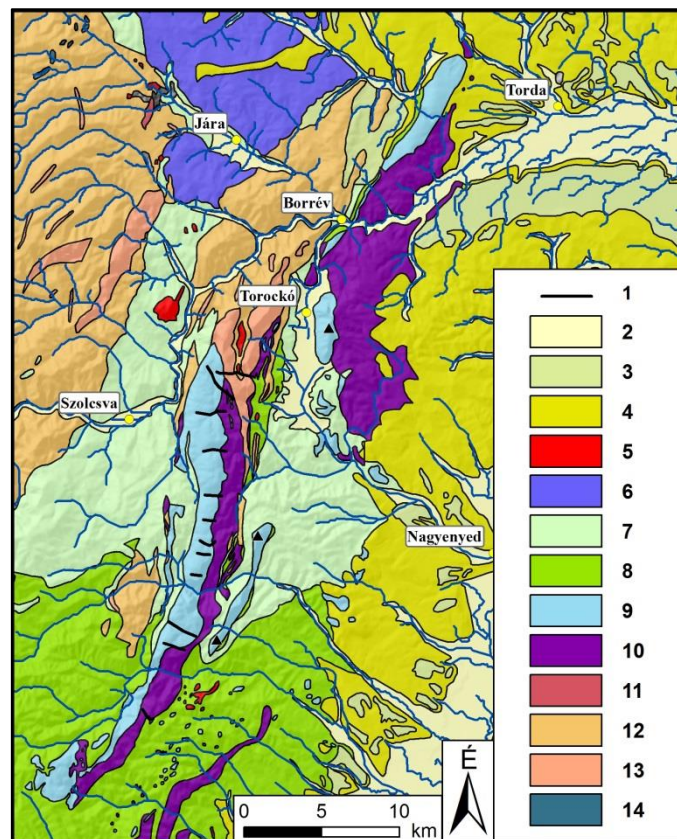
Legend: 1. Cheile Turulu, 2. Cheile Turzii, 3. Cheile Râmețului, 4. Cheile Vălișoare, drainage network is automatically derived from the DTM, therefore the location of rivers are not realistic everywhere; the white frame shows the subset of Figure 2

Közettenilag rendkívül változatos térszínről van szó, az egyes képződmények közel párhuzamosan helyezkednek el a fővonulat mentén (2. ábra). A hegység képét leginkább a fővonulatot is alkotó jura időszaki títton „Strambergi” mészkő határozza meg, ami takaróként, takaróroncsként és olisztolitiként egyaránt megtalálható a területen. Megfigyelhető, hogy



észak felé haladva a mészkősáv elvékonyodik, megszakad, majd keleti irányba eltolódva újra felszínre bukkan.

A jura mészkő rétegekre rátolódva jelennek meg a kréta ofiolit, illetve flis összletek. A térképen jura bazaltként jelölt kőzetek az ofiolit-öv főként bazaltos képződményeit mutatják, amelyek valójában sokféle kőzettípusból tevődnek össze (gabbró, dolerit- és bazaltláva-folyások, párnalávák). A hegységet kelet felől neogén üledékek takarják be, míg a völgyek talpán, illetve a belső medencékben holocén üledékek alkotják a felszínt (GIUSCĂ – BLEAHU 1967, MÓGA 1995).



2. ábra: A Torockói-hegység egyszerűsített geológiai térképe (GIUSCĂ és BLEAHU, M. 1967 alapján)  
 Jelmagyarázat: 1. száraz keresztvölgyek, 2. holocén üledék, 3. pleisztocén üledék, 4. neogén üledék, 5. paleogén vulkanit, 6. paleogén üledék, 7. felsőkréta üledék, 8. alsókréta üledék, 9. jura mészkő, 10. jura bazalt, 11. perm konglomerátum, 12. óidei metamorfít, 13. óidei kristályos mészkő, 14. óidei-ősidei gránit

Figure 2: Simplified geological map of Trascău Mountains (based on GIUSCĂ and BLEAHU 1967)  
 Legend: 1. wind gaps, 2. Holocene deposit, 3. Pleistocene deposit, 4. Neogene deposit, 5. Palaeogene volcanics, 6. Paleogene deposit, 7. Upper Cretaceous deposit, 8. Lower Cretaceous deposit, 9. Jurassic limestone, 10. Jurassic basalt, 11. Permian conglomerate, 12. Paleozoic metamorphite, 13. Paleozoic crystalline limestone, 14. Paleozoic-Archean granite

Felszínalaktani szempontból a hegység legjelentősebb kőzete a már említett felsőjura zátonymészke. Erre jellemzők a karsztosodás során létrejött formák, víznyelők, töbrök, kisebb barlangok, zsombolyok, illetve ez a kőzet őrizte meg a legidősebb egyengetett felszínt is.

A Torockói-hegység északi részén a völgyhálózat kialakulásában vélhetően tektonikus okok is szerepet játszottak. A vizsgált területen az 1:200 000-es földtani térkép (*GIUSCÁ – BLEAHU* 1967) nem jelöl törésvonalakat, illetve a szakirodalomban is csak olyan térképpel találkoztunk, amelyeken a területre jelölt törésvonalak csupán műholdfelvételek alapján lettek megállapítva, egyéb vizsgálatokkal nem támasztották alá ezeket (*CIULAVU et al.* 2002). A törésvonalak létezésére és völgyirányító hatására több korábbi munka is rámutatott, például 1921-ben *KEREKES* tanulmánya. Munkájában az Erdélyi-medence és a Gyalui-havasok között peremi töréseket feltételez, amelyek a hegységből lefutó vizek eredeti ÉK-i irányú lefutását „DK-i irányúvá hajlítják el”. Később *CHOLNOKY* (1936-1937) is említést tesz a Jára-völgy futásáról, ami „különös módon elkanyarodik”. A havasokból kiérő Jára-patak élesen irányt vált DK felé, ahol egy szélesebb medencében, az úgynevezett Jára-medencében folyik az Aranyos felé. A topográfia és a kőzetsávok elhelyezkedése alapján feltételezzük, hogy a Jára-medence és a vele párhuzamosan futó Hesdát-patak lapos síkja oldalirányú eltolódások mentén alakulhatott ki, ez okozhatta a hegység fővonulatának S-szerű elhajlását is. Hasonló szerkezeteket vizsgálva az oldaleltolódások jelentőségére mutatott rá *UNGER* és *TIMÁR* (2005). Úgy véljük, hogy a geológiai térképek szerkezetföldtani hiányosságainak pótlása aktuális és fontos feladat lenne a geomorfológiai elemzések szemszögéből is.

A tektonika a fővonulattól keletre is közvetlen szerepet játszhatott a völgyek fejlődésében *KORODI* (2003) szerint. Tanulmányában a Tordai-hasadékból kilépő Hesdát-patak völgyét vizsgálja, ami élesen dél felé fordul, és egy alacsonyabb dombsági térszínbe viszonylag mélyre bevágódva kanyarulatokat formál. A kanyarokat egyrészt a szelektív denudációval, másrészt tektonikus törések hatásával magyarázza. Ezek mellett megfogalmazza, hogy a Hesdát-patak Tordai-hasadék alatti, helyenként szintén szurdokszerű szakasza a Tordai-hasadékhoz hasonlóan tektonikailag előrejelzett felszínforma.

Korábbi munkáinkban, amelyekben főként a Torockói-hegység középső és déli részének felszínfejlődését vizsgáltuk, számos megállapítást tettünk (*EISAM ELDEEN – TELBISZ* 2012, *TELBISZ et al.* 2012, *EISAM ELDEEN* 2013, *EISAM ELDEEN – TELBISZ* 2013). A hegység Aranyostól délre elhelyezkedő részének fő lejtésiránya ÉNy-DK-i. A völgyek hosszszelvényeinek vizsgálata során sok esetben következtetni lehet az adott



völgy relatív korára, illetve fejlődésének egyes szakaszaira. Keresztszelvények, illetve vízgyűjtőterületek vizsgálata alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy több, a fővonulat keleti oldalán található völgy a fejlődése során a hegység nyugati oldaláról is kellett, hogy vizet kapjon. Az esésgörbék töréspontjainak elhelyezkedése arra utal, hogy a terület mai képeinek kialakulásában a szelektív denudáció igen fontos szerepet játszott. Összességében elmondható, hogy a Torockói-hegység egy korábbi, a fő lejtésiránynak megfelelő vízhálózatból alakult ki, egyrészt a szelektív denudáció, másrészt egy feltételezhető, a fővonulat nyugati oldalán elhelyezkedő vetőmenti kiemelkedés hatására. A terepi megfigyelések alapján azt tapasztaltuk, hogy karsztfennsíkok topográfiai térképen jelölt többszámához képest a valóságban ezek közel kétszerese figyelhető meg.

Jelen munkában a hegység Aranyostól északra található részének vizsgálatát végeztük el a korábban alkalmazott módszerek és tapasztalatok segítségével. Elsődlegesen arra kerestük a választ, hogy a terület fejlődéstörténete mennyiben hasonlított, illetve tért el a korábban vizsgált térszín fejlődésétől. Másodsorban azokat a folyamatokat próbáltuk feltárni, amelyek befolyásolták a terület völgyhálózatának kialakulását.

A kutatás fő lépéseiként először a völgyek esésgörbéjét vizsgáltuk, majd a keresztszelvények elemzését végeztük el, végül a magassági, lejtőszög, illetve lejtőkitettség térképek alapján elkészített hisztogramokat értékeltük.

### **Módszertan és alapadatok**

A vizsgálat során három fő adatforrásból dolgoztunk: 1:25 000-es méretarányú román topográfiai térképlapokat, 1:200 000-es méretarányú geológiai térképet (*GIUSCĂ – BLEAHU* 1967), valamint SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digitális terepmodellt használtunk. Ez utóbbihoz fontos megjegyezni, hogy nagy területet érintő vizsgálatokhoz kielégítő pontosságú (terepi felbontása ~90 m/pixel), azonban kis terület esetében pontosításokat igényel. Az alapadatok és az eredmények ellenőrzésére terepbejárásokat is végeztünk.

A térinformatikai elemzéseket ArcGIS Desktop 10.0, valamint Global Mapper 11.02 szoftver-környezetben végeztük el.

A vizsgált völgyek esésgörbéjét a topográfiai térkép szintvonalai alapján rajzoltuk fel, majd az ezekhez tartozó adatokat exportáltuk a térinformatikai programból. A keresztszelvényeket a terepmodell adatait felhasználva rajzoltuk fel.

A vizsgált területen kijelöltünk egy mintaterületet, amelyre magassági, lejtőszög, valamint lejtőkitettség térképeket vezettünk le, majd az így előállított adatok alapján hisztogramokat készítettünk. A magassági hisztogram esetében 10 méteres, a lejtőszög hisztogramnál pedig 2°-os osztályközökkel dolgoztunk. A lejtőszög és lejtőkitettség értékekhez fontos megemlíteni, hogy felbontástól függően eltéréseket mutathatnak, erről számos cikk és tanulmány született már (pl. KIENZLE 2004; SZABÓ 2006). Közepesen felszabdalt területeken a lejtőkitettség statisztikailag általában kevésbé érzékeny a felbontásra. A mintaterület esetében azonban előfordulnak nagymértékben felszabdalt területek is, amik befolyásolhatják az eredményeket, azonban úgy gondoljuk, hogy a vizsgálat léptékéből adódóan az ebből származó eltérések minimálisak. A lejtőkitettség értékeket két forrásból számoltuk ki, először az eredeti terepmodell alapján, másodsor pedig egy 1500 méter átmérőjű körrel területi átlagolást végeztünk el az eredeti állományon, és ez alapján készítettünk kitettség térképet, mert ez jobban mutatja az átlagos lejtésirányt, mivel a kisebb formák zavaró hatása kevésbé jelentkezik.

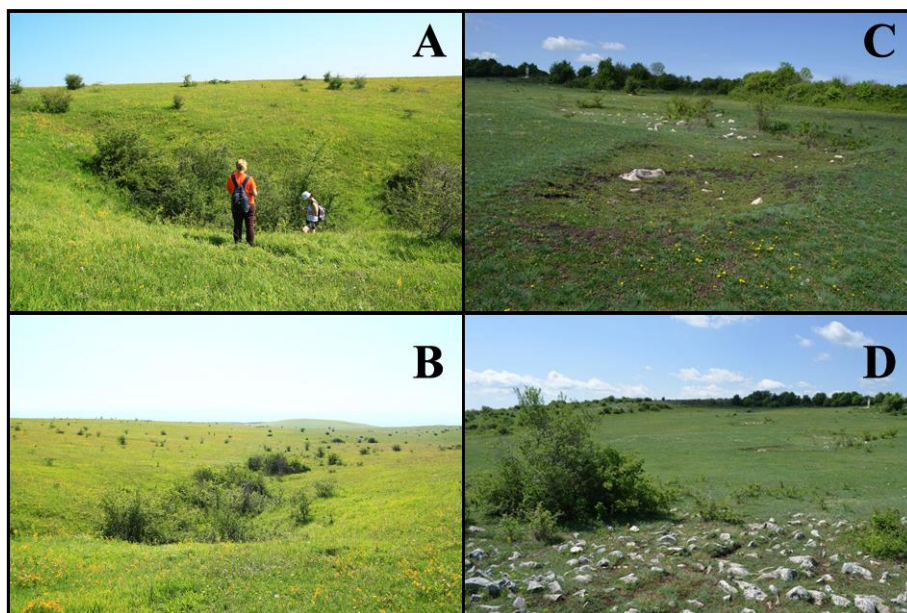
## **Morfometriai vizsgálatok**

### *Terepbejárás*

Morfometriai vizsgálatok esetén a térinformatikai elemzéseket kiegészítően mindenképp szükség van terepi megfigyelésekre. Több forrásból származó topográfiai térkép alapján azt figyeltük meg, hogy a hegység középső és déli részének fennsíkjaitól eltérően a fővonulat északi részén alig, csak elszórtan találhatóak töbröket.

Terepbejárásokkal alátámasztottuk a térképek tanulságát. A Tordai-hasadéktól északra elhelyezkedő Szindi-domb területén elszórtan ugyan találhatóak kisebb töbröket illetve víznyelőket, a hasadéktól délre található Peterdi-hát területén viszont nincsenek, vagy csupán vélhetően antropogén eredetű, kisebb besüllyedések fordulnak elő (3. ábra). Így töbrösűrűség szempontjából alapvetően eltér az északi rész a hegység középső és déli részétől.

A terepbejárások során megfigyeltük, hogy a Berkesi-patak völgyében, ami egy hosszabb szakaszon jura bazalt kőzeteken fut, sok, helyenként jó pár méteres vízesés található (a legmagasabb 18 m magas). Ezek változatos kőzet-előbukkanásokhoz, leginkább keményebb lávarétegekhez köthetők.



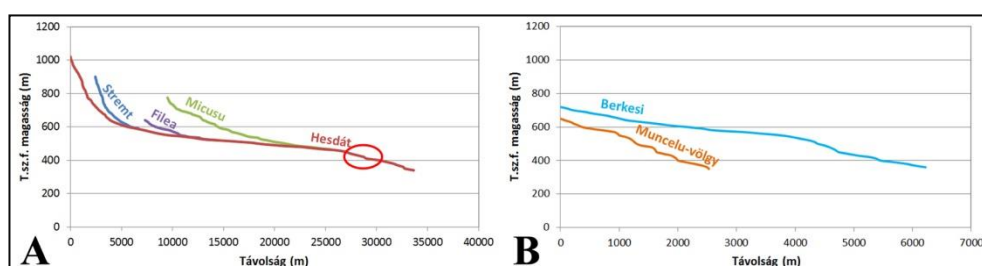
3. ábra: A Tordai hasadéktól északra található töbör sor (A, B), illetve délre elhelyezkedő antropogén mélyedések (C, D)  
 Figure 3: Sinkhole sequence in the north (A, B) and anthropogenic depressions in the south from Cheile Turzii (C, D)

### Hossz-szelvények elemzése

Völgyek esésgörbéjének kvantitatív vizsgálatával számos cikk és tanulmány foglalkozott már. A vízfolyások esésgörbéjének elméleti alakjával, illetve az azokban található töréspontok, knickpoint-ok elhelyezkedésével és mozgásával kapcsolatban sok megállapítás született. A görbék alakja leggyakrabban logaritmus függvénnyel írható le (HACK 1973), amit ha felrajzolunk koordináta-rendszerben, és a távolságtengelyt logaritmikusan ábrázoljuk, akkor a függvény képe kiegyenesedik. Esetenként azonban más függvényekkel közelíthetünk a völgyek hossz-szelvényének alakjához, például lineáris, exponenciális, vagy akár hatványfüggvényekkel (RÁDOANE et al. 2003; BISHOP et al. 2005; GOLDRICK – BISHOP 2007; LARUE 2008). A legtöbb esetben nem egy teljes görbére, hanem annak csak egy-egy szakaszára illeszthető jó közelítést adó függvény.

A Tordai-hasadékban végigfutó Hesdát-patak hossz-szelvénye a felső szakaszán meredek esést mutat, majd kiegyenesedik, s végül a szurdokhoz érve az esésgörbéjében megfigyelhető egy markáns törés (4. ábra/A). A szelvény felső szakaszát kiemelve egy olyan közel szabályos, logaritmus esést mutató görbét láthatunk, ami az intenzív hátravágódással fejlődő fiatal völgyekre jellemző (RÁDOANE et al. 2003; BISHOP et al. 2005;

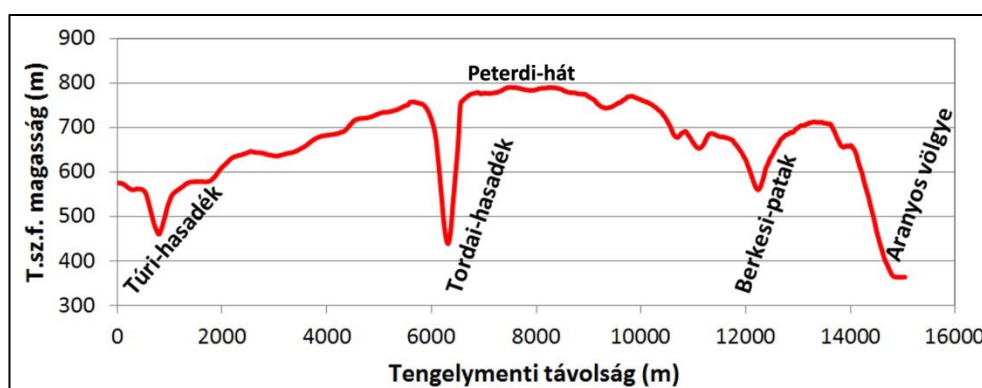
GOLDRICK – BISHOP 2007; LARUE 2008). Középső hosszú, lankás szakasza széles völgytalppal jellemezhető, ami egy fejlett, az előzőnél jóval idősebb völgyszakaszra enged következtetni. A hosszabb távon jura bazalt kőzeteken haladó völgyek esésgörbéjében látható egy olyan szakasz, ahol sűrűn helyezkednek el a töréspontok. Ezek a töréspontok leginkább a kőzetminőség változásához köthetők, ami igazolja a terepi megfigyelésünket, hogy a jura bazalt kőzetek heterogének, azaz változó az erózióval szembeni ellenálló képességük (4. ábra/B).



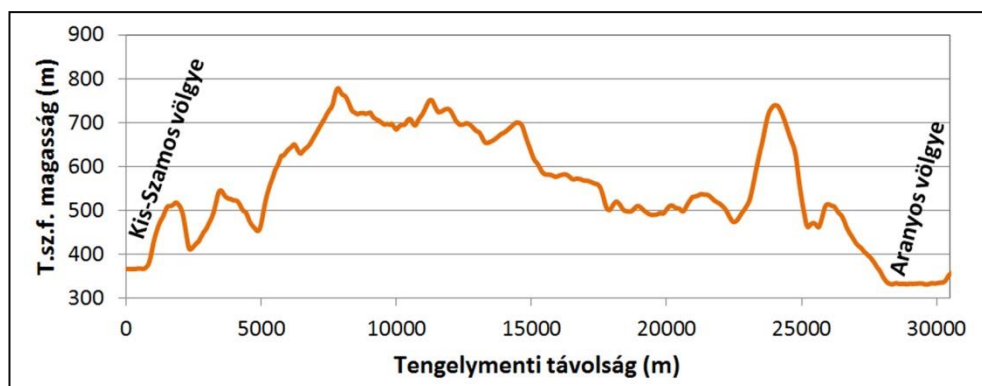
4. ábra: A Hășdate-patak völgyének és jelentősebb mellékvölgyeinek hossz-szelvénye (A), a Berkési-patak völgye és a tőle északra elhelyezkedő Muncelu-völgy hossz-szelvénye (B) (a Tordai-hasadék területét ellipszis jelöli)  
 Figure 4: Long profiles of Hășdate valley and its main tributary valleys (A), long profiles of Valea Borzesti and Valea Muncelului north of it (B) (the ellipse shows the area of Cheile Turzii)

#### Keresztszelvények elemzése

Az 5. ábrán, a főgerinc mentén készült keresztmetszvényen jól látszik a Tordai-hasadék mélyre bevágódott szurdoka. A közel ÉÉK-DDNy-i irányú szelvényen az is megfigyelhető, hogy a hasadéktól délre egy nagy kiterjedésű fennsík található (Peterdi-hát), illetve hogy a Berkési-patak völgye relatíve mély völgyben szeli át a főgerincet.



5. ábra: A Torockói-hegység északi részén, a fővonulat mentén készített ÉÉK-DDNy irányú keresztmetszvény  
 Figure 5: Cross profile along the main range with NNE-SSW direction in the northern part of Trascău Mountains



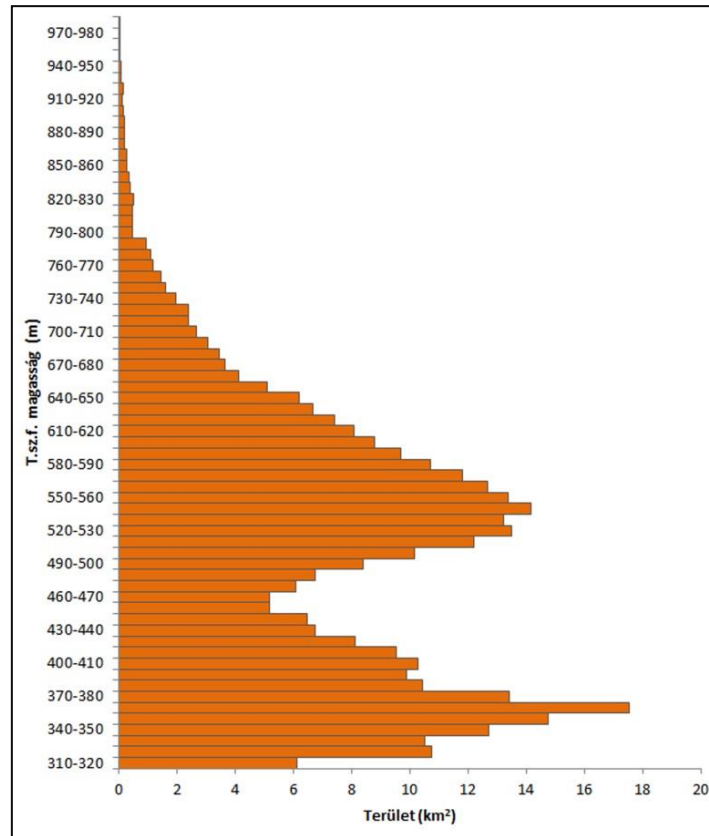
6. ábra: A Kis-Szamos völgyétől az Aranyos völgyéig tartó keresztmetszvény (elhelyezkedése a 12. ábrán látható)  
 Figure 6: Cross profile from the valley of Someșul Mic to the valley of Arieș (its location is shown in figure 12)

Az Aranyos völgyétől a Kis-Szamos völgyéig húzott keresztmetszvényen jól kirajzolódik, hogy az Aranyos völgye valamivel mélyebben helyezkedik el. A szelvény középső részén egy egyértelmű lejtés figyelhető meg a mélyebb völgy irányába. Az ábra DK-i részén jól látható, hogy a mészkővonulat markánsan kimagasodik (6. ábra).

#### Hisztogramok elemzése

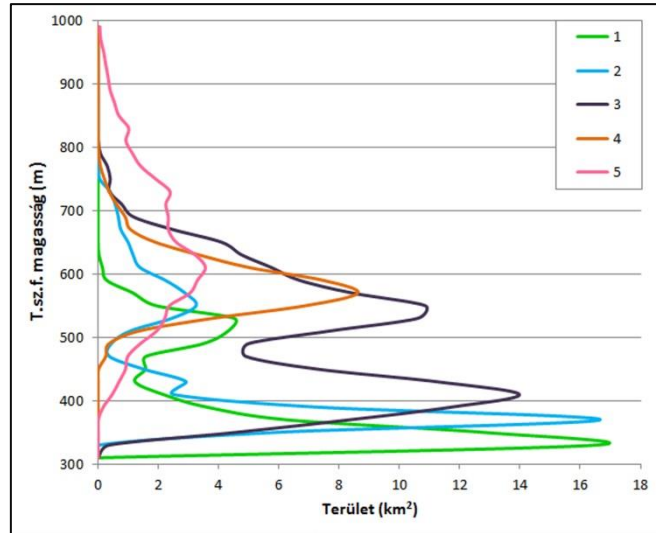
A 12. ábrán látható mintaterületre először egy magassági hisztogramot készítettünk (7. ábra). A diagramon két elkülönülő markáns szint rajzolódik ki, amelyek között nincs fokozatos átmenet. Ebből arra lehet következtetni, hogy a mészkővonulattól nyugatra lévő dombsági, illetve keletre elhelyezkedő alluviális területek a fejlődéstörténet során magasságilag elkülönültek egymástól, aminek főként tektonikus okai lehetnek (LINZER et al. 1998). A 820-830 méteres kategóriánál megfigyelhető egy kisebb csúcs, ami a mintaterület DNY-i részén található magasabb régiókat mutatja.

A magassági eloszlást köztípusonként is megvizsgáltuk. A 8. ábrán a mintaterületen leggyakrabban előforduló kőzeteket ábrázoltuk. Megfigyelhető, hogy a holocén és pleisztocén üledékek az alacsonyabb régiókban helyezkednek el, ezek az Aranyos völgyéhez köthető sík térszínnek. A dombsági térszíneken jellemző a paleogén és neogén kőzetek túlsúlya. A mintaterület DNY-i részén előbukkanó óidei metamorf kőzetek pedig a legmagasabb területeket uralják.



7. ábra: A mintaterület magassági histogramja 10 méteres osztályközökkel ábrázolva ( a mintaterület elhelyezkedése a 12. ábrán látható)  
 Figure 7: Elevation histogram of the study area with 10 meter intervals (study area location is shown in Figure 12)

Azokat a kőzettípusokat, amelyek csak kis területet foglalnak el a mintaterületből, külön diagramon ábrázoltuk (9. ábra). Markánsan kirajzolódik a 650 méteres átlagmagassággal jellemezhető mészkőfennsík. A mészkő alacsonyabb régiókban csak kis területet foglal el. A jura mészkősáv mentén egy párhuzamos sávban az egész hegység területén megtalálhatók a jura bazalt kőzetek. A diagramon megfigyelhető, hogy a jura bazaltok jellemzően alacsonyabban helyezkednek el, mint a mészkövek, azonban sokkal nagyobb területet foglalnak el. Ezek a kőzetek több területi csúcsot is mutatnak, amiből következtethetünk arra, hogy a bazaltokon belül különböző tulajdonságokkal jellemezhető kőzetváltozatok fordulnak elő, ezt alátámasztják a hossz-szelvények elemzése során tapasztalt, sok töréspontot ábrázoló esésgörbék is (4. ábra/B).

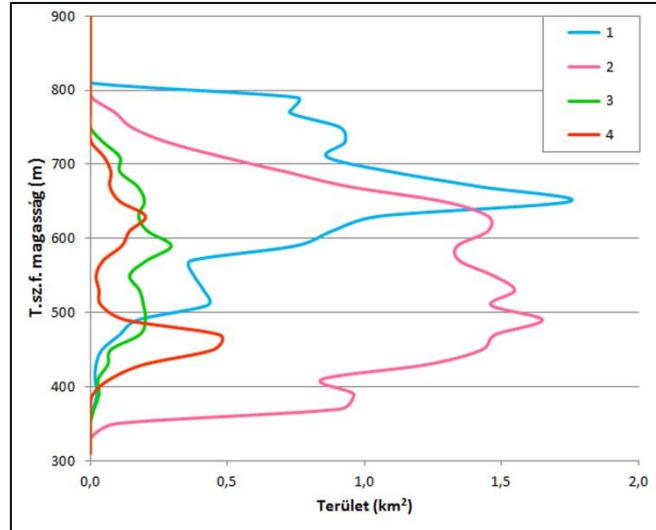


8. ábra: A mintaterület magassági histogramja közettípusok szerint, a legnagyobb területet elfoglaló típusokat ábrázolva

Jelmagyarázat: 1. holocén üledékek, 2. pleisztocén üledékek, 3. neogén üledékek, 4. paleogén üledékek, 5. őidei metamorfitok

Figure 8: Elevation histogram of the dominant rock types in the study area

Legend: 1. Holocene deposits, 2. Pleistocene deposits, 3. Neogene deposits, 4. Paleogene deposits, 5. Paleozoic metamorphites



9. ábra: A mintaterület magassági histogramja közettípusok szerint, a kis területet elfoglaló típusokat ábrázolva

Jelmagyarázat: 1. jura mészkő, 2. jura bazalt, 3. alsókréta üledékek, 4. felsőkréta üledékek

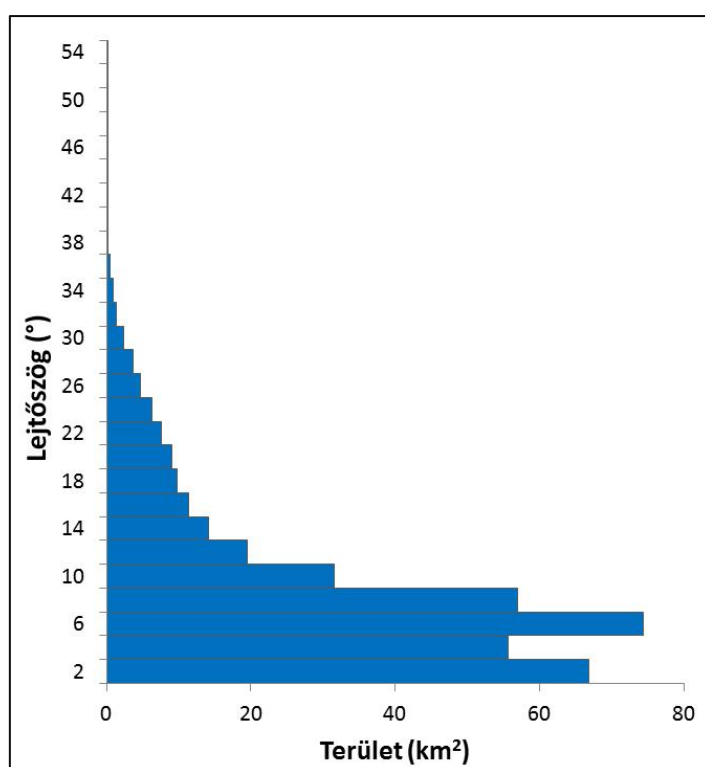
Figure 9: Elevation histogram of the less extended rock types in the study area

Legend: 1. Jurassic limestone, 2. Jurassic basalt, 3. Lower Cretaceous deposits, 4. Upper Cretaceous deposits

A lejtőszög-térkép alapján készített histogramon megfigyelhető, hogy a mintaterületre a  $10^\circ$ -nál kisebb lejtőszög jellemző, magasabb lejtő-



szög értékeit mutató területek a mintaterület alig több mint 30%-át foglalják el (10. ábra). Ebből arra lehet következtetni, hogy a térszín kevésbé felszabdalt. Fontos azonban megjegyezni, hogy a lejtőszög értékek esetében az SRTM gyengébb felbontása némileg torzítja (csökkenti) a valós értékeket. Ezzel együtt meghatározó a kis lejtésű térszínnek viszonylag magas aránya. Az alacsony lejtőszög értékek magyarázhatók a terület nagy részét uraló széles Aranyos-völgygel, a kisebb területet elfoglaló, ám annál egyenletesebb karsztfennsíki területekkel, illetve a Jára és a Hesdát-patak párhuzamos medencéivel.

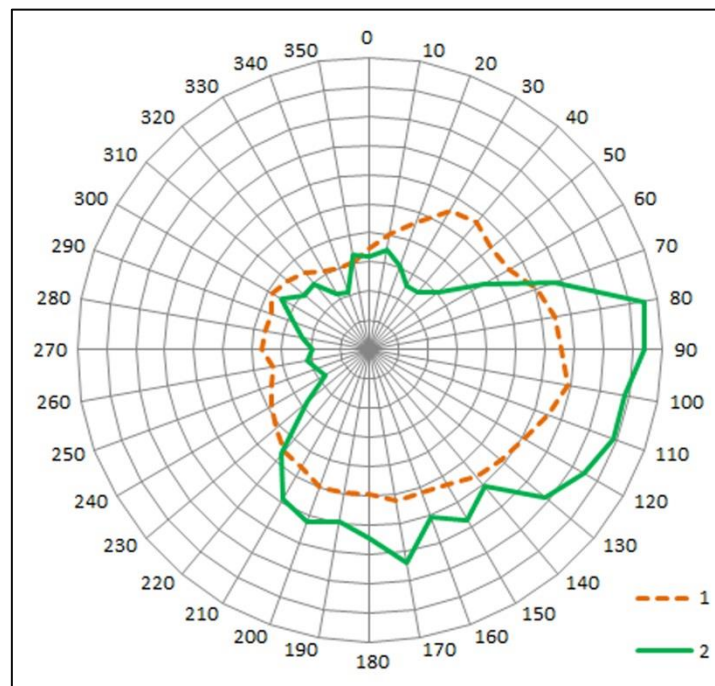


10. ábra: A mintaterület lejtőszög-értékeire számított hisztogram 2°-os osztályközökkel ábrázolva  
 Figure 10: Slope histogram of the study area with 2° intervals

A lejtőszög értékek kiszámítása után a terület kitettségi térképét készítettük el. Ez a mintaterületen lévő pixelek lejtésirányát mutatja meg, azonban mivel a terepmodell alapján készített állomány túl mozaikos, és ezért a jellemző irányok kimutatására nem alkalmas, kiszámítottuk az adatokat egy 1500 méteres átlagoló szűrővel módosított terepmodell alapján is. Az Aranyos völgye, ami igen nagy területet foglal el a mintaterületből, főként északias lejtést mutat, így az ezzel együtt készített diagramokon egy



erős északi irány rajzolódik ki. Annak érdekében, hogy a hegységi rész markáns lejtésirányai jobban kirajzolódjanak, ezt a területet a 11. ábra diagramján nem ábrázoltuk. Az ábrán jól látszik, hogy a legtöbb pixel az eredeti állomány esetén keleties irányba lejt. Az is megfigyelhető, hogy az irányok eloszlása sokkal egyenletesebb, mint az átlagolt állomány értékei esetén. Ez utóbbi esetében erősen kirajzolódik egy keleti, illetve egy enyhébb, de markáns déli irányultság is.



11. ábra: A digitális terepmodell pixeleinek kitétségyirányai simítás nélküli (1) és simított (2) állományok alapján  
 Figure 11: DTM pixel aspect frequency based on the original (1) and the mean-filtered (2) datasets

## Következtetések

### Általános megállapítások

A terepi megfigyelések alapján elmondható, hogy a topográfiai térképek által jelzett alacsony töbörszám helyesnek mondható. A bazaltos térszíneken tapasztalt változatos kőzetminőség megfigyelhető a völgyek hosszszelvényében, illetve a magassági hisztogram is alátámasztja a nagyon eltérő, kőzettípuson belüli minőségbeli változatosságot.

A keresztshelvényekből egyértelműen leolvasható, hogy az Aranyos völgye alacsonyabb szinten található, mint a Kis-Szamos völgye, illetve hogy a terület nagy része egyértelmű lejtést mutat az Aranyos irányába.

A magassági hisztogramok elemzése során megállapítottuk, hogy a fővonulattól Ny-i és K-i irányba elhelyezkedő térszinek különböző átlagmagassággal jellemezhetők, ami alapján a két térszín tektonikus elkülönülését feltételezhetjük.

A korábbi kutatásainkban megállapítottuk, hogy a hegység középső és déli részének fő lejtésiránya elsődlegesen DK-i, másodlagosan pedig keleties. Számításaink alapján ez az irány megfigyelhető a hegység északi részén is, azonban fordítottnan: elsődlegesen a keleties, másodlagosan a DK-i irányok dominálnak.

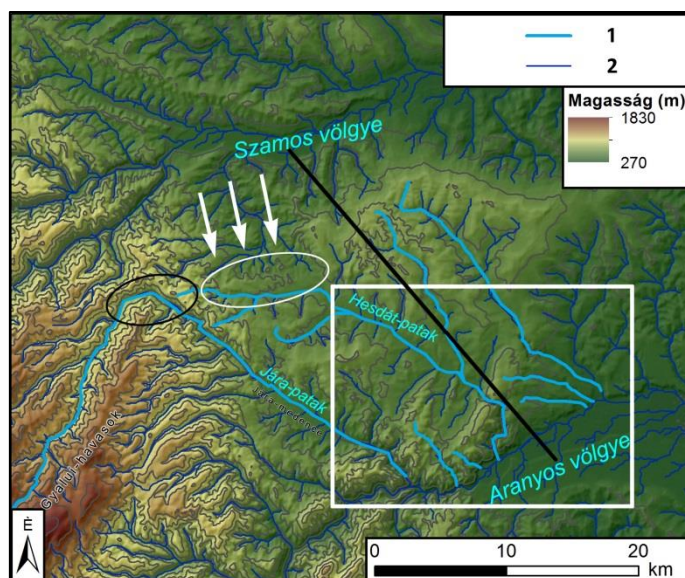
### *Fejlődéstörténet*

A Torockói-hegység Aranyostól északra fekvő térségének fejlődésével kapcsolatban több megállapítás is megfogalmazható. Elmondható, hogy a völgyhálózatán egyértelműen tükröződik a tektonikus preformáció, amit azonban további szerkezetföldtani vizsgálatokkal lehetne még jobban alátámasztani. A tektonikus folyamatok hatására jöhetek létre a Jára- és a Hesdát-patak élesen DK-i irányba tartó völgyei (12. ábra). Ezek alapján a Tordai-hasadék kialakulásában, más egyéb szempontok mellett, nagy valószínűséggel a tektonikus preformáció is szerepet játszott. Ez fontos különbség a hegység déli részén elhelyezkedő kőközökhöz képest, mert ott a tektonikus előrejelzettségre utaló nyomokat nem találtunk sem terepi vizsgálataink során, sem a földtani térképen, így ott az átöröklés a völgyek legfontosabb kialakító tényezője (TELBIŠZ et al. 2012).

A Jára-patak völgyében egy éles DK felé fordulás figyelhető meg. Alaposabban megvizsgálva ezt a területet, jól látható, hogy a kanyarulathoz igen közel található a Hesdát-patak mai forrásterülete (12. ábra). A Hesdát esésgörbójét két részre lehet osztani, egy felső, intenzív hátravágódással jellemezhető részre, ez viszonylag fiatal szakasz, illetve egy lapos, széles völgytalpon futó részre (4. ábra/A). Mindezek alapján feltételezhető, hogy valaha a Jára völgye nem DK-i irányban futott, hanem a Hesdát-patak mai völgyén keresztül jutott vize az Aranyosba.

A Kis-Szamos és az Aranyos közötti terület vízhálózata időben változó mértékben volt kitéve a két völgy tektonikus süllyedésének, ami a lefolyásirányokban akár többszöri váltást is eredményezhetett. Míg a Jára völgy felső szakaszának futása egy korábbi ÉK-i, addig az alsóbb szakasz egyértelműen egy DK-i erózióbázist feltételez. A völgyek futásában sok

helyen megfigyelhetők éles irányváltások, amelyek egykori kapturákat jeleznek. A mai vízhálózatot megfigyelve egy éles frontot találunk a terület ÉNy-i részén, ahol jelenleg épp a Kis-Szamos irányából erősebb a hátravágódás (12. ábra). Így feltételezhető, hogy ha a hátravágódás üteme nem változik, a Hesdát felső szakasza észak felé térül majd el.



12. ábra: A Torockói-hegység északi részének völgyhálózat-fejlődésére vonatkozó megfigyelések  
Jelmagyarázat: 1. vizsgált völgyek, 2. levezetett vízhálózat, fekete egyenes. a 6. ábra keresztmetszévé, fehér keret.  
mintaterület, fehér ellipszis és nyílak. a Kis-Szamos völgyéhez kapcsolódó hátravágódási zóna és irány, fekete  
ellipszis. a Jára-völgy kanyarulata és a Hesdát felső szakasza

Figure 12: Observations with respect to the drainage evolution in the northern part of the Trascău Mountains  
Legend: 1. analysed valleys, 2. derived drainage network, black line. the cross profile in Figure 6, white frame.  
study area, white ellipse and arrows. the regression zone and direction of Someșul Mic, black ellipse. the bend of  
Iara valley and the upper part of Hășdate valley

A Tordai-hasadékból kifutó Hesdát-patak dél felé folytatja útját, azonban a szurdoktól keletre található völgyek léte és esésgörbéje azt bizonyítják, hogy valaha arrafelé folyhatott a Hesdát öse.

### Felmerülő kérdések

A kutatás során több kérdés is felmerült a Torockói-hegység északi részének fejlődésével kapcsolatban, amelyekre a vizsgálatok során eddig nem sikerült választ kapni:

1. A Hesdát-patak a Tordai-hasadékból kiérve nem a látszólag egyenesebb keleti irányban folytatja útját, hanem dél felé fordul, ahol meanderezve egy

szűk és sok helyen meredek falú völgyben fut végig. Az irány megmagyarázható azzal, hogy így rövidebb utat kell megtennie a víznek az erózióbázisig, azonban a kanyargósságot ez nem magyarázza.

A meanderezés relatíve kis szintkülönbségű domborzat esetén tud kialakulni, a déli irányváltás viszont az erózióbázis süllyedésével, s ezáltal növekvő szintkülönbséggel magyarázható. Vajon ez az ellentmondás hogyan oldható fel?

2. A fővonulat relatív kiemelkedését a szelektív denudáció mellett részben vető(k) hatására bekövetkező tektonikus mozgásokkal lehet magyarázni. Az északi területen lévő völgyek irányultságát pedig feltehetőleg oldalirányú eltolódások határozták meg. A mai domborzati formák nem utalnak arra, hogy melyik folyamat az idősebb.

Vajon a tektonikus emelkedés, vagy az oldalirányú eltolódások hatása jelentkezett hamarabb a vizsgált területen, vagy esetleg egyidejűleg érvényesült e kettő?

3. A Jára-völgy a fejlődéstörténet szempontjából igen érdekes. Több irányváltozás is feltételezhető a fejlődése során. A Torockói-hegység északi részének fővonulatát szabdaló szurdokvölgyek kialakulásában is jelentős szerepet játszott, ezért érdekes kérdés, hogy a nagy vízhozammal rendelkező patak őse milyen mértékben befolyásolhatta a völgyek kialakulását.

Mikor történhetett a Jára felső szakaszának éles elfordulása délkelet felé?

## **IRODALOM**

- BISHOP, P. – HOEY, TB. – JANSEN, JD. – LEXARTZA ARTZA, I.* (2005): Knick-point recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. – *Earth Surface Processes and Landforms* 30, pp. 767-778.
- CHOLNOKY J.* (1936-1937): Magyarország földrajza. – *A Föld és élete*, Franklin-társulat kiadása, Budapest, pp. 426-436.
- CHOLNOKY J.* (1941): Erdélyi képek. – *Franklin Társulat* pp. 38-51.
- CIULAVU, D. – DINU, C. – CLOETINGH, S.A.P.L.* (2002): Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin and northeastern part of the Pannonian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modelling. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, pp. 105-120.
- EISAM ELDEEN F. – TELBISZ T.* (2012): Völgyhálózat fejlődésének vizsgálata a Torockói-hegységben digitális terepmodell, valamint hossz- és keresztzelvények alapján. – In: Nyári D. (szerk.): *A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktorandu-*

- szok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete, Szeged, 2012, pp. 202-211.
- EISAM ELDEEN F.* (2013): Völgyhálózat-fejlődés vizsgálata geomorfometriai módszerekkel a Torockói-hegység példáján. – Diplomamunka. Kézirat, Budapest. 56 p.
- EISAM ELDEEN F.* – *TELBISZ T.* (2013): Völgyhálózat-fejlődés vizsgálata térinformatikai eszközökkel a Torockói-hegység példáján. – In: Lóki J. (szerk.): Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában IV., Debrecen, 2013, pp. 189-196.
- GIUSCĂ, D.* – *BLEAHU, M.* (1967): Harta Geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térkép). – Institutul Geologic, Bucuresti, Torda, 1:200000, 18 p.
- GOLDRICK, G.* – *BISHOP, P.* (2007): Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). – *Earth Surface Processes and Landforms* 32, pp. 649-671.
- HACK, J.T.* (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. – *Journal Research U.S. Geol. Survey* 1/4, pp. 421-429.
- KEREKES Z.* (1921): Az alsójárai medence morfológiája. – *Földrajzi Közlemények*, XLIX. 9, pp. 9-20.
- KIENZLE, S.* (2004): The Effect of Grid Cell Size on Major Terrain Derivatives. – 2004 ESRI User Conference, 2004. augusztus 7-13, San Diego California.
- KORODI E.* (2003): A Hesdát-szurdok (a Tordai-hasadék és az Aranyos között) földtani felépítésének és morfológiájának összefüggései. – *Műszaki Szemle*, 24., pp 22-37.
- LARUE, JP.* (2008): Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). – *Geomorphology* 93, pp. 343-367.
- LINZER, HG.* – *FRISCH, W.* – *ZWEIGEL, P.* – *GIRBACEA, R.* – *HANN, HP.* – *MOSER, F.* (1998): Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. – *Tectonophysics* 297., pp. 133-156.
- MÓGA J.* (1995): Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni). – *Földrajzi Közlemények*, CXIX. 2, pp. 105-136.
- RĂDOANE, M.* – *RĂDOANE, N.* – *DUMITRIU, D.* (2003): Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. – *Geomorphology* 50, pp. 293-306.
- 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. – MARI L. – IMECS Z.* (2012): A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése. – Földrajzi közlemények, CXXXVI. 1, pp. 22-36.
- UNGER Z. – TIMÁR G.* (2005): Néhány szerkezeti-tektonikai következtetés Székelyföldre az SRTM domborzati modell alapján. –VII. Székelyföldi Geológus Találkozó, 2005. október 28-29, Csíkszereda, Románia.

**TÖBRÖK KIALAKULÁSA TALAJJEGES KÖRNYEZETBEN**  
**DEVELOPMENT OF DOLINES IN GROUND ICE ENVIRONMENT**

VERESS MÁRTON – PÉNTEK KÁLMÁN – NÉMETH ISTVÁN –  
ALMÁSI ISTVÁN

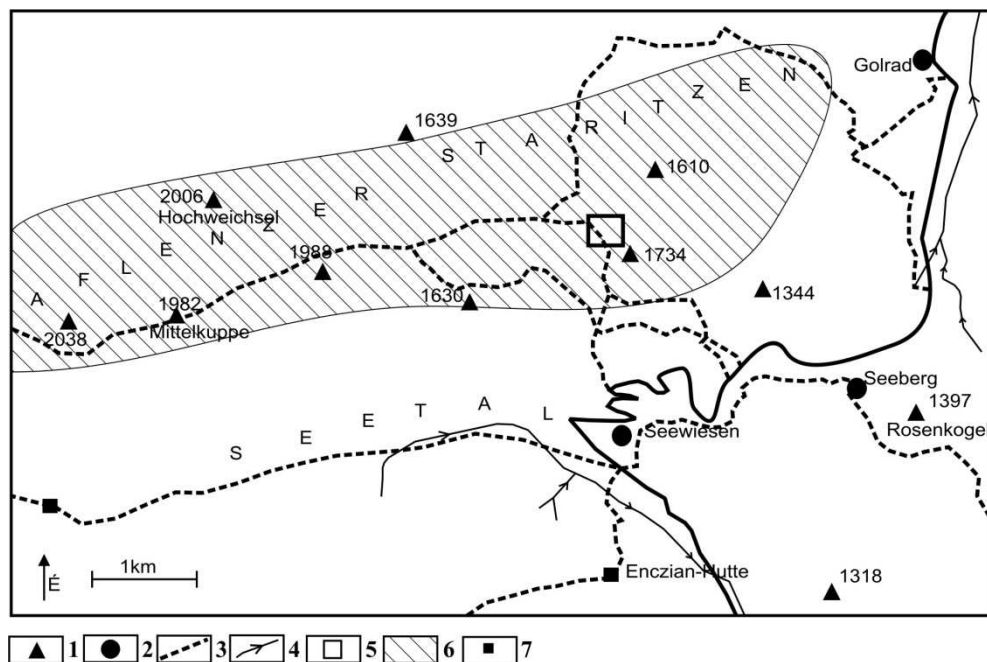
Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@ttk.nyme.hu

*Abstract: We studied the evolution of dolines in ground ice environment, in a paleovalley of the Hochschwab Mts. (Northern Calcareous Alps, Austria) as well as in laboratory conditions. We measured the ground ice thickness of the exploration area by geophysical methods. We estimated the melting (thinning) speed and the pertinent parameters for ground ice samples at different temperatures in laboratory conditions. After simulating the process we were able to determine the physical conditions generating the ground ice melting phenomena, and based on this we calculated its melting speed. Due to the air circulation in the karst, the lower level of the ground ice starts to melt and the covering sediment particles fall down. Thus the thinned covering sediments will fall-in and dropout dolines will mould the ground, or the surface may sink by the progress of the melting, entailing suffosion dolines to be generated.*

## **1. Bevezetés**

A töbrök kialakulásuk és környezetük szerint lehetnek oldódásos-, átöröklődéses-, szakadék-, szuffóziós-, és lezökkenéses töbrök (WILLIAMS 2003). Utóbbi két töbrőtípus fedett karsztos környezetben alakul ki úgy, hogy a fedő süllyed (szuffóziós töbör), vagy leomlik (lezökkenéses töbör). A süllyedést a fedő szemcséinek a karsztba mosódása, míg az omlást a fedő nagyobb összeállósága, vagy az anyagihiány hirtelen megnövekedése okozza (DRUMM et al. 1990, THARP 1999, WALTHAM és FOOKES 2003, WALTHAM et al. 2005). A lezökkenéses töbrök kialakulása előtt a fedőben üregek jönnek létre (WALTHAM et al. 2005). E folyamatok oka, a karsztosodó kőzeten létrejövő anyagihiány. Kősó, gipsz, mészkő fedett karsztjain, (de magashegységi területek fedetlen karsztjain is) a fekűn kürtök képződnek (JAMMAL 1984, KLIMCHOUK-ANDREJCHUK 1996, COOPER 1998, TOULEMONT 1987, VERESS 2009, 2010).

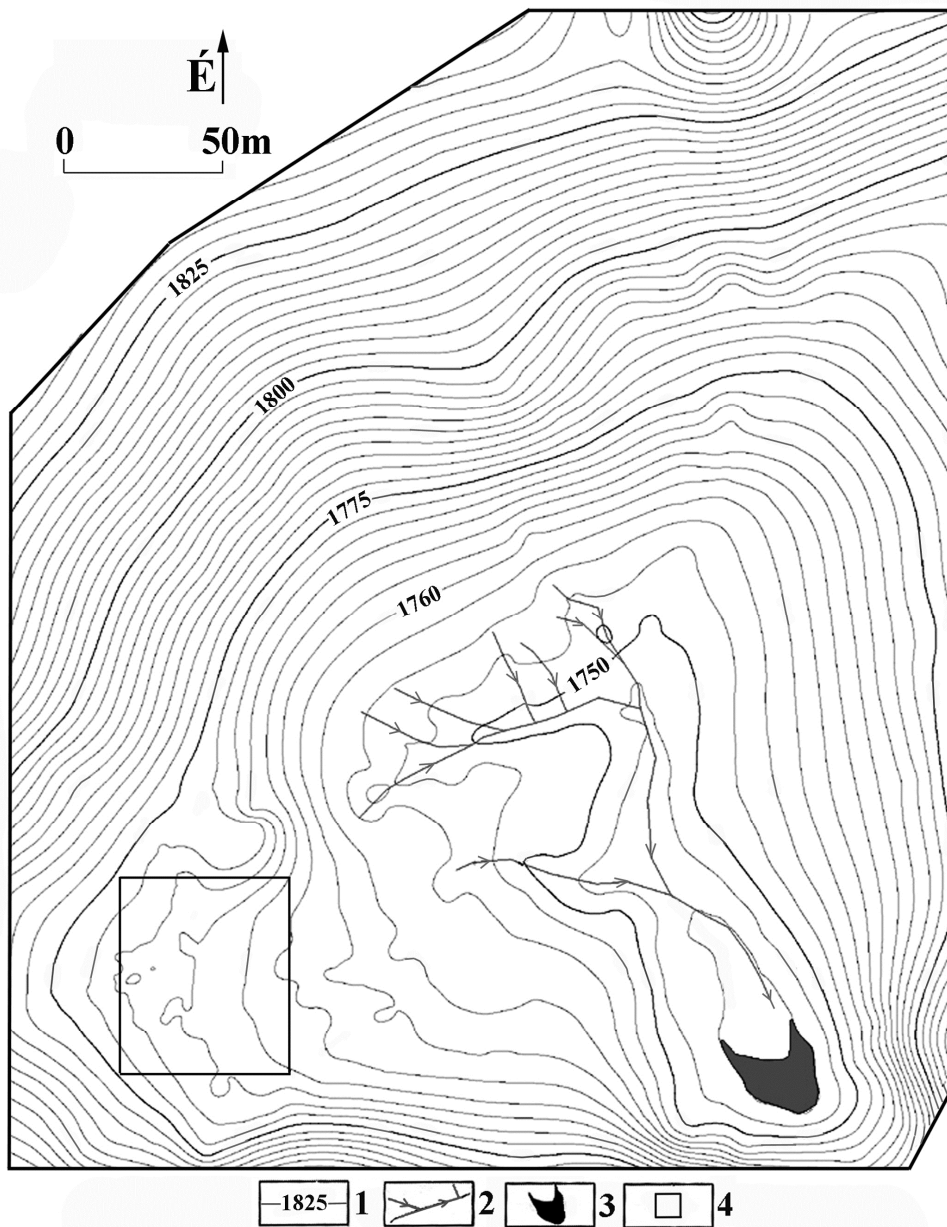
KLIMCHOUK (1995) szerint az epikarszt járataiban és a vakkürtökben kondenzvíz képződhet. Ez oldódással kivékonyítja a vakkürtő mennyezetét alkotó mészkövet. A jelenség addig folytatódhat, amíg a mennyezet beomlik. A vakkürtő a felszínre nyílik.



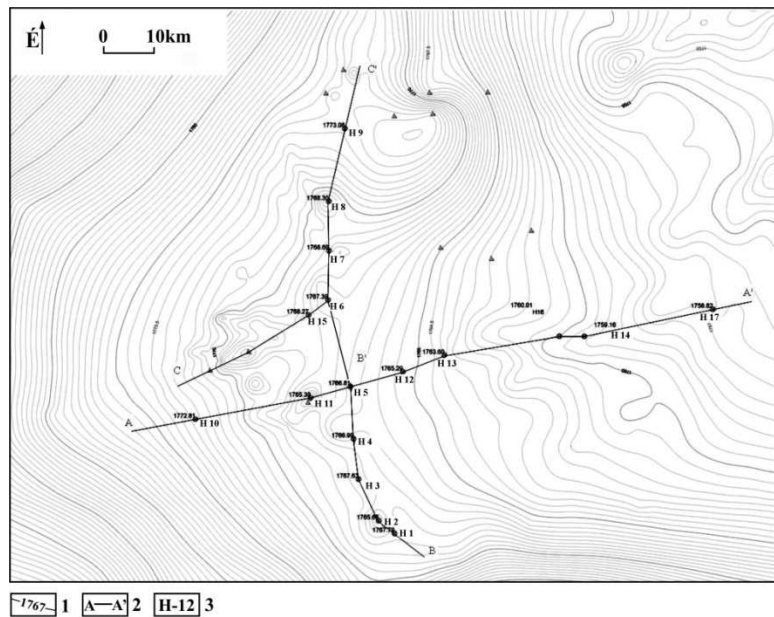
1. ábra: A kutatási terület a Hochschwabon  
 Jelmagyarázat: 1. csúcs, 2. település, 3. turistaút, 4. vízfolyás, 5. kutatási terület, 6. fennsík, 7. turistaház  
 Fig. 1: The research area on the Hochschwab  
 Legend: 1. peak, 2. settlement, 3. hiker's track, 4. stream, 5. research area, 6. plateau, 7. hiker's hut

Vizsgálatainkat (ld. alább) egy hochschwabi (Ausztria) kutatási területen és laboratóriumban folytattuk. A Hochschwab fennsíkja a Keleti-Alpok egy takaróroncsa, amelyet triász végi mészkő épít fel. Ennek K-i pereméhez közel mintegy 500 m-es átmérőjű összetett depresszió (paleouvala) található (1, 2. ábra). A paleouvala pereme 1800 m magasságú, aljzata 1780-1750 m magasságok közt helyezkedik el. Ennek D-i része, amely rejtett karszt (a fedő vízáteresztő), volt a kutatási terület, ahol a geofizikai mérések történtek (3. ábra, 1. kép). Itt több tucat szuffóziós és lezökkenéses töbrök található (3. ábra). A töbrök a geoelektromos - földtani szelvények tanúsága szerint a fekü magaslatai felett helyezkednek el a fedőben. A paleouvala É-i része – amely vízfolyás – árok-, ill. völgyrendszerrel rendelkezik – eltemetett fedettkarsztos térszín (a fedőüledék vízzáró) alakult ki. Itt az aljzatról hiányoznak a töbrök. ÉK-i peremén viszont egy víznyelő van. E víznyelő gyűjti össze az eltemetett fedett karsztos felszín vizeit (2. ábra). A paleouvalát egy egykori gleccser átalakította. Kitöltése áthalmozott moréna. Ennek szintje a mai elborítás szintjénél magasabban húzódott, de mára a kitöltő üledék egy része a víznyelőn keresztül a karszt járatrendszerébe halmozódott át.

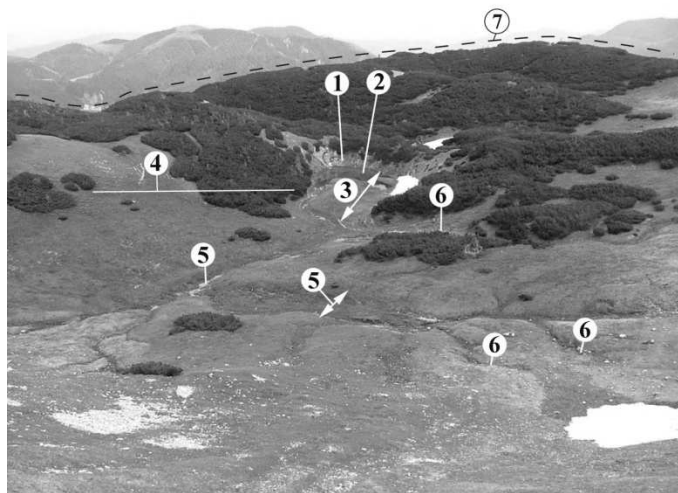




2. ábra: A paleouvala domborzatrajzi térképe  
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. vízfolyás, 3. tó, 4. kutatási terület  
 Fig. 2: The research area in the paleouvala  
 Legend: 1. contour, 2. stream, 3. lake, 4. research area



3. ábra: A vizsgált térszín és a geoelektromos-földtani szelvények nyomvonalai  
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. a geoelektromos földtani szelvény nyomvonala, 3. a VESZ mérés helye  
 Fig. 3: The surface topography of the investigated area showing the position of the geoelectrical profile and geological cross-section position  
 Legend: 1. contour-line, 2. position of the geoelectrical-geological cross-sections, 3. location of the vertical electrical sounding (VES) measurements



1. kép: A paleovalva É-i része  
 Jelmagyarázat: 1. víznyelő, 2. tó, 3. feltöltött, idősebb víznyelő, 4. a kitöltés egykori szintje, 5. völgy, 6. eróziós árok, 7. paleovalva pereme  
 Picture 1: The northern part of the paleovalva  
 Legend: 1. ponor, 2. lake, 3. former filled ponor, 3. former level of filling, 5. valley, 6. gully, 7. margin of the paleovalva

## 2. Módszerek

- 2008. június 23-án geofizikai módszerrel (VESZ) mértük a fedő vastagságát, összetételét. A VESZ mérés módszerét részletesen ismertettük már egy korábbi tanulmányban (Veress 2009). A mérési adatok felhasználásával nyomvonalak mentén (3. ábra) geoelektromos-földtani metszeteket szerkesztettünk (4. ábra). A szelvény készítéséhez a geofizikai mérési helyek magasságát meghatároztuk. Ehhez a kutatási helyszínt térképeztük. Meghatároztuk az egyes mérési helyeken az elektromos ellenállások figyelembevételével a talajjeges fedő vastagságát is (I. táblázat).

I. táblázat  
Table I.

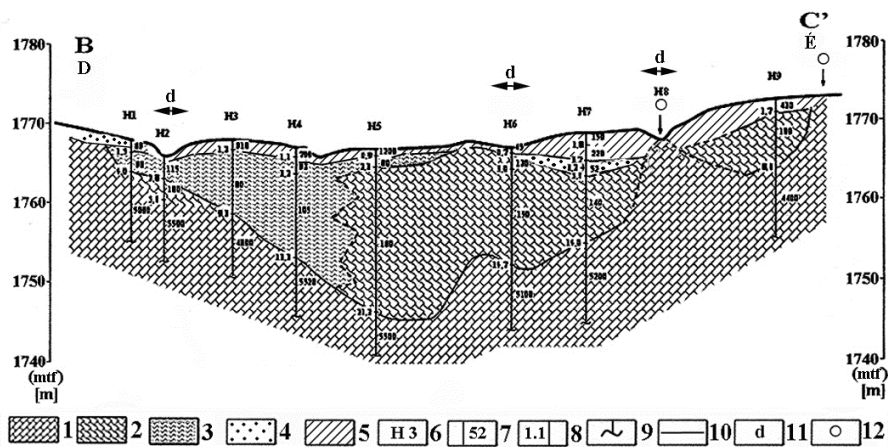
A fedő felnyílásának időtartama a fedő felharapódzásának  $w = 6 \frac{mm}{h}$  sebessége esetén  $11^\circ C$  hőmérséklet különbségnél

The development time of the opening of the superficial deposit if the velocity of the melting of ground ice is  $w = 6 \frac{mm}{h}$  and the temperature difference is  $11^\circ C$

VESZ jele	Az átfagyott összlet (2008. június 23)			A nem fagyott összlet			Az átfagyott összlet felnyílásának időtartama [h]
	Geoelektromos ellenállása [ $\Omega$ ]	Vastagsága [m]	Anyaga	Geoelektromos ellenállása [ $\Omega$ ]	Vastagsága [m]	Anyaga	
H-3	910	0,0-1,2	homok-agyag	80	1,2-9,3	homok-agyag	200 h
H-4	700	0,0-1,1	homok-mészktörmelék	93	1,1-3,2	homok-mészktörmelék	183,3 h
H-5	1200	0,0-0,9	homok-agyag	80	0,9-2,3	homok-agyag	150 h
H-7	202	0,0-0,5	mészktörmelék	150	0,5-1,8	mészktörmelék	83,3 h
H-9	430	0,0-1,7	mészktörmelék	180	1,7-8,6	mészktörmelék	283,3 h
H-10	1000	0,0-1,0	mészktörmelék	140	1,0-15,1	mészktörmelék	166,6 h
H-12	890	0,0-1,3	mészktörmelék	155	1,3-22,3	mészktörmelék	216,6 h
H-13	420	0,0-1,0	mészktörmelék	190	1,0-7,0	mészktörmelék	166,6 h
H-14	180	0,0-0,5	mészktörmelék	100	0,5-2,4	mészktörmelék	83,3 h
H-15	990	0,0-0,9	mészktörmelék	115	0,9-6,5	mészktörmelék	150 h

- Egy, a jelenséget vizsgáló kísérleti berendezést fejlesztettünk ki, amely laboratóriumi körülmények között teszi lehetővé a jelenség vizsgálatát. Különböző szemcseméretű kifagyasztott minták helyezhetők el a készülékben. A mintákra alulról levegőt fújattunk be, amelynek változtattuk a hőmérsékletét és az áramlás sebességét. A mintákon olvadás kezdődött meg. Emiatt a mintákról darabok váltak le. Egy érzékeny mérleggel a mennyezetről leomladozott anyag tömegét az idő függvényében mérhetjük. A berendezés vázlatát az 5. ábra szemlélteti, a 2, 3. kép az eszköz a képeit mutatja be.

- A megalkotott elméleti modell felhasználásával számításokat végeztünk.

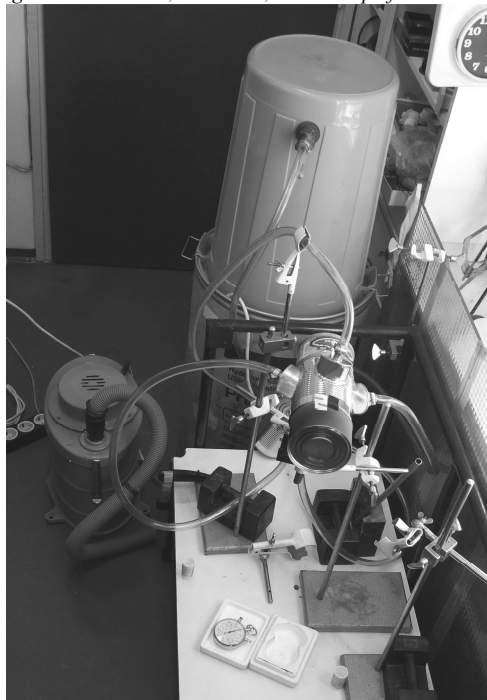


4. ábra: Geoelektromos-földtani szelvények a kutatási területen

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkő (repedezett, töredezett), 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. iszap-homok-mészkőtörmelék, 5. iszap-homok-mészkőtörmelék talajjéggel, 6. VESZ mérés száma, 7. az összlet geoelektromos ellenállása, 8. az összlet talpmélysége, 9. a VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. töbör, 12. kőzet kibúvás

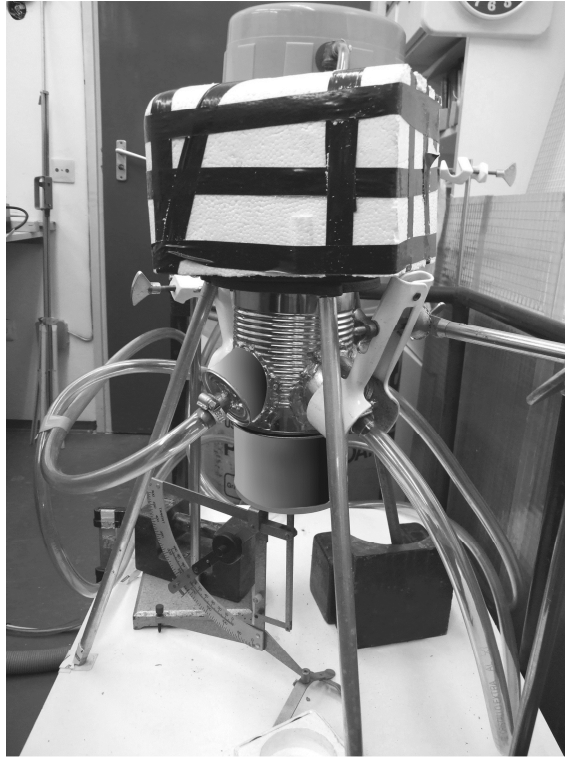
Fig. 4: Geoelectrical-geological cross-sections across the research area

Legend: 1. limestone, 2. limestone (fractured), 3. limestone debris (with clay), 4. silt-sand, limestone debris, 5. silt-sand, limestone debris with ground ice, 6. number of VES measuring, 7. the geoelectrical resistance of beds (Ohmm), 8. depth of the beds (m), 9. the approximate penetration depth of the VES measurement, 10. boundary of geoelectrical beds, 11. doline, 12. outcrop of limestone

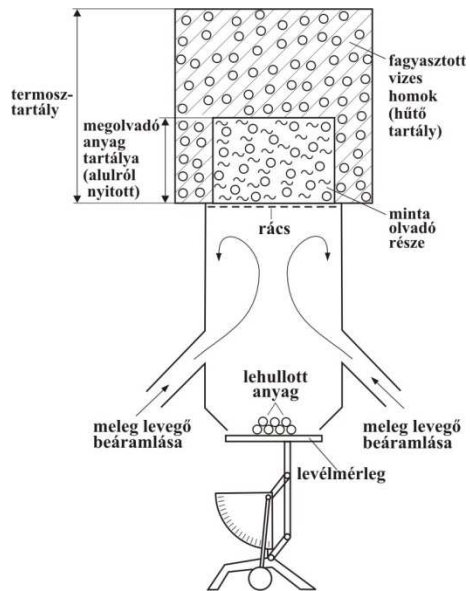


2. kép: A kísérleti eszköz áttekintő képe

Picture 2: An overview photo showing the experimental device



3. kép: A kísérleti eszköz közeli képe  
 Picture 3: A detail photo showing the experimental device



5. ábra: A kísérleti eszköz elvi ábrája  
 Fig. 5: Scheme of the experimental device

### 3. A geomorfológiai modell

A modellt fedettkarsztos környezetre fejlesztettük ki, arra az esetre, amikor a fedőn talajjég jön létre.

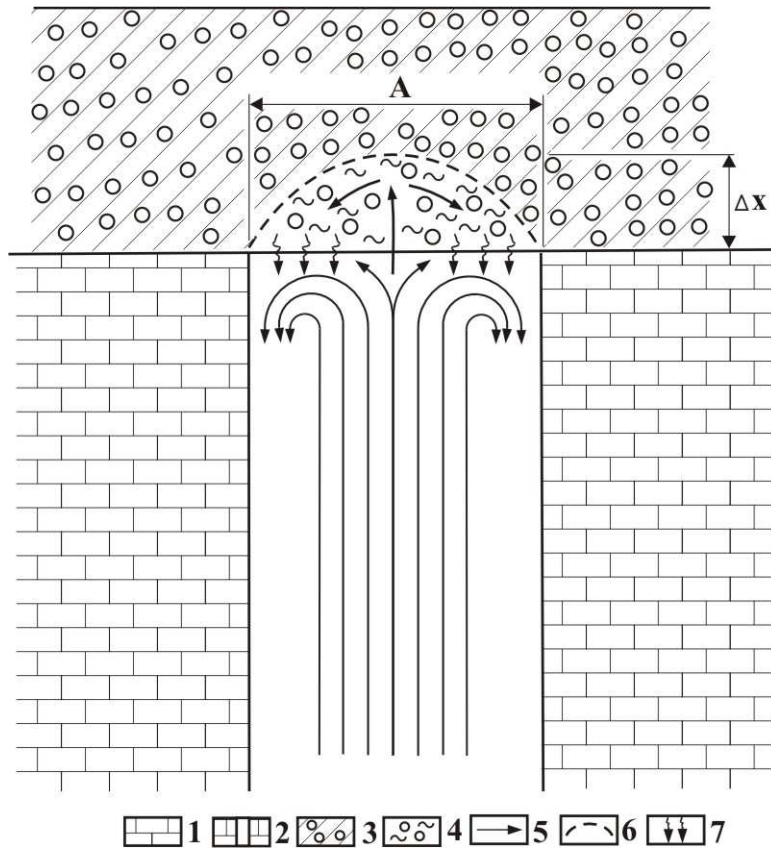
A karsztban a levegő kétféle áramlási rendszere alakulhat ki. Akkor, ha a járatrendszer jól fejlett, a melegebb levegő kitágul, nyomása lecsökken. Ezért a nagyméretű barlangokból a barlangi levegő nyáron kifelé áramlik a felmelegedő és így kisebb nyomású felszíni levegő irányába (BÉLL 1945, BALÁZS 1969, FODOR 1976). Télen az áramlási irány megfordul és a felszínről a barlangba áramlik a levegő. Akkor, ha nincsenek a felszín közelében nagyméretű barlangok, hanem csak az epikarszt részrendszere és e zóna alatti kürtők, az áramlás ellentétes lesz. Ez esetben a kicsi járatok zárt rendszerként viselkednek. Emiatt a levegő kevésbé képes a felmelegedése során kitágulni. Nyomása emiatt megnő. Ezért a magasabb hőmérsékletű levegő áramlik az alacsonyabb irányába. Nyáron a levegő a karszt járatrendszerére felé mozog, míg télen a felszín irányába (KLIMCHOUK 1995). Modellünkben kisméretű kürtőkkel és résekkel átjárt epikarszttal számolunk. Ugyanis fedett karsztos töbrök ilyen környezetben képződnek (COOPER 1988, VERESS 2009).

Így amikor a felszíni levegő hőmérséklete alacsonyabb, mint a karsztban lévőé, a mészkő kürtőiből a levegő a felszín irányába áramlik. A feláramló levegő megolvastja a fedő jégét. A fedőből a laboratóriumi kísérlet szerint darabok válnak le, amelyek a kürtőbe hullnak. A darabok lehullása miatt a fedő alsó felületén felboltozódás jön létre. Ilyen boltozatos üregeket mutattak ki a Kentucky-karszt kürtői felett geofizikai vizsgálatokkal (CRAWFORD 2001). Akkor, ha a maradék fedő még mindig elég vastag nem omlik be, hanem teljes szélességében megolvad. Emiatt a felszínen sekély mélyedés alakul ki (szuffóziós töbrök). Ha a fedő elegendően vékony, akkor leomlik, a felszínen lezökkenéses töbrök képződnek.

### 4. A jelenség elméleti modellje

Az áramlási modellt a következőképpen vázoljuk. Függőleges tengelyű körhenger alakú járatot feltételezünk, amelyet a jég által összecementált laza üledék fed. A hengeres üregben alulról felfelé hatoló levegő a fedőbe ütközve hőátadás révén melegíti a mennyezetet, ezáltal kiolvastja annak legalsó rétegét. A hőátadás közben a fedővel érintkező felső levegőrétteg lehül, így süllyedni kezd, s átadja helyét konvekciós áramlást kialakítva az alulról felfelé nyomuló melegebb levegőnek. Így az alulról folyamatosan melegített

fedő a jégkomponens kiolvadása során darabokban le hull. A folyamat eredményeként a fedőben boltozatos tetejű üreg keletkezik (6. ábra).



6. ábra: A feláramlás által létrejött olvadási modell

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. kürtő a mészkőben, 3. talajjeges fedőkőzet, 4. részlegesen megolvadó jég a fedőkőzetben, 5. cirkuláló levegő, 6. levegő által átjárt (részlegesen megolvadt) fedő határa, 7. a megolvadó fedőből kiszivárgó víz

Fig. 6: The melting model about the upwelling air

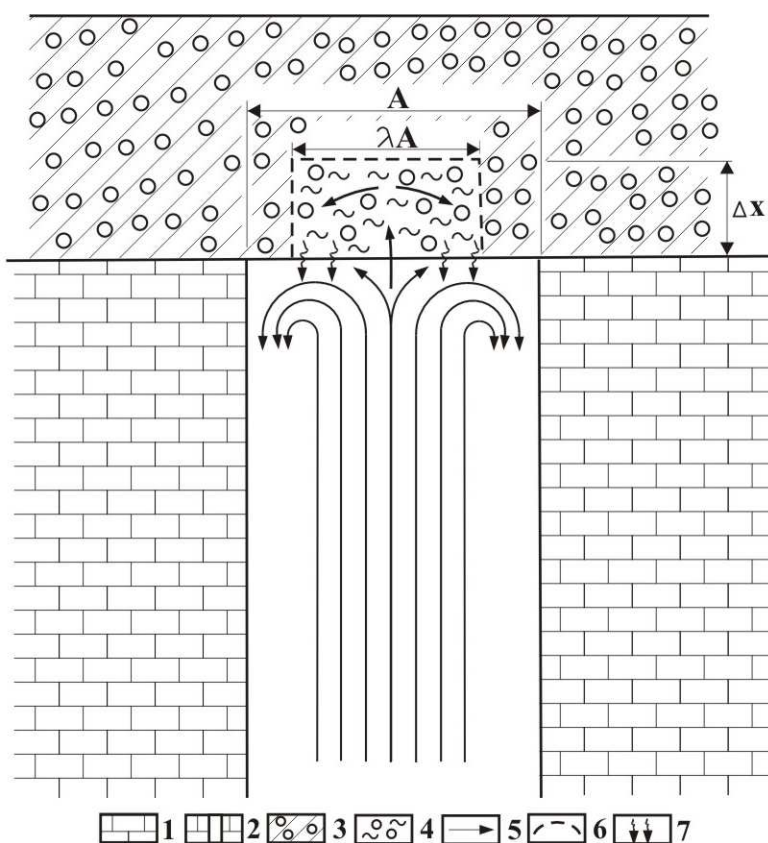
Legend: 1. limestone, 2. shaft in the limestone, 3. the covering sediment with ground ice, 4. partially melted ground ice in the covering sediment, 5. upwelling air, 6. boundary of the partly melted covering sediment where air circulate, 7. water leaving the melted covering sediment

Jelölje  $A$  a körhenger alakú kürtő keresztmetszetének területét és  $\Delta x$  a kiolvadó fedő azon vastagságát, amely már saját súlyától leomlik. (A leomlás a valóságban nem egységesen, hanem a laboratóriumi kísérlet szerint darabokban történik.) Tegyük fel, hogy a lezáró fedő egy jég által összecegmentált apró szemcséjű közettörmelék. Ha  $\kappa$  a jég hézagterfogata, akkor a  $\Delta x$  vastagságú leomló réteg teljes tömege:



$$(1) \quad m = m_{jég} + m_{kő} = \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda A \cdot \Delta x + \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa) \cdot \lambda A \cdot \Delta x = [\rho_{jég} \cdot \kappa + \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda A \cdot \Delta x ,$$

ahol  $\rho_{jég}$  a jég,  $\rho_{kő}$  pedig a kőzet törmelék komponensének sűrűsége. A  $0 < \lambda < 1$  arányossági tényező azt fejezi ki, hogy a kör alakú fedő területének közepő tartományának hányadrésze fog a feláramló levegő hatására leomlani (7. ábra).



7. ábra: A számításhoz módosított megolvadási modell

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. kúrtó a mészkőben, 3. talajjeges fedőkőzet, 4. részlegesen megolvadó jég a fedőkőzetben, 5. cirkuláló levegő, 6. levegő által átjárt (részlegesen megolvadt) fedő határa, 7. a megolvadó fedőből kiszivárgó víz

Fig. 7: The melting model adjusted for calculation purposes

Legend: 1. limestone, 2. shaft in the limestone, 3. covering sediment with ground ice, 4. partially melted ice in the covering sediment, 5. upwelling air, 6. boundary of partly melted covering sediment where air circulate (and its partially melted), 7. water leaving the melted covering sediment



Az első olvasztási szakaszban megvizsgáljuk, hogy mekkora  $Q_1^{fel}$  hőmennyiséget kell a felfelé áramló levegőnek a fedő számára átadni, hogy annak  $T_2 (< 0^\circ C)$  hőmérsékletű  $\Delta x$  vastagságú rétege  $T_0 (= 0^\circ C)$  hőmérsékletre melegedjen, de itt még a nem kőzet komponense jég formájában van jelen. A szükséges hőmennyiség az (1) alapján

$$(2) \quad \begin{aligned} Q_1^{fel} &= c_{jég} \cdot m_{jég} \cdot (T_0 - T_2) + c_{kő} \cdot m_{kő} \cdot (T_0 - T_2) = \\ &= c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda A \cdot \Delta x \cdot (T_0 - T_2) + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa) \cdot \lambda A \cdot \Delta x \cdot \\ &(T_0 - T_2) = \\ &= [c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda A \cdot (T_0 - T_2) \cdot \Delta x, \end{aligned}$$

ahol  $c_{jég}$  a jég,  $c_{kő}$  a kőzet fajhője.

A második olvasztási szakaszban meghatározzuk, hogy a  $T_0 (= 0^\circ C)$  hőmérsékletű, de még fagyott  $\Delta x$  vastagságú kürtő mennyezetén levő jég  $T_0 (= 0^\circ C)$  hőmérsékletű vízzé történő felolvasztásához mekkora  $Q_2^{fel}$  hőmennyiség szükséges. Ennek nagysága az (1) alapján

$$(3) \quad Q_2^{fel} = L_{olv} \cdot m_{jég} = L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda A \cdot \Delta x,$$

ahol  $L_{olv}$  a jég olvadáshője, vagy latens hője.

Ekkor a  $\Delta x$  vastagságú fedő kiolvasztásához szükséges teljes hőmennyiség (2) és (3) felhasználásával

$$(4) \quad \begin{aligned} Q^{fel} &= Q_1^{fel} + Q_2^{fel} = [c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda A \cdot \\ &(T_0 - T_2) \cdot \Delta x + \\ &+ L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda A \cdot \Delta x = \\ &= \{ [c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot (T_0 - T_2) + L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \} \cdot \\ &\lambda A \cdot \Delta x. \end{aligned}$$

Ezután meghatározzuk, hogy az alulról érkező levegőáram mekkora hőmennyiséget képes a fedőhöz szállítani.

Az első olvasztási szakaszhoz szükséges  $Q_1^{le}$  hőmennyiség közlésével a  $T_1 (> 0^\circ C)$  hőmérsékletű levegő  $T_0 (= 0^\circ C)$  hőmérsékletűre hűl le. Ennek értéke:

$$(5) \quad \begin{aligned} Q_1^{le} &= c_{p \text{ levegő}} \cdot m_{1 \text{ levegő}} \cdot (T_1 - T_0) = c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot l_1 \cdot \\ &(T_1 - T_0) = \end{aligned}$$

$$c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot v \cdot t_1 \cdot (T_1 - T_0),$$

ahol  $c_{p \text{ levegő}}$  a levegő állandó nyomáson vett fajhője,  $\rho_{\text{levegő}}$  a levegő sűrűsége,  $l_1$  a felfelé áramló levegőoszlop magassága,  $v$  a felfelé áramló levegő sebessége,  $t_1$  a levegő áramlásának időtartama.

Most azt a  $Q_2^{le}$  hőmennyiséget határozzuk meg, amennyi ahhoz szükséges, hogy a  $T_1 (> 0^\circ C)$  hőmérsékletű levegő lehűljön  $T_0 (= 0^\circ C)$  hőmérsékletűre, miközben kiolvasztja a  $\Delta x$  vastagságú fedőt. Ennek nagysága

$$(6) \quad Q_2^{le} = c_{p \text{ levegő}} \cdot m_2 \text{ levegő} \cdot (T_1 - T_0) = c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot l_2 \cdot (T_1 - T_0) = c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot v \cdot t_2 \cdot (T_1 - T_0),$$

ahol  $l_2$  a felfelé áramló levegőoszlop magassága,  $t_2$  a levegő áramlásának időtartama.

Az energia megmaradásának tétele szerint, ha az egyéb hővesztésegektől eltekintünk, akkor

$$(7) \quad Q_1^{fel} = Q_1^{le} \quad \text{és} \quad Q_2^{fel} = Q_2^{le},$$

részletezve

$$(8) \quad [c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda A \cdot (T_0 - T_2) \cdot \Delta x = c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot v \cdot t_1 \cdot (T_1 - T_0)$$

és

$$L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda A \cdot \Delta x = c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot A \cdot v \cdot t_2 \cdot (T_1 - T_0),$$

ahonnan az  $A$  keresztmetszettel egyszerűsítve, majd a  $t_1$ , illetve  $t_2$  időtartamokat kifejezve

$$(9) \quad t_1 = \frac{[c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda \cdot (T_0 - T_2) \cdot \Delta x}{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)}$$

és

$$t_2 = \frac{L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda \cdot \Delta x}{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)}.$$

Ekkor a folyamat teljes időtartama a (9) felhasználásával

$$(10) \quad \Delta t = t_1 + t_2 = \frac{[c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot \lambda \cdot (T_0 - T_2) \cdot \Delta x}{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)} + \frac{L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \cdot \lambda \cdot \Delta x}{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)} = \frac{\{[c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot (T_0 - T_2) + L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa\} \cdot \lambda \cdot \Delta x}{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)}.$$

Ezen összefüggés felhasználásával a fedő beomladozásának (s ezáltal a mennyezet emelkedésének) sebessége:

$$(11) \quad w = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{c_{p \text{ levegő}} \cdot \rho_{\text{levegő}} \cdot v \cdot (T_1 - T_0)}{\lambda \{ [c_{jég} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa + c_{kő} \cdot \rho_{kő} \cdot (1 - \kappa)] \cdot (T_0 - T_2) + L_{olv} \cdot \rho_{jég} \cdot \kappa \}}.$$

## 5. A folyamat számítása elméleti megfontolások és laboratóriumi adatok felhasználásával

Ismert, a levegő áramlási sebessége elsősorban a nyomáskülönbségtől (hőmérsékletkülönbség) függ. FODOR (1976) szerint az áramlási sebesség és hőmérsékletkülönbség kapcsolatát egy gyökös függvény írja le. A függvény meredeksége (tehát hogy adott hőmérsékletkülönbséghez mekkora áramlási sebesség tartozik) más tényezőktől is függ (pl. az üregrendszer méretétől,

morfológiájától, a szél irányától, erősségétől). Az Abaligeti-barlang (Magyarország) huzatát leíró függvényből (FODOR 1976) megállapítható, hogy  $10^{\circ}\text{C}$  hőkülönbséghez mintegy  $0,2\text{ m/s}$  áramlási sebesség tartozik.

A (11) formula alapján lehetőségünk van konkrét számítások elvégzésére. Számpéldánkban tegyük fel, hogy  $T_1 = 1^{\circ}\text{C}$  hőmérsékletű,  $v = 10\frac{\text{cm}}{\text{s}} = 0,1\frac{\text{m}}{\text{s}}$  huzatból származó légáramlás melegíti a  $T_2 = -10^{\circ}\text{C}$  hőmérsékletű mennyezetet, amelynek anyaga jéggel összecementált kis szemcséjű mészkőtörmelékéből épül fel. E kétfázisú fedőben a jég hézagterfogata legyen  $\kappa = 0,2$ , továbbá  $\lambda = 0,9$ .

A levegő állandó nyomáson mért fajhője  $c_{p\text{ levegő}} = 997\frac{\text{J}}{\text{kg}^{\circ}\text{C}}$ , a jég fajhője  $c_{jég} = 2093,5\frac{\text{J}}{\text{kg}^{\circ}\text{C}}$ , a fedő közet komponensének fajhője  $c_{kő} = 879,3\frac{\text{J}}{\text{kg}^{\circ}\text{C}}$ . A levegő sűrűsége  $\rho_{\text{levegő}} = 1,2928\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ , a jég sűrűsége  $\rho_{jég} = 920\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ , végül a fedő közetkomponensének sűrűsége  $\rho_{kő} = 2720\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ , a jég olvadáshője pedig  $L_{olv} = 334960\frac{\text{J}}{\text{kg}}$ .

Ekkor a (11) formula felhasználásával a fedő beomladozásból származó emelkedésének sebessége:  $w = 1,692 \cdot 10^{-6}\frac{\text{m}}{\text{s}} \approx 6\frac{\text{mm}}{\text{h}}$ .

A fedő felharapódzásának  $w$  sebességére vonatkozó további részletes számítások eredményét a II. táblázat tartalmazza.

A tapasztalat szerint a mérések azt mutatják, hogy a kifagyasztott minták anyagi minőségétől függően a leomlott anyagmennyiség tömege az idő lineáris függvénye. A mérési eredményeket a regressziószámítás módszerével feldolgozva az illetett egyenes meredekségéből a mennyezet emelkedésének sebessége meghatározható.

Ha ugyanis  $y = ax + b$  a regressziós egyenes egyenlete és itt  $a = \frac{\Delta m_{kő}}{\Delta t}$  az egyenes meredeksége, akkor a mennyezet emelkedésének sebessége az (1) felhasználásával

$$(12) \quad a = \frac{\Delta m_{kő}}{\Delta t} = \frac{(1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot \lambda A \cdot \Delta x}{\Delta t},$$

ahonnan

$$(13) \quad w = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{1}{(1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot \lambda A} \cdot \frac{\Delta m_{kő}}{\Delta t}$$

adódik. A numerikus számpéldában látott értékadással legyen  $\kappa = 0,2$ ,  $\lambda = 0,9$ ,  $\rho_{kő} = 2720\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$  és  $A = 7,85 \cdot 10^{-6}\text{m}^2$ . Ekkor a mennyezet beomladozásából számított emelkedés sebessége:  $w = 6,5 \cdot 10^{-6}\frac{\text{m}}{\text{s}} = 2,34\frac{\text{cm}}{\text{h}}$ , mivel a regressziós egyenesről leolvasott meredekség  $\frac{\Delta m_{kő}}{\Delta t} = 10^{-4}\frac{\text{kg}}{\text{s}}$ .

II. táblázat

Table II.

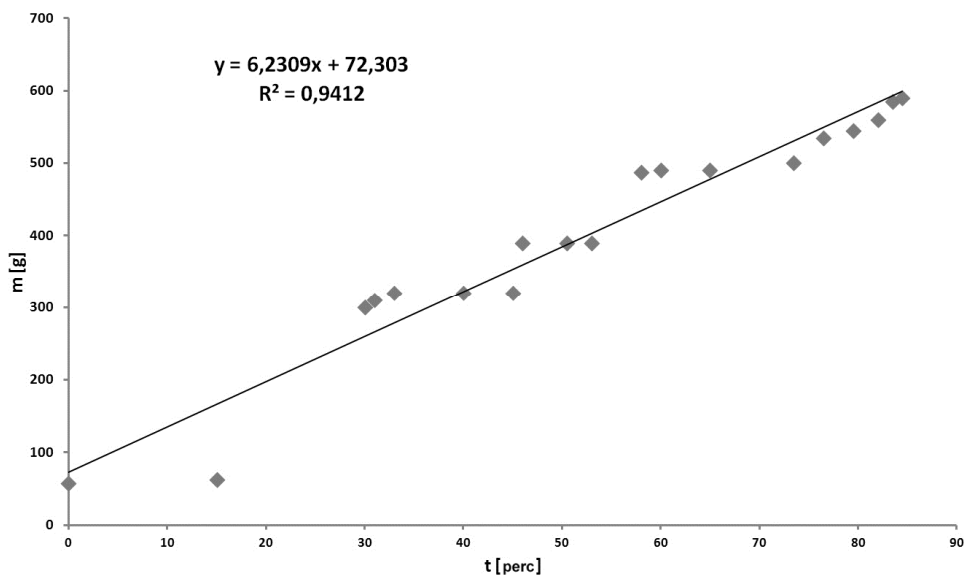
A fedő felharapódzásának sebessége a fagyott öszlet  $\kappa = 0,2$  hézagterfoglata és  $\lambda = 0,9$  arány esetén  
 The melting velocity of the frozen superficial deposit in case of  $\kappa = 0,2$  porosity and  $\lambda = 0,9$  proportion

$T_1$ [°C]	$T_2$ [°C]	$v$ $\left[\frac{cm}{s}\right]$	$w$ $\left[\frac{mm}{h}\right]$	
1°C	-10°C	10	6	
		20	12	
		30	18	
	-20°C	10	4,8	
		20	9,6	
		30	14,4	
		-30°C	10	3,9
			20	7,9
			30	11,8
2°C	-10°C	10	12	
		20	24	
		30	36	
	-20°C	10	9,6	
		20	19,2	
		30	28,8	
		-30°C	10	7,9
			20	15,8
			30	23,7
3°C	-10°C	10	18	
		20	36	
		30	54	
	-20°C	10	14,4	
		20	28,8	
		30	43,2	
		-30°C	10	11,8
			20	23,7
			30	35,6
4°C	-10°C	10	24	
		20	48	
		30	72	
	-20°C	10	19,2	
		20	38,4	
		30	57,6	
		-30°C	10	15,8
			20	31,6
			30	47,4
5°C	-10°C	10	30	
		20	60	
		30	90	
	-20°C	10	24	
		20	48	
		30	72	
		-30°C	10	19,7
			20	39,5
			30	59,3

Jelmagyarázat:

$T_1$  [°C] = a kiirtó levegőjének hőmérséklete;  $T_2$  [°C] = az átfagyott fedő hőmérséklete

$v$   $\left[\frac{cm}{s}\right]$  = az áramló barlangi levegő sebessége;  $w$   $\left[\frac{mm}{h}\right]$  = a fedő felharapódzásának sebessége



8. ábra: A melegítés során lehulló darabok mennyisége az idő függvényében  
 Jelmagyarázat:  $m$ : a lehullott anyag tömege  
 Fig. 8: The graphic showing the quantity of the fallen particles versus time due to heating  
 Legend:  $m$  - the mass of the fallen pieces

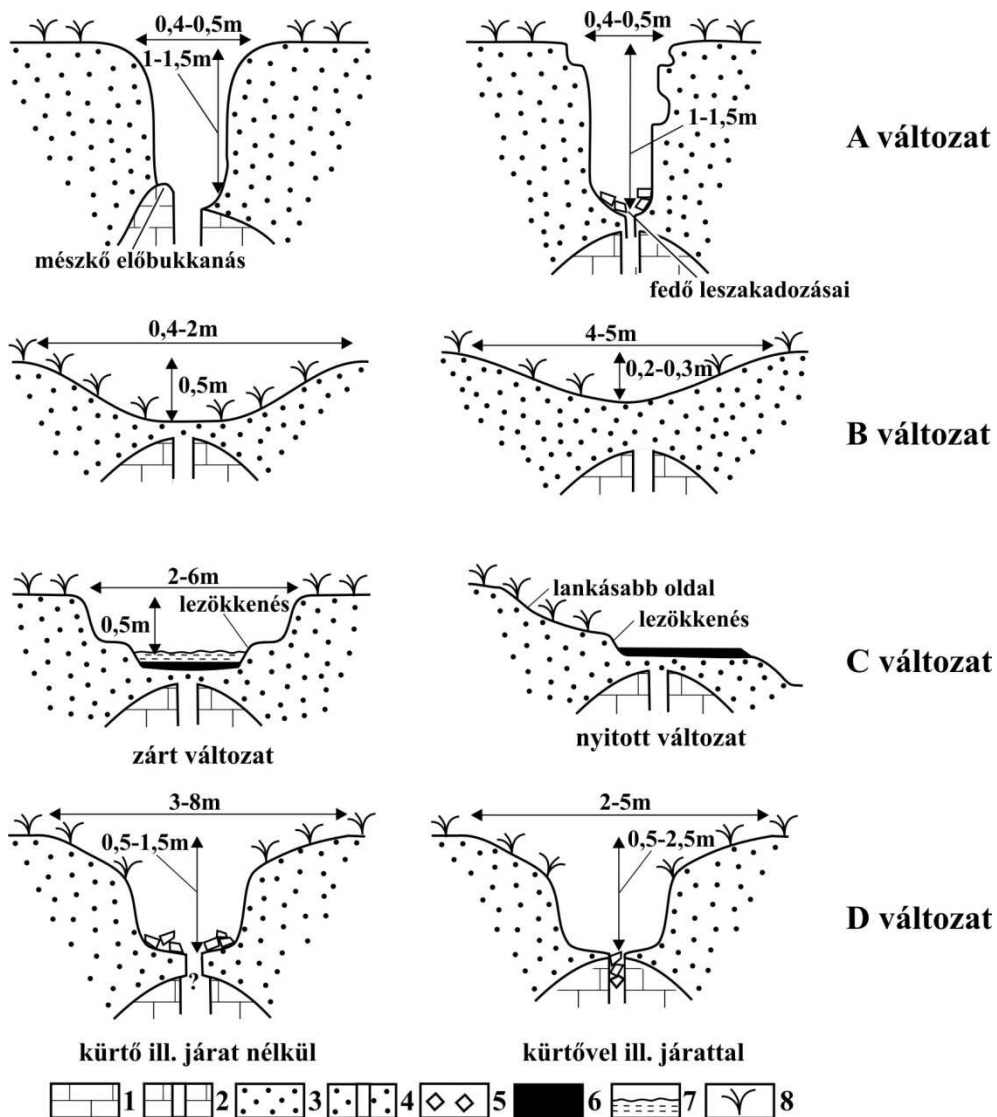
Megjegyezzük, hogy a fizikai modell alapján számított mintapélda eredménye különbözik az előző részben bemutatott számpéldáétól. Ez természetes is, hiszen a laboratóriumi mintánál alkalmazott levegő áramoltatási sebesség  $v_1 = 10 \frac{m}{s}$  és  $v_2 = 20 \frac{m}{s}$ , míg az áramló levegő hőmérséklete  $T_1 = 20^\circ C$ , illetve  $T'_1 = 40^\circ C$  volt.

A laboratóriumi kísérlet egyik legfontosabb eredménye az volt, hogy időben lineáris mennyiségemelkedést eredményezett, akárcsak a számításos matematikai modell (8. ábra). Ez bizonyítja az elméleti számításainkat, de a geomorfológiai modell megalapozottságát is.

## 6. A töbrök kialakulása

Magashegységekben azon felszíneken, ahol a fedő finomszemcséjű (pl. áthalmozott moréna), alak szerint az alábbi töbör változatok különíthetők el (9. ábra).

- Kis mélységű (legfeljebb 1-2 m-es), meredek oldalú, nagyon kicsi átmérőjű (0,5 m-nél kisebb átmérőjű) töbör (A változat, 4. kép).



9. ábra: Magashegységi fedett karsztos töbörváltozatok

Jelmagyarázat: 1. mészkö, 2. kürtő, 3. fedőüledék, 4. járat, 5. omlás során kialakult talaj-, fedőüledék- és növényfoltok, 6. áthalmazott talaj, 7. tó, 8. gyepek (a jelek sűrűsége jelzi, hogy folytonos, vagy hiányos kifejlődésű-e)

Fig. 9: Covered karst dolines versions in high mountain environment

Legend: 1. limestone, 2. shaft, 3. covering sediment, 4. burrow, 5. soil-, covering sediment - and plant patches developed during collapses, 6. redeposited soil, 7. lake, 8. grass (density of the signs shows whether it has a continuous or fragmented development)



4. kép: Az „A” töbörváltozat  
Picture 4: The doline type “A”

- Kis mélységű (néhány dm-es), lankás oldalú, kis átmérőjű (0,5-2 m), vagy közepes (4-5 m) átmérőjű töbrök (B változat).
- Kis mélységű (néhány dm-es), meredek oldalú, közepes átmérőjű (4-5 m-es) töbör, amelynek az oldallejtőin és aljzatán feltárul a talaj alatti növényzettel nem fedett fedőüledék. Aljzata azonban lehet vizenyős. A töbör aljzatán, ekkor áthalmozott talaj is van. Ugyanott sekély vizű tó is előfordulhat (C változat, 5. kép).



5. kép: A „C” töbörváltozat  
Picture 5: The doline type ‘C’

- Nagyobb, de változatos mélységű (több m-es), meredek oldalú, közepes átmérőjű (2-5 m-es), vagy nagyobb átmérőjű (3-8 m) tölcsér, amelynek az aljzatán többnyire járat (a fedőben), vagy kürtő (a mészkőben) van (D változat, 6. kép).



6. kép: A „D” tölcsérváltozat  
Picture 6: The doline type 'D'

Véleményünk szerint e változatok a geomorfológiai modellben felvázolt módon alakulhattak ki, mert:

- a geofizikai mérések talajjeget mutattak ki,
- a kísérleti eszközben elhelyezett anyag kiolvadó részének szemcséi lehullottak,
- az elméleti számítások összhangban vannak a laboratóriumi kísérlet során végbemenő folyamattal.

A fedőben a felmelegedés hatására az alábbi folyamatok következhetnek be:

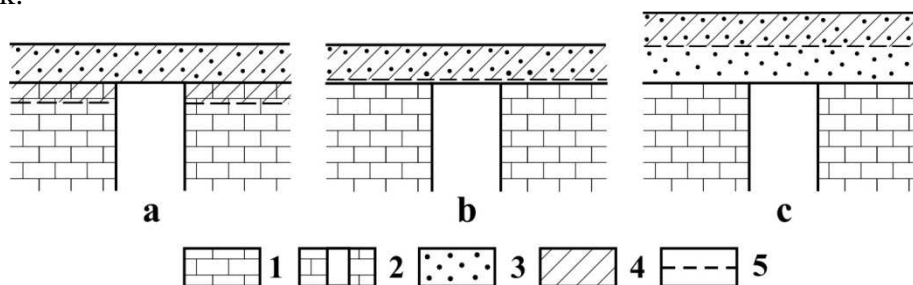
- A fagyott fedő alsó felületéről, ahol a jég megolvad, kisebb-nagyobb darabok válnak el és potyognak le. Emiatt a fedő vékonyodik.
- A kivékonyodott fedőmaradványon a további fűtés hatására más jelenségek is lejátszódhatnak. Így, ha a fedőmaradvány még elég vastag, nem omlik be, hanem olvad. Az olvadása eredményként lecsökken a vastagsága,



miáltal a felszínen süllyedés megy végbe. Ha a fedő kellően kivékonyodik, akkor viszont leomlik.

Valószínűsíthetjük a két folyamat kombinációját is. Ekkor a fedő a vékonyodása során lezökkenések sorozatát szenved el, de ezzel párhuzamosan az összes jég megolvadása miatt annak a felszíne meg is süllyed.

A már említett változatok nem lehetnek ugyanannak a töbörfejlődési sornak a különböző fázisai. E változatok kialakulása az alábbi módon történik.



10. ábra: A különböző vastagságú fedőnél a talajjég vastagsága

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. kürtő, 3. fedő, 4. talajjég a fedőben, 5. talajjég alsó határa, a. a fedő vastagsága kisebb, mint amilyen vastagságú talajjég kialakulhat, b. a fedő vastagsága akkora, mint a létrejövő talajjég, c. a fedő nagyobb vastagságú, mint amilyen vastagságú talajjég létrejön.

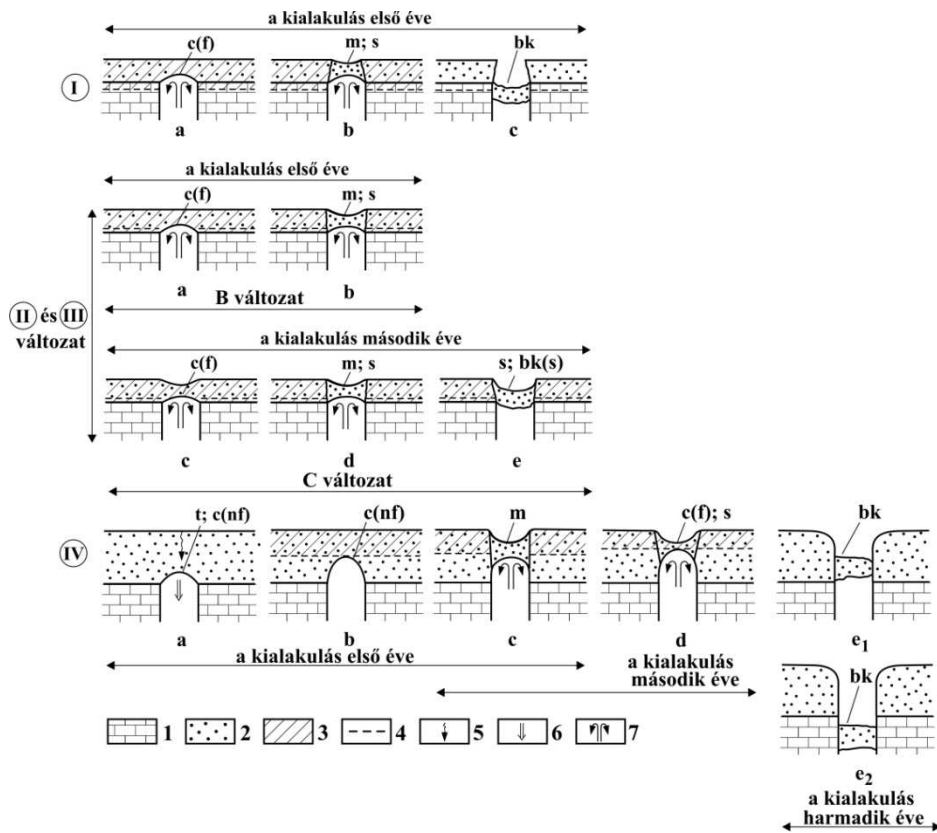
Fig. 10: The thickness of the ground ice at various covering sediment

Legend: 1. limestone, 2. shaft, 3. covering sediment, 4. ground ice in covering sediment, 5. lower boundary of the ground ice a. the thickness of covering sediment is smaller than the thickness of the developing ground ice, b. the thickness of the covering sediment is similar as the thickness of the developing ground ice, c. the thickness of covering sediment is larger than the thickness of the developing ground ice

- Az A változatú töbör akkor alakul ki, ha a fedő vastagsága kisebb, mint amilyen vastagságban abban a talajjég kialakulhatna (10. ábra). A kis vastagságú talajjég, amely télen kialakult, még ugyanazon év telén megolvadhat. A lokálisan átolvadt fedő vagy egységesen leomlik, vagy darabonként a kürtőbe potyog. A folyamat során a mészkő kürtőjénél nem szélesebb, kis mélységű, meredek oldalú forma alakul ki a fedőben (11 I. ábra).

- Akkor, ha a fedő vastagabb, az abban létrejött talajjég vastagsága is nagyobb lesz. (10. b ábra). Az átfagyott rész alulról a melegítés hatására részlegesen megolvad, miáltal alsó felületéről darabok hullanak le, ezért kivékonyodik. Ha elég vastag rész marad meg a fedőből ahhoz, hogy ne omoljon le, a talajjég később megolvad. Emiatt a felszín megsüllyed, szuffóziós töbör alakul ki (B változat, 11 II. ábra).

- A következő évben a szuffóziós töbör talpi részének a kőzetanyaga (miután télen talajjéggel összecementálódott) ismét olvad alulról, tehát vékonyodik. Emiatt a fedő annyira kivékonyodik, hogy lezökkenhet (omlik) a potyogással kialakult részbe (C változat, 11 III. ábra).



11. ábra: Töbrök kialakulása különböző fedővastagságok esetén

Jelmagyarázat: I. A változatú töbrök kialakulása, a. a fedő alsó részéből darabok válnak le, b. a maradék fedő jége megolvad, ezért a fedő megsüllyed, c. a vékonyabb fedő leomlik, II. B változatú töbrök kialakulása B változatú töbrök továbbfejlődésével, a. a fedő alsó részéből darabok hullanak le, b. a maradék fedő jége megolvad, ezért a fedő megsüllyed, c. a megsüllyedt fedőben a következő évben ismét talajjég jön létre, a fedő alulról olvadva vékonyodik, d. a fedő ismét megolvad, majd süllyed, e. fedő lezökken (több kicsi omlás), IV. D változatú töbrök kialakulása, a. fedő alulról kivékonyodik a beszivárgó vizek hatására, b. a fedőben ezért üreg alakul ki, amely mennyezete eléri a talajjeges fedőt, c. a fedő megolvad és megsüllyed, d. a fedő maradékában talajjég képződik, amely tovább vékonyodik, e. ennek megolvadását követően az beomlik, c(f): felboltozódás a fagyott fedőben, m: olvadás, s: süllyedés, bk(s): szakadozás (kicsi omlás), bk: omlás, t: anyag áthalmazódás a beszivárgó vizek által, c(nf) felboltozódás a nem fagyott fedőben. 1. mészkő, 2. fedőkőzet, 3. talajjeges fedőkőzet, 4. talajjeges összlet alsó határa, 5. csapadékvíz beszivárgása a fedőbe, 6. anyagáthalmazás, 7. levegő cirkuláció

Fig. 11: The development of the dolines in covering sediment with various thickness values

Legend: I. the development of the version A doline, a. pieces fall from the lower part of the covering sediment, b. the ground ice of the residual covering sediment melts therefore it sinks, c. the thinner covering sediment collapse, II. the development of version B doline, III. the development of version C doline with the further development of version B doline, a. pieces fall from the lower part of the covering sediment, b. the ground ice of the residual covering sediment melts therefore it sinks, c. ground ice is created in the residual of the sank covering sediment and it becomes thinner because of the melting from downwards, d. the covering sediment melts again, and sinks again, e. the covering sediment suffers several small breakdown, D. the development of version D doline, a. the covering sediment becomes thin from downwards due to percolating water, b. cavity develops in the covering sediment, its ceiling reaches the covering sediment with ground ice, c. the covering sediment melts, and sinks, d. ground ice develops in the residual of the covering sediment, the sediment breakdowns as it melts, e. after it melts it down breaks. c(f) caving in the covering sediment with ground ice, m: melting, s: sinking, bk(s): small breakdown, bk: break down, due to percolating water, c(nf): caving in the non-frozen covering sediment 1. limestone, 2. covering sediment, 3. covering sediment with ground ice, 4. lower boundary of covering sediment with ground ice, 5. infiltration of the rain water into the covering sediment, 6. redeposition of sediment, 7. air circulation

- Előfordulhat, hogy a fedő vastagabb (több m). Ilyenkor annak csak a felső részén alakul ki talajjég (10. c ábra). A kürtő felett nyáron (amikor a talajjég a fedő felső részén is megolvad) a beszivárgó csapadékvizek hatására anyag áthalmozódás megy végbe a fedő alsó részéről a kürtőbe. Akkortól, amikortól a kürtő mennyezete felett már nincs talajjég nélküli fedőrész, hanem csak a talajjeges fedő, elkezdődhet annak az alsó részéről a jég kiolvadása (első év). A következő év nyarán, miután a maradék fedőben a télen kialakult talajjég megolvad a fedő megsüllyed. A megsüllyedt rész tovább vékonyodhat, miután alsó részéről darabok hullanak le (második év). Akkor, amikor kellően kivékonyodik, a maradék fedő leomlik (harmadik év). Kialakul a D változatú töbör, amely lehet kisebb mélységű, ha a leomlott anyag nem jut a kürtőbe, vagy nagyobb, ha igen (11 IV. ábra).

## 7. Következtetések

A talajjeges fedő töbrei két szakaszban jönnek létre: az elsőben a fedő kivékonyodik a jég megolvadása miatt, a másodikban a fedő maradék részének talajjege vagy szintén megolvad és szuffóziós töbör jön létre, vagy beomlik, miáltal lezökkenéses töbör képződik. A töbröknek (főleg a lezökkenéseseknek) alak szerint több változata jöhet létre, amelyet elsősorban az határoz meg, hogy a fedő milyen vastagságú a talajjeges fedő teljes vastagságához képest.

A talajjég megolvadása gyors folyamat. Ezáltal a fedőn a töbrök képződés is gyorsan (gyorsabban, mint nem talajjeges fedőn) megy végbe. Pl. néhány nap alatt átolvadhat a talajjég teljes vastagságban számításaink szerint (I. táblázat). A talajjég megolvadásának (tehát a fedő beomladozása és így a fedőn kialakult forma) sebessége függ a szállított hőmennyiségtől, és a talajjeges fedő szemcseeloszlásától.

A fedő megolvadása akkor következik be, amikor a felszín hőmérséklete alacsonyabb mint a karszté. Magashegységi környezetben a nyári félévben a megolvadt fedő a beszivárgó vizek által vékonyodhat. A téli félévben viszont a talajjég olvadásával vékonyodhat úgy, hogy a megolvadt fedő alsó felületéről darabok válnak le. A talajjég megolvadása ott lesz jelentős, ahol a hőkülönbségek nagyok.

## IRODALOM

BALÁZS D. (1969): Adalékok a barlangi légáramlás tanulmányozásához – Karszt és Barlang I. pp. 15-24.

- BÉLL B.* (1945): A levegő áramlása bányákban és barlangokban – Időjárás 21. pp. 1-13.
- COOPER, A. H.* (1998): Subsidence hazards caused by the dissolution of Permian gypsum in England: geology, investigation and remediation – Geological Society Engineering Group Special Publication 15, pp. 265-275.
- CRAWFORD, N. C.* (2001): Environmental problems associated with urban development up on karst, Bowling Green, Kentucky – In: Beck, B. F. and Herring, J. G. (eds.): Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hidrology pp. 397-424, Balkema: Lisse
- DRUMM E. C.-KANE W. F.-YOON C. J.* (1990): Application of limit plasticity to the stability of sinkholes. – Engineering Geology 29 pp. 213-225.
- FODOR I.* (1976): Újabb adatok a barlangi légáramlásról – Karszt és Barlang, I-II. pp. 21-24.
- JAMMAL, S. E.* (1984): Maturation of the Winter Park sinkhole. – In: Beck, B. F. (ed.), Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact, pp. 363-369. Balkema: Rotterdam
- KLIMCHOUK, A.* (1995): Karst Morphogenesis in the Epikarstic Zone – Cave and Karst Science, 21 (2) pp. 45-50.
- KLIMCHOUK, A.-ANDREJCHUK, V.* (1996): Breakdown development in cover beds and landscape features induced by interstratal gypsum karst – International Journal Speleology, 24 (3-4), pp. 127-144.
- THARP T. M.* (1999): Mechanics of upward propogation of cover-collapse sinkholes. - Engineering Geology 52 pp. 23-33.
- TOULEMONT, M.* (1987): Les risques d'instabilité liés au karst gypseux lutétien de la région parisienne – Bulletin liaison Laboratoires Ponts et Chaussées 150/151, pp. 109-116.
- VERESS M.* (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements – Zeits. für Geomorph. 53. (4). pp. 469-486.
- VERESS M.* (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mountains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.
- WALTHAM, A. C.-FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions – Quaterly Journal of Engineering Geology and Hidrology, 36 pp. 101-118.
- WALTHAM, T.-BELL, F.-CULSHAW, A.* (2005): Sinkholes and subsidence, Karst and Covernous Rock sin Engineering and construction – Springer, 382 p.
- WILLIAMS, P. W.* (2003): Dolines. – In: Gunn J. (ed.): Encyclopedia of caves and karst science, Fitzroy Dearborn New York, London, pp. 304-310.

**KÖZÉPHEGYSÉGI KARSZTOK FEDETT KARSZT MINTÁZATAI**  
**THE PATTERNS OF THE COVERED KARST IN THE BLOCK**  
**MOUNTAINS**

VERESS MÁRTON<sup>1</sup>-UNGER ZOLTÁN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Nyugatmagyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és  
Környezettudományi Intézet, Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.  
vmarton@ttk.nyme.hu, unger.zoltan@ttk.nyme.hu

*Abstract: We studied the superficial deposits features from the central range mountains. We used the following methods: VES geophysical measurement, field mapping, profile compiling, theoretical (geo)morphological map compiling regarding the superficial deposits. In this study, according to the fingerprints of these superficial deposits, the presented karst types from the middle range mountains can be crypto karsts developed from allogenic karst (recent allogenic cryptokarst, renewing allogenic cryptokarst), and napped crypto karsts. On these karsts alternates covered-, bare and partly covered zones. The extent-, position of these zones depends upon the non-karstic rock's position, the spatial distribution of the karstic surface morphology, the way- and intensity of the superficial deposit denudation.*

## **1. Bevezetés**

E tanulmányban a középhegységi karszterületek karsztosodási folyamatait elemezzük karsztos zónáik elkülönítésével. Elemezzük a zónák kialakulásának feltételeit, okait, típusait, karsztosodási sajátosságait.

Egy karszterületen a nem karsztos kőzetek kifejlődése lehet egységes, zónás vagy éppen hiányozó. A fedettség módja mintázata meghatározza a karszt jellegét, fejlődését, a lezajló folyamatokat végeredményben a karsztos táj jellegét.

*GVOZDETSKIY* (1965) a karszt fedettségi viszonyainak a figyelembevételével elkülönített csupasz, fedetlen karszt, talajos fedett karsztot (a fedő oldódási maradék), fedett karsztot (a fedőt karsztidegen kőzet) és elszigetelt fedett karsztot (a fedőn nincsenek karsztformák).

*JAKUCS* (1977) a karszt környezetének a figyelembevételével elkülönített allogén és autogén karsztot. Az allogén karszt a határoló, peremi nem karsztos térszínről vízutánpótlásban részesül, míg az autogén (miután az a környezete fölé magasodik) nem. A tipizálás során már elkülönítette, bár nem nevesítve, az olyan allogén karsztot, amikor összeálló nem karsztos kőzet szegélyezi a karsztot és az olyant, amikor a nem karsztos kőzet tektonikai okok miatt a karszt belsejében helyezkedik el: „*globalitásában auto-*

*gén ismérví*”. Megemlíti továbbá, hogy az autogén karszt fokozatosan az allogén jellegű felé tolódik el, miután a területén a mállás során fedőüledékek alakulnak ki.

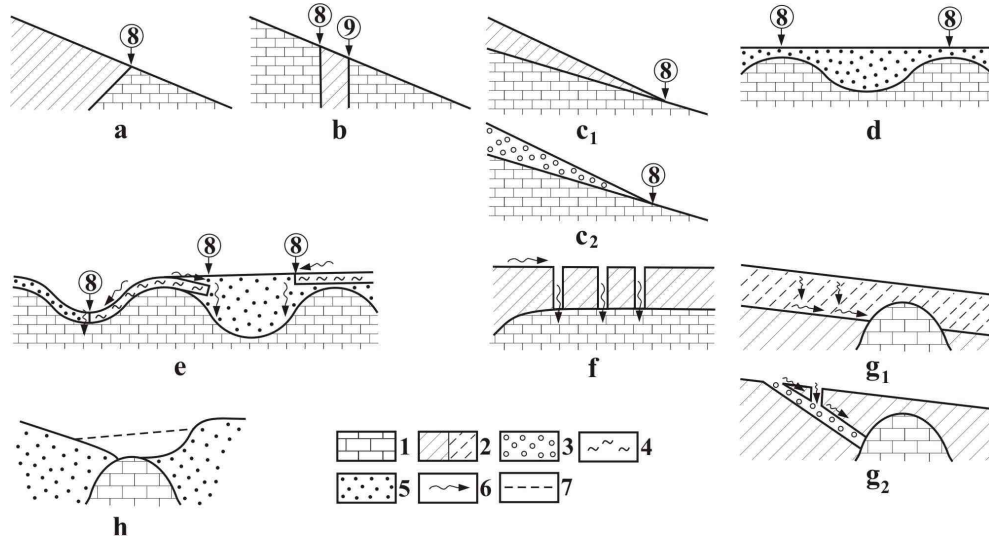
*FORD-WILLIAMS* (2007) a fenti tipizálást tovább fejlesztették és az autogén mellett megkülönböztettek allogén- és kevert karsztot is. Allogén típusúnak tekintették a karsztot, amikor azt nem karsztos kőzet takarja el, és kevert típusúnak, ahol a fedő sávokban és foltokban fordul elő. A két utóbbi típus lényegében a fedő lepusztulásának mértékében különbözik. A két csoportosítás a tekintetben is eltér egymástól, hogy amíg *JAKUCS* (1977) a formakincsnek (autogén karszton töbrök, allogéneken víznyelők), addig *Ford-WILLIAMS* (2007) a vízelvezetés jellegének a különbségeit hangsúlyozta. Autogén karszton diffúz- (szivárgásos), allogén karszton pontszerű (járaton keresztül vízbeptolás), míg a kevert karszton mindkét vízelvezetés a jellemző.

A karsztvíznek a (felszínhez viszonyított) helyzete szerint *WILLIAMS* (1987) a trópusi karsztokon a kevert karszt két változatát is megkülönbözteti, ha a karszt területén csak peremi helyzetű a nem karsztos kőzet. Egyik változatnál a karsztvíz a karszt felszínén található, míg a másiknál mélyebben. Az elsőnél a peremi nem karsztos felszín vizei a karszt felszínen haladnak, míg a másodiknál a karszt peremén a víznyelőkön keresztül a karszt belsejébe jutnak.

*VERESS* (2000a) tanulmányában három: fennsíki-, felboltozódó- és sasbérc típusú karsztot azonosított. A felboltozódó karszton zónákat különített el, ahol a karsztosodás jellegét a fedettségi viszonyok, és a karsztvízszint helyzete határozza meg.

A *FORD-WILLIAMS* (2007) féle osztályozás szerinti allogén, ill. a kevert karsztok tekinthetők fedett karsztoknak is. A fedett karsztok *HEVESI* (1986) szerint lehetnek eltemetett karsztok (a fedő vízzáró), valamint rejtett karsztok (a fedő vízáteresztő). A vízzáró kőzet lehet laza (pl. agyag) és kompakt. Megjegyezzük, hogy a tömött kőzetek (bazalt, homokkő) nem mindig vízzáróak, lokálisan vízáteresztőek lehetnek ott, ahol törések, vetők járnak át a kőzetet. A nem karsztos kőzet lehet peremi helyzetű, vagy a karsztba beékelődő. Mind az összeálló/kompakt, mind a laza vízzáró kőzet kifejlődhet köpenyszerűen, amikor ez a karsztot utólag takarta el. A peremi helyzetű kompakt/összeálló nem karsztos kőzet esetén, a karszt peremén igazi, külső közethatár (*1.a. ábra*), míg a beékelődő nem karsztos kőzetnél belső igazi közethatár (*1.b. ábra*) jön létre. Köpenyszerű vízzáró esetén takarós közethatár alakul ki (*1.c. ábra*). Akkor, ha a karsztot vízáteresztő kőzet fed, annak kivékonyodásánál a rejtett közethatár lesz (*1.d. ábra*). Ha a vízáteresztő fedőben agyagos összletek fordulnak elő, annak elvégződésé-

nél (ahol a beszivárgó vizek a feküt elérhetik) alakul ki a megszakadó kőzethatár (1.e. ábra). Vízzáró kőzeten pl. töréseknél víz szivároghat a karsztra. Ekkor szerkezeti kőzethatár jön létre (1.f. ábra). Végül, eltemetett kőzethatár alakul ki (1.g. ábra), ha a vízzáró kőzet felett (amely lehet akár talajjég is) kevésbé vízzáró kőzet van, és a leszivárgott felszíni vizeket épp ez a vízzáró kőzet vezeti a mészkőhöz.



1. ábra: Kőzethatárok

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. összeálló, vízzáró és kevésbé vízzáró, nem karsztos kőzet, 3. laza, vízzáró, nem karsztos kőzet, 4. részben vízzáró fedőkőzet (nem összeálló), 5. vízáteresztő fedőkőzet, 6. vízszivárgás, 7. eredeti felszín, 8. kőzethatárok, 9. nem aktív kőzethatár

a. igazi külső kőzethatár, peremi helyzetű nem karsztos kőzetnél, b. beékelődő igazi kőzethatár, beékelődő nem karsztos kőzetnél, c. takarós kőzethatár, (c<sub>1</sub> összeálló fedőkőzetnél, c<sub>2</sub> laza fedőkőzetnél), d. rejtett kőzethatár, e. fél kőzethatár, f. szerkezeti kőzethatár, g. eltemetett kőzethatár, h. kitakaródó kőzethatár

Fig.1. Rock boundaries

Legend: 1, limestone, 2, massive, non-permeable and partly permeable non karstic rock, 3, loose, non-permeable, non karstic rock, 4, partly non-permeable superficial deposit (not massive), 5, permeable caprock, 6, water leak, 7, original surface, 8, rock boundaries, 9, non active rock boundary

a, real external rock boundary, in case of marginal non karstic rock, b, real-, interleaved rock boundary in case of non karstic interleaved rock, c, napped rock boundary (c<sub>1</sub> in case of compact rock, c<sub>2</sub> in case of loose caprock), d, latent/hidden rock boundary, e, semiboundary of the rock, f, structural rock boundary, g, buried rock boundary, h, outcropped rock boundary

Igazi kőzethatároknál víznyelők, a köpenyszerűen települt vízzáró fedő belsejében - különösen, ha a fekü gipsz, vagy kősó - átöröklődéses töbrök alakulnak ki. Az eltemetett karszton völgyi kőzethatár mentén alakul ki víznyelő (1.h. ábra). A völgynek a fedőbe mélyülése miatt a kőzethatár hátrál. Ennek következtében a víznyelő helyek (a mélységi lefejeződési hely) hátrálnak, a korábbi lefejeződési helyek víznyelői töbröké alakulnak (JAKUCS 1977). Rejtett- és megszakadó kőzethatáron utánsüllyedéses töbrök képződnek.

Az utánsüllyedéses töbrök szingenetikus, vagy posztgenetikus karsztosodás során alakulnak ki (VERESS 2000b, 2009). A szingenetikus karsztosodás esetén a fekü közet kürtőjének kialakulása okozza a fedőn a mélyedés kialakulását. Tehát a feküben (a kürtő) és a fedőn (a töbör) a formaképződése közel egyidős. A posztgenetikus karsztosodás akkor történik, amikor a fekü kürtője kitöltődik a fedő mélyedése elpusztul. Ha a fekü kürtőjéből a kitöltés elszállítódik, a fedő mélyedése újraképződik. Ekkor a felszíni mélyedés fiatalabb, mint a fekü kürtője.

Fedett karszton, ahol a fedő lokálisan lepusztul és a karszt járataiba szállítódik, fedőüledékes depresszió alakul ki (VERESS 2009). A fedőüledékes depressziók lehetnek ál- és igazi depressziók (VERESS 2012a). Előzőek ott alakulnak ki, ahol a fekü nincsen mélyedés, utóbbiak ott, ahol a fekü van (pl. egy oldódásos töbör feltöltődik, majd eltemetődik). Mindkét depresszió típus előfordul a karsztperemen és a karsztok belsejében is. A depressziók lehetnek eltemetett depressziók (a forma vízzáró fedőben képződött) ill. rejtett karsztos depressziók (a forma vízáteresztő fedőben képződött) is.

VERESS (2010a) a magyarországi középhegységi fedett karsztok eltemetett és rejtett karsztos foltjain felvázolta a felszín fejlődését a mélyedésekkel és a magaslatokkal tagolt fekü esetében. A fekü töbrei, uvalái feltöltődhetnek, majd a kitöltő üledék a karszt járataiba szállítódik. A folyamat során víznyelők képződnek igazi közethatáron, majd igazi eltemetett karsztos fedőüledékes depressziók alakulnak ki, ha a fedő (kitöltés anyaga) vízzáró. Ha a fedő vízáteresztő, akkor a rejtett közethatáron utánsüllyedéses töbrök jönnek létre. Ekkor rejtett karsztos fedőüledékes depressziók képződnek, amelyek lehetnek ál- vagy igazi depressziók. Igazi fedőüledékes rejtett depressziók képződnek a paleotöbrök kitöltésének a területén, míg a rejtett áldepressziók a fekü elfedett magaslatai felett keresendők.

## **2. A mintaterületek**

A vizsgált területek középhegységi (Bakony-hegység, Mecsek-hegység, Aggteleki-karszt, Pádisi-fennsík) karsztok.

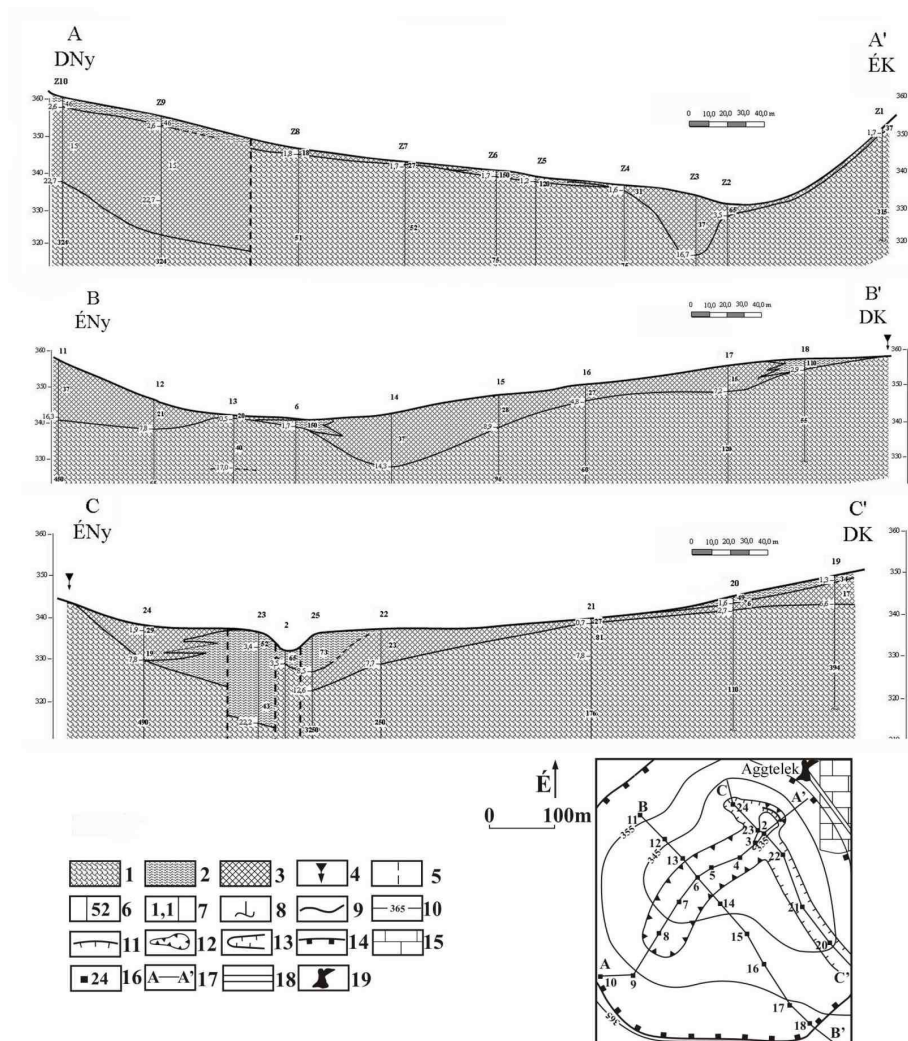
### *2.1. Aggteleki-karszt*

Az Aggteleki-karszt felépítő kőzetei a felső-permi alsó-triász gipsz-anhidrites, valamint középső-triász karbonátos kőzetek, amelyek a Tethys-ág északi részén képződtek (LESS 1998). A karszt a Szilicei takarórendszer része, amely D-i irányban mozogva rátolódott a Borsodi szerkezeti egységre (KOVÁCS 1984). A takaró a kréta kori ismételt kompresszió hatására má-



sodlagos takarókká (klippeké) alakult (*LESS* 1998, *LESS* 2011). A hegységet oligo-miocén tengeri eredetű üledék (*Bretkai Mészkönglomerátum, Putnoki Slir*) (*CSÁSZÁR* 1997), majd szarmata végi vulkáni tufa borította el. A pliocén-pleisztocén határán a hegység felszíne DDK-i dőlésű lett, miáltal É-ről kavicselborítást (Borsodi Kavics Formáció) kapott (*SÁSDI* 1990). A formáció anyaga a Szepes-Gömör-Érchegységből és a Veporból származik és az ős Sajó egyik hordalékkúpja lehetett (*GYURICZA-ELSHOLZ* 2006). Ezt a fedőt D-i irányba haladó vízfolyások a karszt É-i részén teljesen lepusztították, miközben ezek átöröklődtek (epigenetikus völgyek) a karsztra (*VERESS* 2010b, 2012b).

A hegység karsztformái közül megemlítjük a nagyméretű tető helyzetű, valamint völgytalpi helyzetű oldódásos töbröket és uvalákat. *ZÁMBÓ* (1998) elkülönít karsztos vakvölgyeket, amelyek szerinte töbrökből fejlődtek ki és belsejükben halmozódott fel a karszt mállástermék. Ebben *ZÁMBÓ* (1998) szerint víznyelők alakultak ki. Fenti szerző elkülönít továbbá töbrő-soros szárazvölgyeket is, amelyek részben eróziósak, részben korróziósak. Szerinte különösen akkor alárendelt az eróziós eredet, ha azok a magasabb fennsíkokon fejlődtek ki. Ezekben is felhalmozódhat a mállási maradék (lásd: vörösföld, *ZÁMBÓ* 1998), amelyek talpán víznyelők is kialakultak. E fentebb említett formák fedőüledékes igazi depressziókká formálódtak. *VERESS* (2012b) szerint a kitöltő üledék nemcsak mállási termék, hanem az idősebb fedőüledék, vagy annak áthalmozott változata, sőt lösz is lehet. Ennek megfelelően egymás szomszédságában rejtett karsztos, ill. eltemetett karsztos igazi fedőüledékes depressziók is előfordulnak. A rejtett karsztos fedőüledékes depressziókban utánsüllyedésszerű töbrök, az eltemetett fedőüledékes depressziókban víznyelők fordulnak elő. Ezért nem a kitöltött paleo-mélyedések a vakvölgyek, hanem a paleotöbrök fedőüledékes depresszióiban jönnek létre a víznyelők és a vakvölgyek (2. ábra).

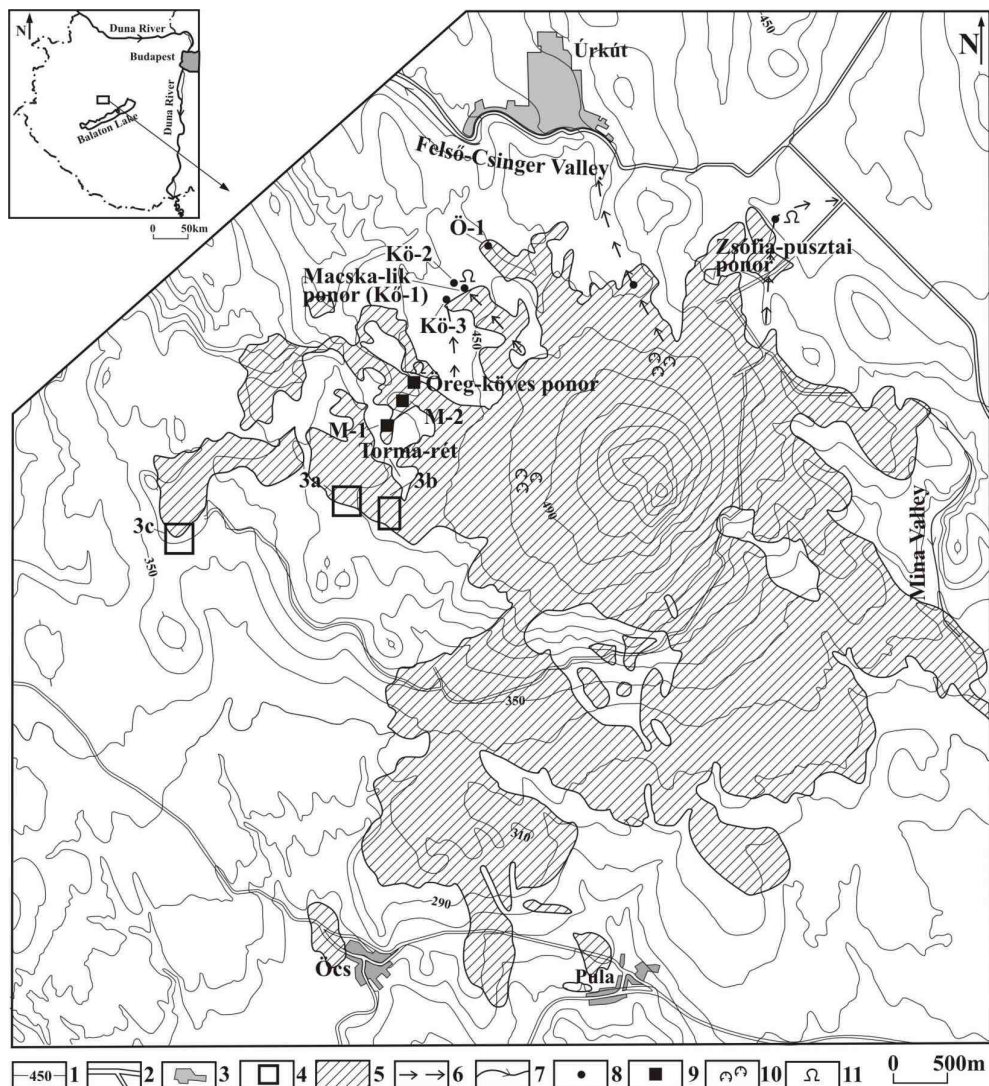


2. ábra: A Zombor-lyuk víznyelőt hordozó fedőüledékes depresszió

Jelmagyarázat: 1. mészkőtörmelék, töredezett mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. agyag (mészkőtörmelékes, homokos), 4. mészkőkibúvás, 5. vető, 6. összetettség geoelektromos ellenállása (Ohmm), 7. geoelektromos talpmélység (m), 8. VESZ mérés kb-i behatolása, 9. geoelektromos összetettség határ, 10. szintvonal, 11. víznyelő, 12. vakvölgy, 13. vízmosás, 14. fedőüledékes depresszió, 15. mészkő, 16. VESZ mérés helye és azonosító helye, 17. szelvény helye, 18. Aggtelek, Jósvafő közötti országút, 19. település

Fig.2. Depression of superficial deposits bearing the Zombor-lyuk ponor

Legend: 1. limestone debris, fractured limestone, 2. (argillaceous) limestone debris, 3. calcareous debris, sandy clay, 4. limestone outcrop, 5. fault, 6. the resistivity of the sequence, 7. geoelectrical bottom [m], 8. approximate penetration of the VES measurements, 9. sequence boundary for the geoelectric measurement, 10. contour iso-lines, 11. ponor, 12. blind valley, 13. gully, 14. superficial depression, 15. limestone, 16. position and name of the VES measurements, 17. location of the profile, 18. the national road between Aggtelek and Jósvafő, 19. settlement



3. ábra: A Kab-hegy

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. út, 3. település, 4. kivágat, 5. bazalt, 6. időszakos vízfolyás, 7. vízfolyás, 8. karsztforma, 9. összetett karsztforma, fedőülédékes depresszió, 10. töbör törmelékben, 11. víznyelőbarlang

Fig.3. Kab Mountain

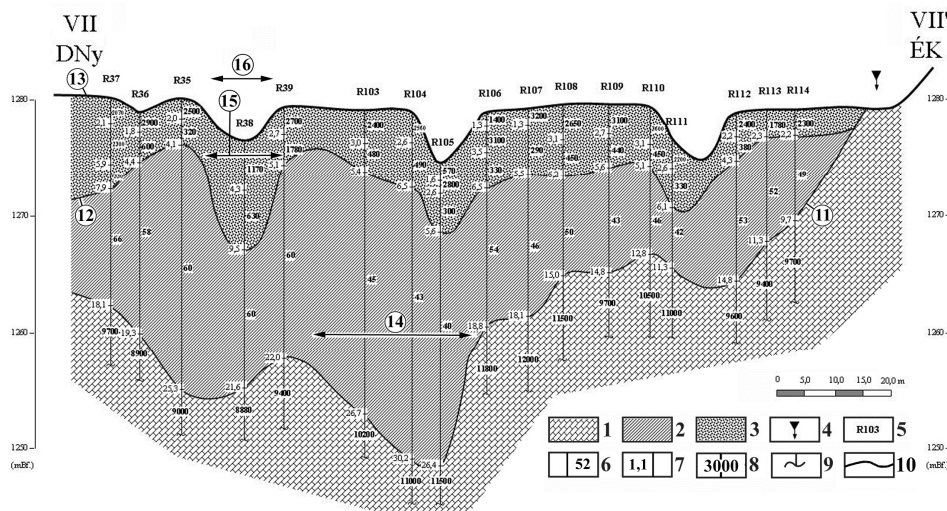
Legend: 1. contour isolines, 2. road, 3. settlement, 4. cut-out/sub perimeter, 5. basalt, 6. intermittent stream, 7. stream, 8. karst feature, 9. complex karst feature, 10. dolines in debris, 11. ponor cave

## 2.2. Kab-hegy

A Kab-hegy a Déli-Bakony egyik 300-600 m magasságú röge (3. ábra). A Déli-Bakony néhány rögét pliocén bazalt vulkanizmus lávái borították el (LÓCZY 1913, JUGOVICS 1954). Ennek során jött létre a Kab-hegy bazalt-

takarója is. A bazaltvulkanizmus radiometrikus kora a Déli-Bakonyban 5-7 milliói év (BALOGH et al. 1982). A több centrumú többszöri bazalt kiömlést lokális piroklasztikum szórás előzött meg (LÓCZY 1913). A bazalt a karsztosodott, magaslatokkal és völgyekkel tagolt felszínre ömlött, amely triász dolomitból triász, jura és eocén mészkövekből épült fel. A vulkanizmus szüneteiben vörös agyagok képződtek (JÁMBOR 1980). A bazalt vulkanizmus a pliocén végére lezárul”. A bazalton, ill. a bazalttakaró környékén lösztakaró is kifejlődött.

### 2.3. Pádis



4. ábra: A Reketyés (Pádis - Románia) egy részletének geoelektromos-földtani szelvénye  
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyagos összlet, 3. vegyes közettörmelék (homok, ill. mészkő, kovás, néhol agyagos), 4. mészkőkibúvás, 5. VESZ mérés azonosító jele, 6. összlet geoelektromos ellenállása, 7. geoelektromos összlet talpmélysége, 8. a fekü geoelektromos ellenállása, 9. a VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összehatár, 11. egykori fedetlen karsztos felszín, 12. eltemetett egykori fedett karsztos felszín, 13. jelenlegi fedett karsztos felszín, 14. oldódásos paleotöbör, 15. fedett karsztos paleotöbör, 16. recens fedett karsztos töbör

Fig.4. A segment from the geological interpreted geoelectrical profile from Reketyés (Pádis - Romania)  
Legend: 1. limestone, 2. argillaceous sequence, 3. mixed debris (sand, respectively limestone, sometime siliceous, or argillaceous), 4. limestone outcrop, 5. the name of the VES geoelectrical measurement line, 6. the resistivity of the geoelectrical sequence, 7. the total depth of the geoelectrical profile, 8. the resistivity of the geoelectrical of bedrock, 9. approximate penetration of the VES measurement, 10. sequence boundary of the geoelectrical measurement, 11. former uncovered surface of the karst, 12. surface of the former cryptokarst, 13. actual covered karst surface, 14. solution paleodolines, 15. covered karstic paleodolines, 16. recent covered karstic dolines

A Pádis az Erdélyi-Szigethegység (Románia) zömét kitevő Bihar-hegység központi részét foglalja magába. A Bihar a Tiszai nagyszerkezeti egység része, autochton, tektonikai ablak (FÜLÖP 1989). Autochtonját metamorf kőzetek építik fel, amelyre permium homokkővek és mezozoikumai mészkővek

települnek (BLEAHU 1976, FÜLÖP 1989). A Pádis-fennsíkja két szintre különül: egy 1200-1300 m feletti magaslatokra és egy 1200-1300 m alatti szintre (VERESS 1992). A felső szint karsztformái: oldódásos töbrök, aknák az alsó szinten fedetlen (oldódásos töbrökkel) és fedett karsztos térszínnek is előfordulnak. A fedett karszt fedőüledéke a fennsíkot K-ról szegélyező Kék-Magúrának a permi homokkőből származik. A Kék-Magúra időszakos és állandó vízfolyásai Ny-i irányba terjeszkedő törmeléktakarót, mint hordalékkúpot építették ki. A vízfolyások a hordalékkúpok anyagát ismételtelen áthalmazták (VERESS 1992). Az üledékfoltok eltemetett, vagy rejtett karsztok is lehetnek. A hordalék töbrökkel, uvalákkal tagolt felszín fedett el (4. ábra). Előfordul, hogy a töbrök csak részben töltődtek fel. Gyakori, hogy a mészköves felszínen a fedőüledék foltok részlegesen feltöltött töbrökben vannak jelen. Az eltemetett karsztos foltoknál víznyelők-, a rejtett karsztos térszínneként utansüllyedésszerű töbrök jelentkeznek (4. ábra). Mindkét típusnál változatos méretű és alakú fedőüledékes depressziók fordulnak elő, amelyek igazi depressziók.

### 3. Módszerek

A vizsgált karszterületek kisebb-nagyobb részein topográfiai, ill. karsztmorfológiai térképezést végeztünk. Az elkészített térképeket, ill. a mért adatokat az alább bemutatásra kerülő karsztmorfológiai szelvények elkészítéséhez használtuk fel.

A VESZ szondázással szelvények mentén mértük a kőzetek fajlagos ellenállását. Az egyes helyekre számított rétegsorokat összeillesztve a kialakított mérési vonalak mentén geoelektromos szelvények szerkeszthetők. A fajlagos ellenállás értékekhez földtani tartalmat rendelünk a földtani értelmezés során. Így kellő biztonsággal becsülhető a mészkőfekü, az összlet határok (és így a különböző fedőüledékek) lefutása, a fedőüledékek és a képződmények szerkezete.

Különböző karszterületek jellegzetes részleteiről karsztmorfológiai keresztmetszeteket készítettünk. Karsztmorfológiai keresztmetszvényeket gyakran használnak a karsztok jellemzése céljából. Ilyen elvi karsztmorfológiai keresztmetszvényeket szerkesztettek például WILLFORD-WALL (1965), Williams (1966), SWEETING (1973) WALTHAM et al. 1983, JENNINGS 1985 és FORD-WILLIAMS (2007), amelyeket a követendőnek ítéltünk a jelenségek szemléltetésére. Mérethelyes karsztmorfológiai keresztmetszvények találhatók SWEETING (1956, 1966), JENNINGS-SWEETING (1963), ZHANG (1980), PALMER (2004), VERESS (2009) publikációiban.

A keresztshelvényeken feltüntettük a fedettséget, a fedő kőzetek kiterjedését, minőségét, a feküt, a különböző lepusztulási szinteket, az ezekhez kapcsolódó formákat, valamint szükség szerint a hidrológiai viszonyokat. Ábrázoltuk a fekü kibúvásait (mészkö) a földtani térképek, a terepbejárások, valamint - néhány esetben - a VESZ mérések értelmezéseinek a felhasználásával. A fedőüledékekkel borított helyeken a fekü morfológiáját ugyancsak VESZ mérések adatainak, ill. a mérések adataiból megszerkesztett geoelektromos szelvényeknek a segítségével állapítottuk meg.

A közölt szelvények részben elvi jellegűek, részben mérethelyesek. Ez utóbbi szelvénytípus esetében a nagyformák (pl. a paleotöbrök) 200-300 m-es átmérőig mérethelyesek. A fenti átmérőnél kisebb átmérőjű formák (pl. az utánsüllyedéses töbrök) ábrázolása viszont nem mérethelyesek. Azonban még a kis méretarányú keresztshelvényeken is, a magányos formákat (víznyelő) ugyancsak tényleges helyükön tüntettük fel.) A kisméretű és csoportosan előfordulókat (utánsüllyedéses töbrök) azon a szakaszon, ahol jellegzetesek, jellel ábrázoltuk, így nem mérethelyesek, helyük nem mindig helyezhető, számuk a ténylegesnél kisebb a keresztshelvényeken. Mind az elvi, mind a mérethelyes szelvényeken nem egy vonal mentén, hanem egy sáv mentén előforduló formákat tüntettük fel.

A karszterületeknek csak a téma szempontjából mérvadó részéről készítettünk szelvényt, mégpedig azokról a részekről, amelyek fejlődéstörténetileg egy rendszert képeznek. A szelvények nem mindenhol egyenes vonalúak, különböző irányú szelvénytársakból is állhat (Pádis). Ez akkor történt, ha az ábrázolt részletről a legtöbb információt így lehetett bemutatni.

A terepbejárások, a topográfiai térképek (1:10 000, ill. 1:25 000), ill. a készített térképek, a karsztmorfológiai keresztshelvények a VESZ mérések értelmezésével elvi fedettségi-karsztmorfológiai térképeket készítettünk. Ezeket egy-egy jellegzetes karszterület képződményeinek általánosításával ábrázoltuk a fedettség helyét, típusát, az igazi közethatárokat (ha volt ilyen) a nem karsztos és karsztos formákat. (A térkép felsorolt elemei nem helyzet és mérethelyesek, azokon az elvi elrendeződést és a kapcsolatokat hangsúlyoztuk.)

#### **4. Kiértékelés**

Középhegységi karsztosodás több tényezőtől is függ. Ezek a fedettségi viszonyok, a nem karsztos kőzet (vagy a nem jól karsztosodó kőzet kifejlődése), a karszt szerkezete, a fedőüledéknek a karsztra szállításának módja, mértéke, sebessége; a karsztos fekü morfológiája, a lepusztulás mértéke,

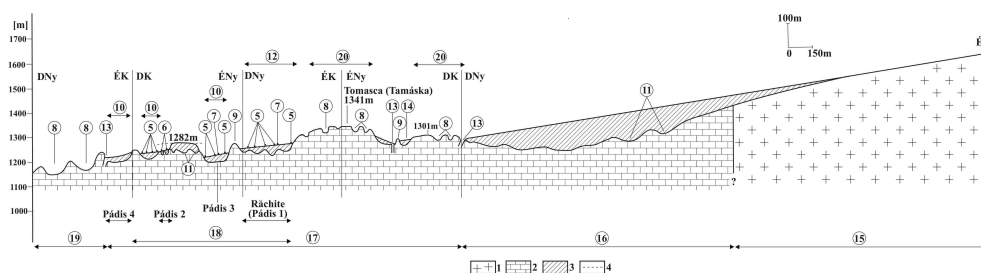


módja (így a völgyképződés); a karsznak a magassága az erózióbázishoz képest, továbbá a karszt kiterjedése, felszínének a dőlése.

Középhegységi karszton epigenetikus völgyképződés történik, ha a karsztvízszint a felszín (ill. a kialakuló völgytalp) közelében húzódik. A völgyképződést felváltja a karsztosodás, ha a karsztvízszint lesüllyed a felszínhez képest. A fedetlen karsztosodás során egy völgyekkel és karsztformákkal tagolt felszín alakul ki. Ez a felszín különböző mértékben és különböző vastagságban különböző kőzetekkel részben, vagy teljesen elfedődhet és kialakul a fedett karszt. Az elfedődésnek és az ezt kísérő karsztosodásnak az alábbi esetei lehetnek.

Az egységesen kifejlődött, nem rögökre különülő, középhegységi karsztot elfedheti a peremeken nem karsztos tömött kőzetekből származó lehordódások (allogén karsztból kifejlődött fedett karszt), vagy a vízzáró (többnyire tömött) nem karsztos kőzet köpenyszerűen betakarja a karsztot (takarós eltemetett karszt). A karszt különböző helyzetű és fejlődéstörténetű rögökre is különülhet (sasbérce fedett karszt).

Alább az allogén karsztból kifejlődött karszt két változatát a recens allogén fedett karsztot (lásd: 4.1.1) és a megújuló allogén fedett karsztot (lásd: 4.1.2), valamint a takarós eltemetett karsztot (lásd: 4.1.3) mutatjuk be.

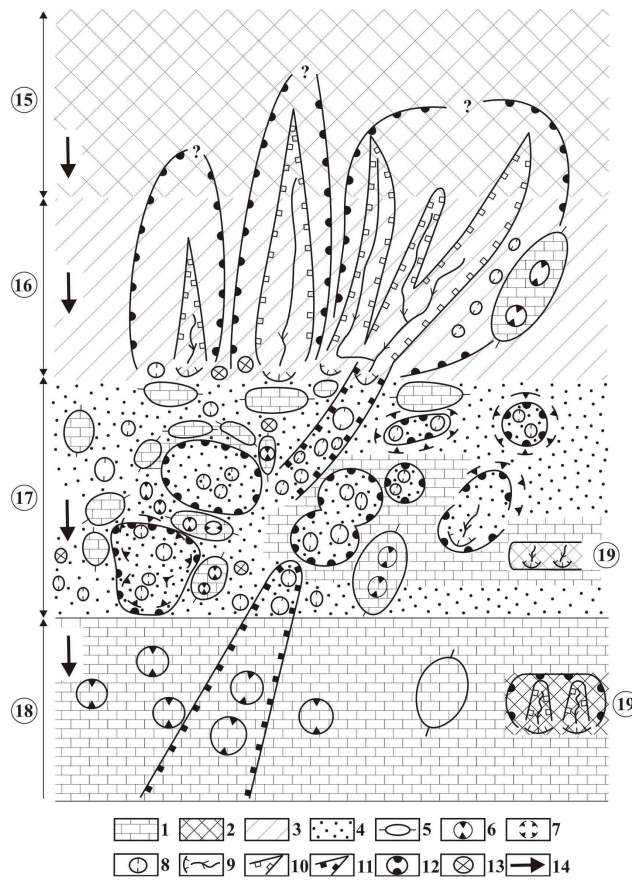


5. ábra: Recens allogén karszt keresztmetszetben (Pádis, Románia)

Jelmagyarázat: 1. homokkő, 2. mészkő, 3. vízfolyások által áthalmazott kőzet törmelék (homokkal és agyaggal), 4. a fedőüledék elborítás egykori felszíne, 5. szuffóziós tóbör, 6. lezökkenéses tóbör, 7. fosszilis tóbör (tó), 8. aktív oldódásos tóbör, 9. fedetlen, karsztformák közötti küszöb, 10. nem aktív kitöltött oldódásos tóbör (fedőüledékes depresszió), 11. eltemetett oldódásos tóbör (feltételezett), 12. nem aktív elfedett uvala (fedőüledékes depresszió), 13. víznyelő, 14. epigenetikus völgy metszetre merőlegesen, 15. nem karsztos térszín, 16. az alsó szint eltemetett karsztja, 17. kevert karszt, 18. az alsó szint rejtett karsztja, 19. az alsó szint fedetlen karszt, 20. felső szint magaslatai

Fig. 5. Recent allogenic karst on a profile (Padis-Romania)

Legend: 1. sandstone, 2. limestone, 3. redeposited debris by water flows (with sand and clay), 4. former surface of the superficial deposits, 5. suffosion dolines, 6. drop-out dolines, 7. paleodolines (lake), 8. active dissolution dolines, 9. uncovered sill between the karstic elements, 10. non-active and filled dissolution depression (depression of the superficial deposit), 11. buried dissolution dolines (supposed), 12. non-active buried uvala (depression of the superficial deposit), 13. ponor, 14. epigenetic valley (perpendicular to the profile), 15. non-karstic surface, 16 buried karst of the lower level, 17. mixed karst, 18. latent karst of the lower level, 19. bare karst of the lower level, 20. highs of the upper level



6. ábra: Recens allogén karszt karsztos zónái (Pádiş példáján, nem mérethelyes elvi ábra)  
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. nem karsztos kőzet, 3. a vastag fedő vízzáróként viselkedik, 4. vékony fedő vízáteresztőként viselkedik, 5. magaslat, 6. oldódásos töbör, 7. eltemetett paleotöbör, paleouvala, 8. utánsüllyedéses töbör, 9. víznyelő, 10. völgy a fedőben, 11. átöröklődött völgy, 12. fedőüledékes depresszió, 13. fosszilis töbör, 14. a felszín dőlésiránya, 15. nem karsztos kőzet zónája, 16. eltemetett karszt zónája, 17. kevert karszt zónája, 18. fedetlen karszt zónája, 19. karsztosodás beékelődő nem karsztos kőzetsávnál

Fig. 6. Karstic zones of the recent allogenic karst (presented on Padiş area – without scale, theoretical sketch)  
 Legend: 1. limestone, 2. non-karstic rock, 3. thick superficial deposit works like non-permeable rock, 4. thin superficial deposit works like permeable rock, 5. highs, 6. solution dolines, 7. buried paleodolines, paleouvalas, 8. subsidence dolines, 9. ponor, 10. valley in the caprock, 11. caprock valley, 12. depression of the superficial deposit, 13. paleodolines, 14. the inclination of the surface, 15. zones of the non-karstic rocks, 16. buried karst zones, 17. mixed karst zones, 18. bare karst zones, 19. karstic processes on inclusions of the non-karstic rock belt

#### 4.1. Allogén karsztból kifejlődött fedett karszt

##### 4.1.1. Recens allogén típusú fedett karszt

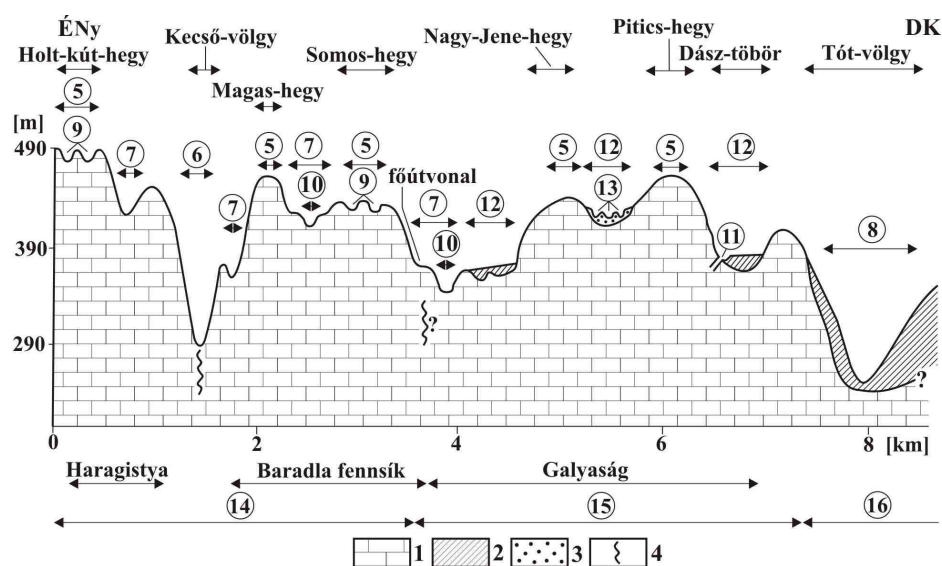
Recens allogén típusú fedett karszton a karsztot határoló nem karsztos felszínről a karsztra jelenleg is üledék szállítódik. A karszton eltemetett és kevert (vegyes) zónák is kialakulnak (5, 6. ábra). E típusra példa a Pádiş, ahol



kevert zónában fedetlen, fedett (eltemetett és rejtett karsztos foltokkal) foltok egyaránt előfordulnak.

A Pádison a kevert zóna területén a fedetlen és fedett karszt a két szint miatt jön létre. A fedetlen részek azonban az alsó szinten is vannak. Eltemetett karsztos részei, miután a fedő összetétele nem változik, a nagyobb vastagságú fedővel borított részekben alakulnak ki. Eltemetett fedett karszt kifejlődhet foltokban a paleotöbrök kivastagodó kitöltéseinél is. Eltemetett karsztos zónájának kialakulásában (pl. a Pádís turistaház környékén) a felszín dőlése is szerepet játszhat. Itt nagyobb a felszín dőlése, mint más fedett térszínrészekeken, ami hozzájárul a nagyobb felszíni vízfolyáshoz. A beszivárgás hiányában e helyeken nincs karsztosodás.

Az eltemetett fedett karsztnak a peremén víznyelők, vegyes karsztjának rejtett karsztján utánsüllyedéses töbrök, eltemetett fedett karsztos foltjaiban víznyelők fordulnak elő (6. ábra). A fedőüledékes depressziói igaziak, miután töbrök, uvalák területén jöttek létre. E formák egyaránt lehetnek peremiek és karszt belső részéből valók is (5. ábra).



7. ábra: Megújuló allogén karszt keresztmetszetben

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. vízzáró fedő, 3. vízáteresztő fedő, 4. pikkely határ, 5. tető, magaslat, 6. szerkezeti határon (pikkely határ, antiklinális) képződött völgy, 7. epigenetikus völgy (korrózióisan átalakult), 8. eróziós völgy, 9. oldásos töbör, 10. völgytalpi oldásos töbör, 11. víznyelő, 12. fedőüledékes depresszió, 13. utánsüllyedéses töbör, 14. fedetlen karszt, 15. részben fedett (eltemetett és rejtett) karszt, 16. eltemetett karszt

Fig. 7. Renewed allogenic karst in a profile

Legend: 1. limestone, 2. non-permeable superficial deposit, 3. permeable superficial deposit, 4. limit of the imbricate structure 5. valley developed along the structural boundary (limit of the napes, anticline), 7. epigenetic valley (transformed corrosively), 8. denudation valley, 9. dissolution dolines, 10. dissolution dolines generated on the bottom of the valley, 11. ponor, 12. depression of the superficial deposit, 13. subsidence dolines, 14. bare karst, 15. partly covered karst (buried- and latent karst), 16. buried karst

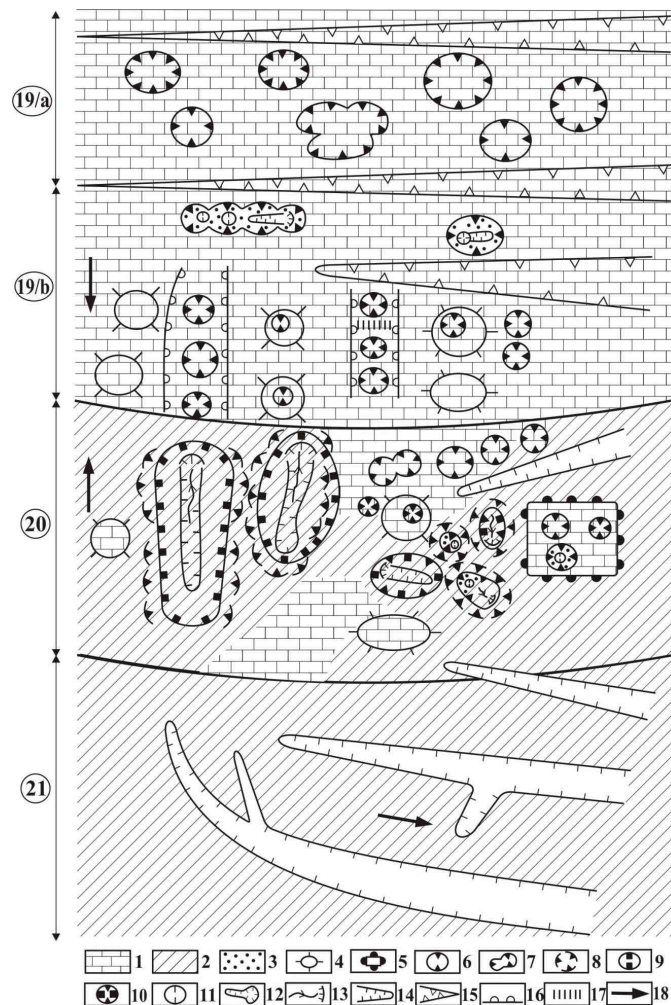
#### 4.1.2. Megújuló allogén fedett karszt

A megújuló allogén fedett karszt mostanra a nem karsztos üledékforrásától elkülönült. Az elkülönülés oka lehet felszínfejlődési (pl. völgy kialakulás miatt), vagy tektonikai (a karszt kiemelkedett, vagy a nem karsztos térszín lesüllyedt). E típus fejlődése szigetszerű, kevésbé függ a környezetétől. E típusra említhető az Aggteleki-karszt.

Az Aggteleki-karszt É-i magasabb része fedetlen karszt (ahol a fedő csak foltokban van meg és ez helyi eredetű, mállástermék), ettől délre a vegyes (kevert) karszt zónája, majd az elszigetelt fedett karszt zónája következik (7, 8. ábra).

Említettük (VERESS 2010b, 2012b), hogy a terület pliocén-pleisztocén határán megbillent és így a D, DK-i irányba dőlő karszt területére É-ról érkező vízfolyások kavicsot terítettek szét. Később a kavicsba bevágódó vízfolyások völgytalpi közethatárainál víznyelők jöttek létre. Utóbbiak folytatásában kialakult a Baradla-barlang őse. A karszt jelenlegi dőlése is D, DK-i irányú, csupán a Galyaság területén ellentétes, mind a mészkő (mészkőmagaslatok tetőszintjének magassága), mind a fedőüledékes felszín esetében. Előző oka a Galyaságot hordozó klipp billenése, míg az utóbbié a fedőüledékes felszín lepusztulása.

A karszt D-i, DK-i része elszigetelt fedett karszt, ahonnan a vízfolyások nem a karszt belseje felé, hanem a Bódva felé, DK-i irányba haladnak. Ugyanis a kibillenés miatt a karszt ezen része alacsonyabb helyzetbe került úgy, hogy a felszíne DK-i irányba dőlt. Előző miatt fedője nem, vagy kevésbé pusztult le, utóbbi miatt vízfolyásai nem a karszt belseje felé haladnak, mint pl. a Pádison, hanem a karsztot határoló völgy (Bódva-völgye) felé. E zónától É-ra a Galyaság területén létrejött egy kevert (vegyes zóna), ahol viszont a vízfolyások É-i irányba futnak (8. ábra). Ennek oka a billenés mellett, hogy az egykori víznyelőktől, vagy a később kialakulóktól hátráló vízfolyások a fedőt a Baradlába szállították. Ősi fedőüledékes depressziók képződtek. További lepusztulással az egységes fedő foltokra különült el, a korábbi depressziók átalakultak, elpusztultak, újabbak jöttek létre. Létrejött a vegyes karszt zónája, ahol a fedetlen karszt foltjai között eltemetett- és rejtett karsztos foltok fordulnak elő.



8. ábra: Középhegységi megújuló allogén karszt karsztos zónái (lépték nélkül, Aggteleki-karszt példáján)  
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. tengeri, folyóvízi eredetű vízáró fedőüledék, 3. mállási maradékból keletkezett fedőüledék, 4. karsztos magaslat, 5. rög, 6. oldódásos töbör, 7. uvala, 8. eltemetett töbör, vagy uvala, 9. fedőüledékes depresszió, 10. részben exhumálódott paleotöbör, 11. szuffóziós töbör, 12. szuffóziós töbör eróziós árokkal, 13. víznyelő, 14. völgy a fedőüledékben, 15. antiklinális mentén képződött völgy, 16. átöröklődött völgy, 17. völgyi vízváltató, 18. a felszín dőlése, 19a. a fedetlen karsztos zóna, 19b. a fedetlen karsztos zóna uvaláiban, töbreiben mállási maradék felhalmozódással (rejtett karsztos és eltemetett karsztos) létrejött foltok, 20. részben fedett karsztos zóna, 21. elszigetelt fedett karsztos zóna

Fig.8. Karstic zones of the renewed allochthonous karst from middle range mountains (presented on Aggtelek karstic region - without scale)

Legend: 1. limestone, 2. non-permeable superficial deposit with fluvial or marine origin, 3. superficial deposits generated by weathering, 4. karstic highs, 5. (faulted) block, 6. dissolution dolines, 7. uvala, 8. buried dolines or uvala, 9. depression of the superficial deposit, 10. partly outcropping paleodolines, 11. suffosion dolines, 12. suffosion dolines with erosion gutter, 13. ponor, 14. valley in the superficial deposit, 15. valley developed along an anticline, 16. caprock valley, 17. valley watershed, 18. the inclination of the surface, 19a. bare karstic zone, 19b. patches in the uvalas and in the dolines on bare karstic zones generated by the accumulation of the weathering remnants (in case of latent karsts and buried karsts), 20. partly covered zone, 21. buried karst zone

A fedő lehet a Borsodi Kavics Formáció anyaga, vagy annak áthalmozott változata, vagy az idősebb pannon korú kőzet. A fedőüledék foltok lehetnek nagyobb kiterjedésűek, vagy kisebbek. Utóbbi esetben csak egy-egy mélyedést bélel ki, vagy tölt ki a nem karsztos fedő. A paleotöbrök, vagy paleouvalák kitöltésében igazi depressziók jöttek létre. Ezekben előfordulhatnak víznyelők (a depresszióban vízzáró fedő van), vagy utánsüllyedésszerű töbrök (a depresszióban vízáteresztő fedő van).

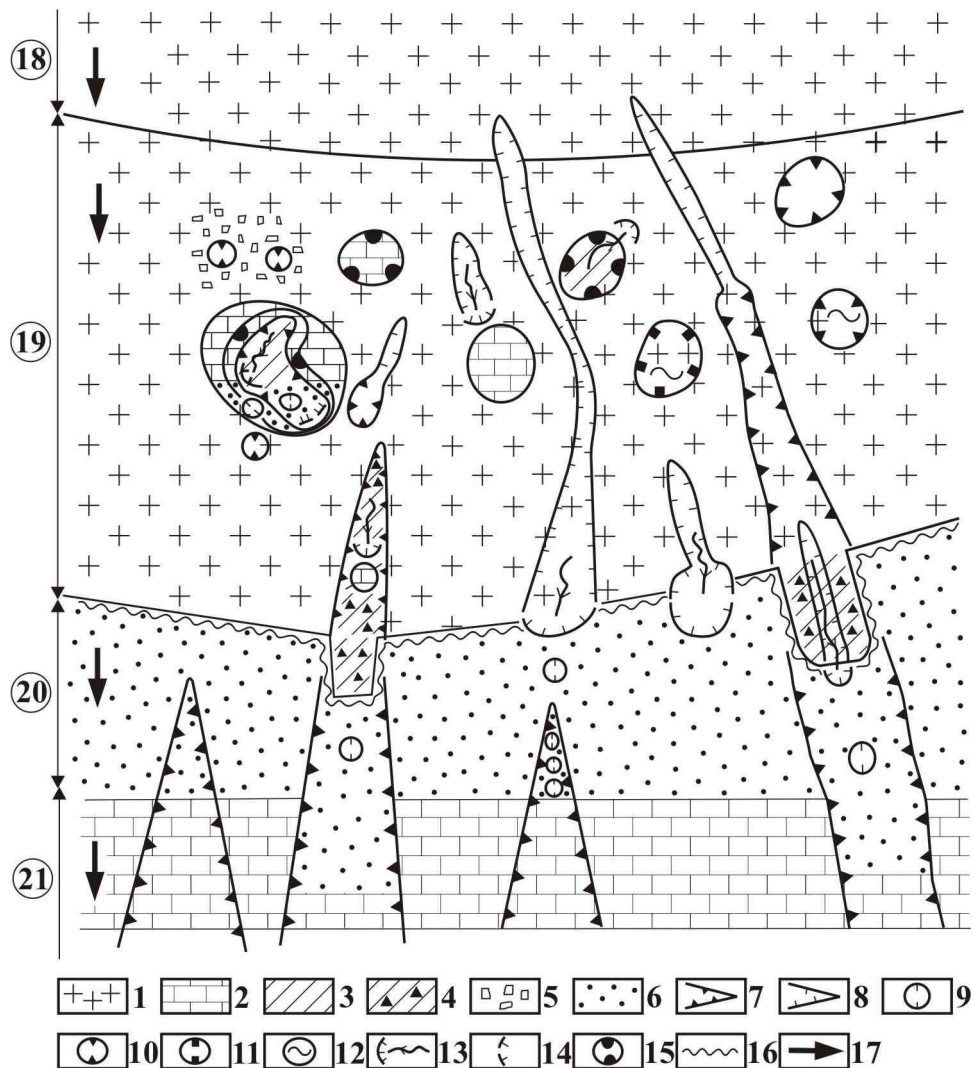
#### *4.1.3. Takarós allogén fedett karszt*

A nem karsztos összeálló/tömött/kompakt vízzáró kőzet a karszton lehet takarós kifejlődésű. A takaró kialakulhat tengerelborítás, vagy lávaömlés során. Jellegzetes takarós allogén fedett karszt a Kab-hegy. A Kab-hegy zónái elszigetelt fedett karszt, eltemetett karszt (karsztos ablakokkal), rejtett karszt és fedetlen karszt az eltemetett karszt zónájához rejtett karszt karsztos, valamint fedetlen (ahol a felszíni karsztformák hiányoznak, *9. ábra*). Itt igazi kőzethatáron víznyelősor jött létre (pl. Macska-lik). A víznyelők képződési helye eltávolodhat a bazalt peremétől. Ez akkor következik be, ha a bazalt egy a mészkövön kialakult völgy felső részét kitöltötte. Ekkor a völgy vízfolyása bazalttörmelékkel bélelte ki a mészköves, fedetlen völgytalpokat a bazalttakaró pereméhez közeli részét. E bazalttörmelék elvégződésénél alakulhat ki víznyelő (pl. a Zsófia-pusztai víznyelő).

A karsztosodás a bazalt belsejében is végbemehet, ha a fekvő morfológiája nem egyenletes, mélyedésekkel és magaslatokkal tagolt. A karsztosodó foltok a fekvő mészkő magaslatok felett alakulnak ki. E lokális bazalttal övezett karsztosodó térszíneket nevezzük karsztos ablakoknak. A rejtett karszt kifejlődhet a karsztos ablakok területén is.

A Kab-hegyen a karsztos ablakok az alábbi módon jöhetnek létre:

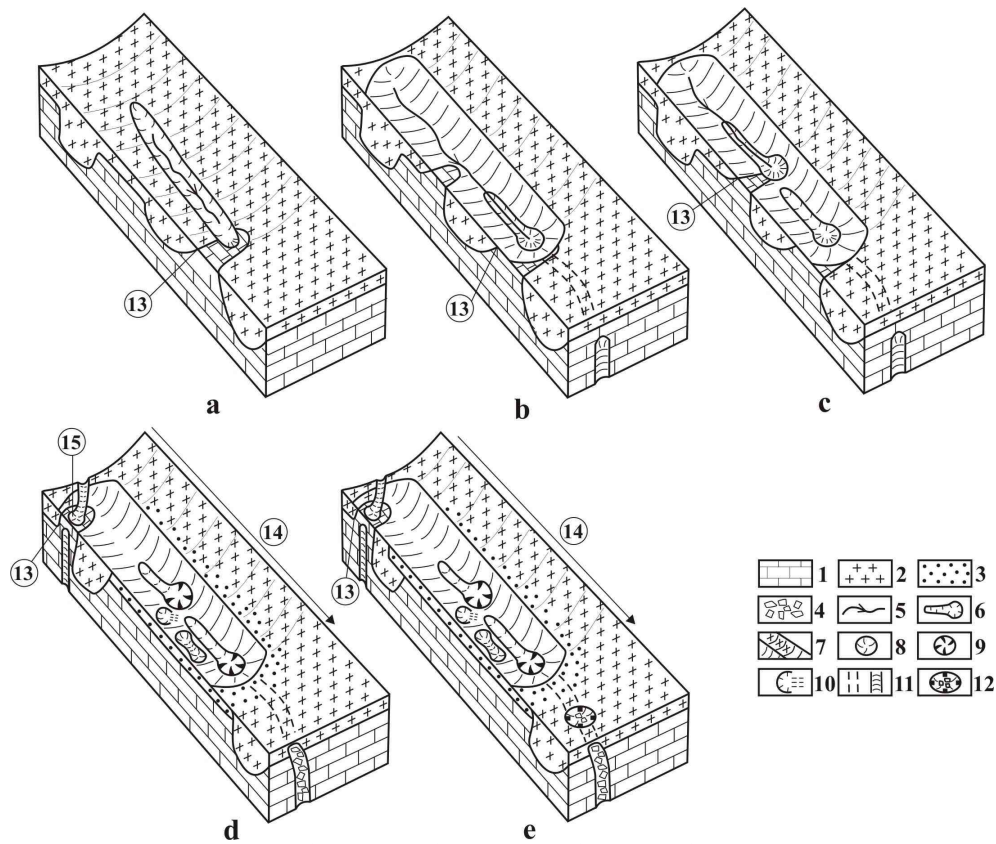
- A bazaltot erodáló vízfolyás feltárja a karsztos fekvő bazalttal elfedett magaslatát, ahol víznyelő alakul ki a völgytalpon (pl. Tönkölyös-víznyelő, *9. ábra*).



9. ábra: Takarós allogén karszt karsztos zónái (Kab-hegy példáján, lépték nélkül, elvi ábra)

Jelmagyarázat: 1. vízzáró (bazalt) kőzet, 2. mészkő, 3. mállási maradék, 4. folyóvízi áthalmazódásos kőzettörmelék, 5. helyben keletkezett bazalttörmelék, 6. vízáteresztő fedő (löss), 7. epigenetikus völgy, 8. még nem átöröklődött völgy, vízmosás, 9. utánsüllyedéses töbör, 10. átöröklődéses töbör, 11. bazalttal kitöltött egykori depresszió, 12. tó, vízenyős terület, 13. víznyelő, 14. inaktív víznyelő, 15. fedőüledékes depresszió, 16. igazi kőzethatár, 17. a felszín dőlésiránya, 18. elszigetelt fedett karszt, 19. karsztos ablakokkal megszakított eltemetett karszt, 20. rejtett karszt, 21. fedetlen karszt

Fig. 9. Karstic zone of the napped allochthonous karst (presented on Kab Mountain, without scale, theoretical sketch)  
 Legend: 1. non-permeable (basalt) rock, 2. limestone, 3. weathering remnant, 4. fluvial redeposited debris, 5. basalt debris elluvium, 6. permeable superficial deposit (loess), 7. epigenetic valleys, 8. prospective epigenetic valleys, gully, 9. subsidence dolines, 10. caprock dolines, 11. former depression filled with basalt, 12. lake, swampy are, 13. ponor, 14. inactive ponor, 15. depression of the superficial deposit, 16. real boundary of the rocks, 17. the inclination of the surface, 18. buried karst, 19. buried karst with karst windows, 20. latent karst, 21. bare karst



10. ábra: Az M-2 jelű rendszer kialakulása (Kab-hegy)

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. bazalt, 3. lösz, 4. omladék, 5. vízfolyás, 6. víznyelő és völgye, 7. mélyedés a bazaltban és a bazaltból átöröklődött völgy, 8. szuffóziós töbrör, 9. víznyelőből átalakult töbrör, 10. aszimmetrikus szuffóziós töbrör, 11. víznyelő járata ill. kürtő, akna 12. átöröklődött töbrör, 13. kőzethatár, 14. fedőüledékes depresszió, a. a karsztos fekének a bazalttal el nem borított sávjánál, kőzethatáron víznyelő képződik, b. a völgy egy része átöröklődik a mészkőre, a víznyelő víze a bazalt alatt a mészkőben barlangot alakít ki, c. a völgy további része öröklődik át a mészkőre, újabb víznyelő képződik, d. újabb víznyelő alakul ki (Óreg-Köves víznyelő) újabb kőzethatáron, a korábbi víznyelők feltöltődve töbrörre alakulnak, lösz képződik, a szárazzá váló völgy talpán, oldalában és peremén, szuffóziós töbrörök képződnek, e. a bazaltban omlással, átöröklődéses töbrör képződik

Fig.10. The development of the M-2 system (Kab Mountain)

Legend: 1. limestone, 2. basalt, 3. loess, 4. debris, 5. gully, 6. ponor and the valley, 7. a depression on the basalt and the caprock valley on the basalt, 8. suffosion dolines, 9. dolines developed from a ponor, 10. asymmetric suffosion dolines, 11. the channel of the ponor, respective chimney, shaft, 12. caprock doline, 13. rock boundary, 14. depression of the superficial deposit, a. ponor is developed at the karstic bedrock where it is not covered by basalt, b. a portion of the valley is also generated in the limestone, the water of the ponor develops caves under the basalt, c. the rest of the valley will turn into epigenetic valley on the limestone and new ponors develop, d. new ponor develops (i.e. Óreg-Köves víznyelő) on the boundary of the rocks, the previously generated ponors will be fill transform into dolines, loess is generated, in the valley becoming dry suffosion dolines are developed on the bottom-, on the flank- and on the rim of the valley, e. on the basalt terrain caprock dolines are developed trough break downs.

- A mészkő magaslatot nem fedte el a bazalt. A mészkő előbukkanásnál víznyelő képződik. Ennek völgye átöröklődik a mészkőre. A lefejeződés hátrálása miatt a víznyelőképződés a vakvölgyben újabb helyen következik



be (pl. az Öreg-köves víznyelő). Az úgy kialakult víznyelő(k) elvezető járata átnyúlik a bazalttal fedett térszín alá, ahol a járat beszakadás eredményeként átöröklődött töbrök képződnek (pl. az M-1 jelű „víznyelő”, 10. ábra).

- A bazaltból kiemelkedő mészkő magaslaton töbrök képződnek, miáltal annak magassága csökken, felszínén mállási maradék halmozódik fel. Amikor a karsztos ablaknál a felszín magassága a környező bazalt szintje alá csökken, az ablak elfedődése/betakarása fokozódik, mert a környező bazalt térszínről is hordalékot kap. Így az elfedett egykori magaslat lesz az eltemetett karsztos folt. A területéről lefolyó vizek víznyelőt hoznak létre gyakran a bazaltperem közelében (pl. a Torma-rét területe).

- A bazaltban vízzáró betelepülés van (vörösgyag, vagy az alsóbb helyzetű fekvő bazalt pad vízzáró), amely a beszivárgó vizeket a mészkő fekvő magaslatához tereli, ahol karsztosodás történik (NÉMETH 2005).

A Kab-hegyen számos tó, ill. vizenyős mélyedés fordul elő. Ezek lehetnek átöröklődéses eredetűek, valamint bazalttal részlegesen kitöltött paleokarsztos depressziók.

## 5. Következtetések

- A vizsgált középhegységi karsztok lehetnek recens allogén fedett karsztok, megújuló allogén fedett karsztok és takarós eltemetett karsztok.

- A középhegységi karsztokon fedett-, fedetlen-, részben fedett (kevert) zónák váltakozhatnak.

- E zónák kiterjedése, elrendeződése függ

- a nem karsztos kőzetek településétől, keletkezési módjától,
- a hordozó karsztos térszín helyzetétől,
- a fedő lepusztulásának módjától és mértékétől.

## IRODALOM

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

BLEAHU, M. (1976): Structural position of the Apesuni Mountains in the Alpine System - Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie: Serie de Geologie, v. 20. p. 7-19.

CSÁSZÁR, G. szerk. (1997): A Magyarország Litosztratigráfiai Alapegységei, MÁFI kiadvány, Budapest, 114.p.

FORD, D. C.-WILLIAMS, P.W. (2007): Karst Hidrology and Geomorphology - John Wiley Sons Ltd, Chicester 562 p.

- FÜLÖP J.* (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába - Akadémia Kiadó, Budapest, 246 p.
- GYURICZA GY.- ELSHOLZ L.* (2006): Negyedidőszaki képződmények - In: Szentpétery I.-Less Gy. (szerk.) Az Aggteleki-hegység földtana, MÁFI Tájégségi térképsorozata - Magyarázó, Budapest, pp. 54-55.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása - Földrajzi Értesítő 35, (3-4), pp. 231-254.
- JAKUCS L.* (1977): Morphogenetics of Karst Regions - Adam Hilgar, Bristol, 284 p.
- JÁMBOR Á.* (1980): A Dunántúli Középhegység pannóniai képződményei, MÁFI Évkönyve LXII. kötet, p.244.
- JENNINGS, J. N.* (1985): Karst Geomorphology - Basil Blackwell, Oxford 293 p.
- JENNINGS, J. N. and SWEETING, M. M.* (1963): The limestone ranges of the Fitzroy Basin, Western Australia - Bonner Geographische Abhandlungen 32, 60 p.
- JUGOVICS L.* (1954): A Déli-Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei - Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról, pp. 65-87, Budapest
- KOVÁCS S.* (1984): Tisza-probléma és lemeztectonika-kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák eloszlása alapján - Földtani Kutatás 27 (1) p. 55-72.
- LESS GY.* (1998): Földtani felépítés – In: Boross G. (ed): Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda, pp. 26-66, Budapest, 519 p.
- LESS GY.* (2011): Magyarország földtana -Miskolci Egyetem Földtudományi Kar –  
[http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0033\\_SCORM\\_MFFTT6\\_00231/sco\\_03\\_03.htm](http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0033_SCORM_MFFTT6_00231/sco_03_03.htm)  
 (2013. február 10.)
- LÓCZY L.* (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése - A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, I. K. 617 p. Budapest
- PALMER, N. A.* (2004): Mammoth Cave Region, United States - In: Gunn, J. (ed.): Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn, pp. 495-499, New York, London, 902, p.
- SÁSDI L.* (1990): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete - Karszt és Barlang I. pp. 3-8.
- SWEETING, M. M.* (1956): Geological Survey of Jamaica, Geological Survey of Jamaica
- SWEETING, M. M.* (1966): The weathering of limestones, with particular reference to the Carboniferous Limestones of northern England - In: Dury,



G. H. (ed.) *Essays in Geomorphology* Heinemann, pp. 177-210, London.

*SWEETING, M. M.* (1973): *Karst Landforms* - Columbia University Press, New York, 362 p.

*VERESS M.* (1992): Karsztmorfológiai sajátosságok a Pádis fedett karsztjának példáján - *Földrajzi Közlemények* CXVI (3-4) pp. 125-141.

*VERESS M.* (2000a): Középhegységi karsztok néhány típusa - *Földr. Közl.* CXXIV (1-4) pp. 1-28.

*VERESS M.* (2000b): Covered karst evolution in the Northern Bakony Mountains, W-Hungary - *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei*, 23, 167 p. Bakony Természettudományi Múzeum, Zirc

*VERESS M.* (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements - *Zeits. f. Geomorph.* 53(4) pp. 469-486.

*VERESS M.* (2010a): A magyarországi eltemetett és rejtett karsztos térszínek felszínfejlődése - *Földr. Közlemények* 134 (4) pp. 373-391.

*VERESS M.* (2010b): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez - *Karszt és Barlang*, 2008 évf. I-II. pp. 3-12.

*VERESS M.* (2012a): Fedőüledékes depressziók típusai és kialakulásuk - *Földr. Közl.* 136(1) pp. 2-21.

*VERESS M.* (2012b): New data on the development of the Baradla Cave - *Acta Carsologica* 42: (2-3) pp. 193-204.

*WALTHAM, A. C., SMART, P. L., FRIEDERICH, H., EAVIS, A. J. and ATKINSON, T. C.* (1983): The caves of Gunung Sewu, Java - *Cave Science*, 10 (2) pp. 55-96.

*WILLFORD, G. E.-WALL, J. R. D.* (1965): Karst topography in Sarawak - *J. Trop. Geogr.* 21. pp. 44-70.

*WILLIAMS, P. W.* (1966): Limestone pavements: with special reference to Western Ireland - *Transactions of the Institute of British Geographers* 40, pp. 155-172.

*WILLIAMS, P. W.* (1987): Geomorphological inheritance and the development of tower karst - *Earth Surface Processes and Landforms* 12 (5) pp. 453-465.

*ZÁMBÓ L.* (1998): Felszínalaktani jellemzés - In: Baross G. (ed): *Az Aggteleki Nemzeti Park*. Mezőgazda pp. 70-96, Budapest

*ZHANG Z.* (1980): Karst types in China - *Geo Journal* 4 (6) pp. 541-570.

**BARLANGKLIMATOLÓGIAI MÉRÉSEK KÉT KÜLÖNBÖZŐ  
KARSZTTERÜLETEN ELHELYEZKEDŐ MAGYARORSZÁGI  
BARLANGBAN**

**CAVE CLIMATOLOGY MEASUREMENTS OF TWO DIFFERENT  
KARST AREA IN HUNGARY.**

MULADI BEÁTA<sup>1</sup>, CSÉPE ZOLTÁN<sup>2</sup>, MUCSI LÁSZLÓ<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>*Szegedi Tudományegyetem- Természeti Földrajzi és Geoinformatikai  
Tanszék Egyetem u. 2-6 H-6721 Szeged, Magyarország*

<sup>2</sup>*Szegedi Tudományegyetem – Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék Egyetem  
u. 2-6 H-6721 Szeged, Magyarország muladi@geo.u-szeged.hu, csepzol@geo.u-  
szeged.hu, mucsil@geo.u-szeged.hu*

*Abstract: Due to some extreme weather conditions (e.g. droughts, inland waters or floods, etc.), occurring in the Carpathian Basin, climatic fluctuations can be detected in Hungary that can also modify some environmental factors in caves. The study aims at analyzing to which extent surface temperature changes influence cave air temperature. Two different types of caves were selected for the analysis: a tectonically performed epigenetic cave (Hajnóczy Cave) and a typical swallow cave (Trió Cave). Cave air temperature was determined in order to feature the degree of anthropogenic impact, as well as to study the effect of changing surface temperature to the cave air temperature. To test applicability of a wireless sensor network in cave temperature measurement, an UC Mote Mini low power wireless sensor module was used for our measurements. Temperature data were recorded at 10-minute intervals. The obtained data were evaluated using a matrix of correlation coefficients as to identify the communication network between the passages. In the Hajnóczy cave, the average temperature varies between 4.7 to 10.8°C. The daily surface temperature oscillation in the cave still possible to detect at the Almonds. Using the correlation analysis is presented in the Leyla and Almonds data, which show a close relationship with the Housetop data, in both cases, the correlation is 0.88. The human impact on the air temperature of Trió Cave is unambiguous, raising the inside temperature with 0.05°C or 0.6°C in the case of 3 and 28 visitors, respectively.*

## **1. Bevezetés**

Jóllehet a barlangi hőmérsékletet többnyire állandónak titulálják, azonban a felszíni hőmérséklet hatást gyakorol a barlangi légkörzés rendszerére, csak bizonyos hatások tompítottabban jelentkeznek a járatokban. A barlangok klímáját energiaforgalmuk, valamint a barlang és a felszín közötti energiacserék, továbbá a helyi felszíni éghajlati viszonyok alakítják (FODOR 1981). Ugyanakkor minden barlangnak más a légkörzése, így teljesen egyedi barlangklíma alakul ki. A barlangok eltérhetnek a morfológiájukban, a repedéshálózatukban, valamint a bejáratuk helyzetében. Ezek a paraméterek mind befolyásolják a barlang átszellőzését (RAJ CZY

2000).

A barlangok jótékony hatása annak köszönhető, hogy bennük a hőmérséklet 10°C körüli és magas a páratartalom. Ez a por-, csíra-, és allergénmentes környezet elősegíti a felső légúti betegségekben szenvedők tüneteinek csillapítását, sőt teljes gyógyulásukhoz vezethet (*JAKUCS* 1999).

A hosszú távú barlangi klímaparaméterek mérésével válasz kaphatunk arra kérdésre, hogy vajon a felszínen végbemenő klímaváltozás hozzájárulhat-e a barlangok klímájának megváltozásához, s ezáltal gyógyhatásuk módosulásához. A barlangok hasznosítása szempontjából is fontos ezen klímaparaméterek mérése, mivel a turizmus számára megnyitott barlangokba érkező látogatók jelenléte módosítja a barlangi hőmérsékletet. A barlangi klíma kutatása segítheti a nemzeti parkok barlangturisztikai hasznosítását, a látogató csoportok ideális létszámának a meghatározását, valamint az általuk okozott hőmérsékleti többlet káros hatásának a meghatározását (*KAFFAI* 2008).

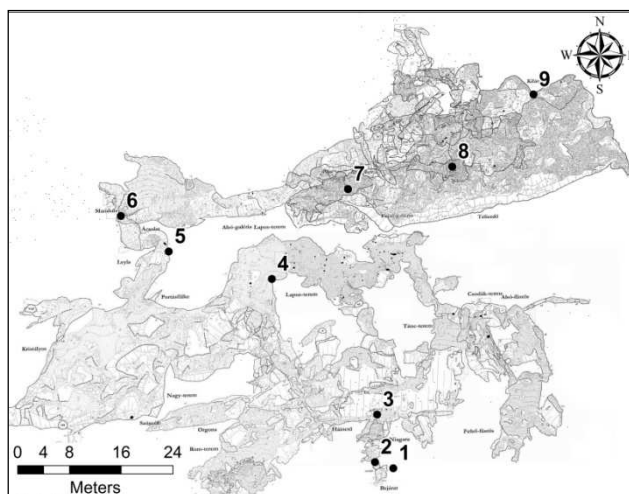
A fentiek értelmében célkitűzésünk az alábbi kérdések megválaszolása. A két különböző karszterületen elhelyezkedő barlangban hogyan érvényesül a felszín hatása, nevezetesen (1) a felszín és a barlangok hőmérséklete közötti kapcsolat feltárása; a felszínen megjelenő hőmérsékletváltozások és milyen mértékben érvényesülnek a barlangban, (2); a módszertanilag újdonságnak számító, vezeték nélküli szenzorhálózatok miként alkalmazhatók a barlangi hőmérséklet, páratartalom és légnyomás mérésében. Ezenkívül a fenti mérések segítségével célul tűztük ki a barlangi légáramlásoknak, valamint a barlanghőmérsékletre gyakorolt antropogén hatás mértékének a tanulmányozását. .

## **2. Mintaterület**

A vizsgálathoz két magyarországi karszterületet barlangját választottuk ki.

### *2.1. A Hajnóczy-barlang*

A Hajnóczy-barlang a délnyugati Bükkben ladini-karni tűzköves, illetve tűzkömentes szürke mészkőben alakult ki. , A bejárata hegyoldalban 475 m tszf. magasságban nyílik, járatok összhossza 4257 m, 125 m vertikális kiterjedésű ([http://www.termeszetvedelem.hu/index.php?pg=cave\\_5382-2](http://www.termeszetvedelem.hu/index.php?pg=cave_5382-2)). A barlang felszín közeli szakaszát vizsgáltuk.



1. ábra. Hajnóczy-barlang poligon vonala és a szenzorok helye (saját térkép)  
 Figure 1. The polygon of Hajnóczy Cave with the places of the sensors.

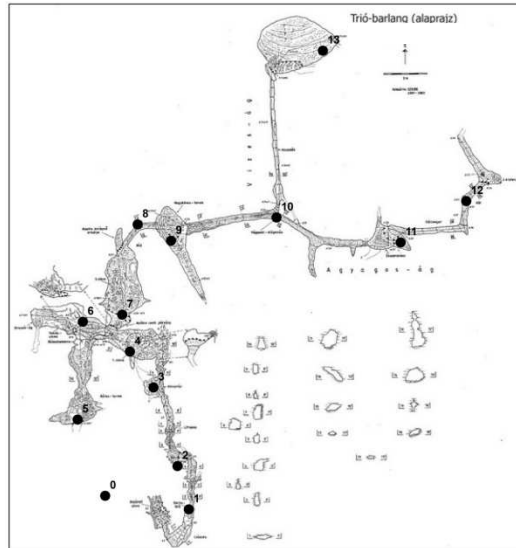
A barlang járatainak iránya észak-északkelet – dél-délnyugati, erre merőleges litokázis rendszerrel. A barlangnak két jól elkülöníthető része van: (1) egy réteglap menti oldással, majd korróziós folyamatokkal kialakult, szűkületekben gazdag járatrendszer, amely a bejáratától a Nagyteremig tart, (2) egy domináns eróziós folyamatokkal létrejött szakasz, ahol nagy formák (pl.: Óriás-terem, amely 40x20m kiterjedésű) és a nagy termek közötti törmelékhalomok, szűkületek (pl.: Mandula: 0,7mx0,4 m) a jellemzőek (1. ábra).

## 2.2. Trió-barlang

Magyarország délnyugati részén, a Nyugat-Mecsek karsztos területén elhelyezkedő barlang triász korú karbonátos kőzetekben alakult ki (BAUER 2011).

A Szuadó-völgyben található barlang bejárata a völgytalpon nyílik, 297m magasságban. Tipikus völgytalpi víznyelő barlang, mely a jelenlegi állapotában már csak időszakosan aktív (BARTA 2009).

A barlang 255 m hosszú és 58 m mély. Morfológiailag három részre lehet osztani (2. ábra). Az első része egy szűk járatrendszer, ezt követi az aknarendszer, majd az elágazás után az Agyagos-ágon és a Vizás-ágon eljuthatunk a barlang két végpontjába (BAUER 2011).



2. ábra. Trió-barlang alaprajzánrajzán jelölt eszközök helye (saját ábra, SZKBE alapján)  
 Figure 2. The layout of Trió Cave and the location of the deployed devices.

### 3. Módszerek

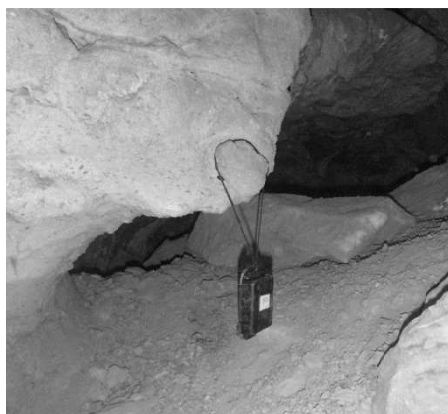
Az UC Mote Mini alacsony fogyasztású vezeték nélküli szenzor modult alkalmaztuk a vizsgálatainknál. Ez az eszköz támogatja az IEEE 802.15.4/ZigBee vezeték nélküli kommunikációs szabványt, melynek segítségével alacsony adatátviteli sebességet tesz lehetővé. A rádió modul 250kbps adatátvitelre képes, melyet a 2.4Ghz-es ISM sávban biztosítja. A vezérlésről egy 16 MHz-es Atmel ATmega128RFA1 mikroprocesszor gondoskodik, mely 128kB RAM-mal rendelkezik. Az eszközbe gyárilag a következő érzékelők vannak beépítve: fényszenzor, nyomásmérő szenzor, hőmérséklet érzékelő, páratartalom érzékelő.

Az SHT21 hőmérséklet szenzor felbontása  $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ , pontossága  $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ . A SHT21 páratartalom érzékelő felbontása  $\pm 0,04\%\text{RH}$  és a pontossága  $\pm 2,0\%\text{RH}$ . Az adatok tárolására 2Mbyte flash memória áll rendelkezésünkre. Az eszköz operációs rendszere a nyílt forráskódú TinyOS, melynek segítségével lehet programozni az eszközt. Az áramellátásról egy LIR2450 elem gondoskodik. Minden vizsgálatunk alkalmával 10 percenkénti adatrögzítéssel mértünk, és akár 3 hónapig is tudtuk használni az eszközt anélkül, hogy elemet kellett volna cserélni a szenzorokban.

A Hajnóczy-barlang 9db (ebből három szenzor légnyomás adatokat is tud mérni) mértük a hőmérséklet és páratartalom adatokat. Egy szenzorral

mindig a barlang bejárata közelében, a felszíni hőmérsékletet is rögzítettük (1. ábra).

A Trió-barlangban csupán időszakos megfigyeléseket végeztünk, s az imént bemutatott mérés során 13 db műszert használtunk (2. ábra).



3. ábra. Uc Mote Mini (saját ábra)  
Figure 3. Uc Mote Mini

Annak ellenére, hogy a felszínen akár 100 m távolságban is észlelik egymást a szenzorok, a barlangban mért távolságot meghatározza a barlang geometriája is; az elérhető távolság lehet akár mindössze 20-25 m (MULADI 2012). Az eddigi mérések során a rádió modul a letöltés során, valamint a szenzorhálózati térkép elkészítésénél alkalmaztuk.

A Hajnóczy-barlang esetében korrelációs mátrix segítségével vizsgáljuk a különböző adatsorok kapcsolatrendszerét. A korrelációs együttható ( $r$ ) kifejezi a két változó közötti kapcsolat szorosságát.

$$r = \frac{\sum (x - M_x) \cdot (y - M_y)}{\sqrt{\sum (x - M_x)^2 \cdot \sum (y - M_y)^2}},$$

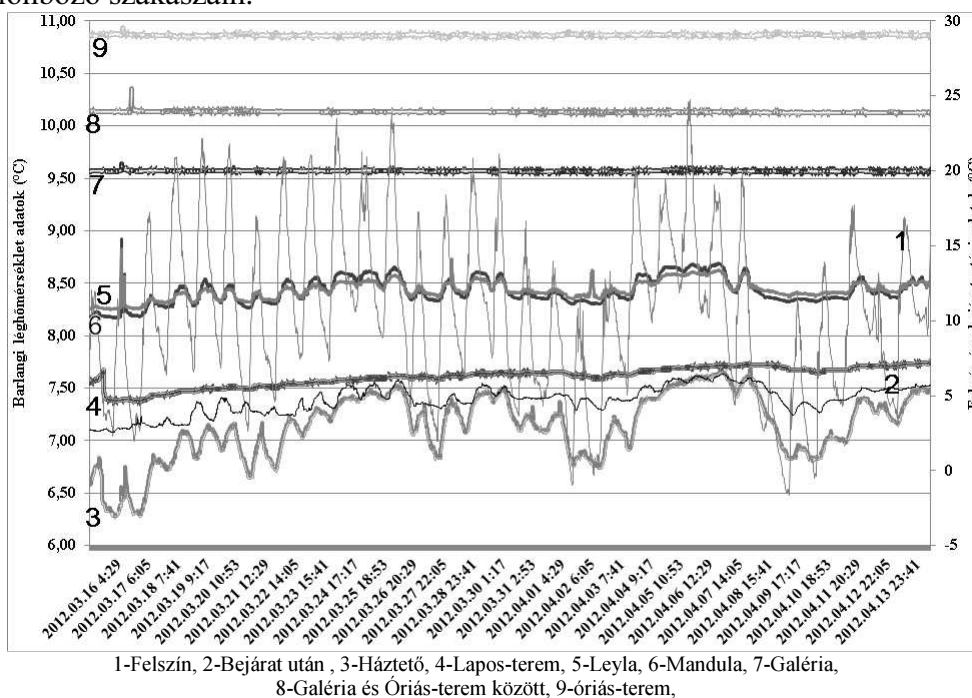
ahol  $M_x$  az  $x$  változó,  $M_y$  az  $y$  változó számtani közepe. A formulában belátható, hogy a korrelációs együttható értéke +1 és -1 között változhat. Amennyiben az együttható értéke pozitív, a két változó közötti egyértelmű, a negatív érték pedig ellentétes értelmű kapcsolatra utal (PÉCZELY 1979).

## 4. Eredmények

### 4.1. A Hajnóczy-barlang

E barlangban már történtek előzetes vizsgálatok (Miklós Gábor és Városi József 1975-1977 nyaranta; Németh Gyula 1978 óta radon mérések), mely adatok az akkori klíma viszonylatában referenciaként szolgálhatnak a jelenlegi vizsgálatokhoz.

2011 december 10.-én kezdtük meg az egyévesnél hosszabb időtartamú méréseinket abból a célból, hogy megfigyeljük az éves barlangi légcseré folyamatát, valamint kimutassuk, hogy a felszíni hőmérséklet hatására kialakuló téli-nyári huzatfordulás miként érvényesül a barlang különböző szakaszain.



1-Felszín, 2-Bejárat után, 3-Háztető, 4-Lapos-terem, 5-Leyla, 6-Mandula, 7-Galéria, 8-Galéria és Óriás-terem között, 9-óriás-terem,  
 4. ábra. Hőmérsékleti adatok a Hajnóczy-barlangban (2012 március 10. - 2012 április 14.).  
 Figure 4. Temperature data for Hajnóczy Cave (March 10, .2012 – April 14, 2012).

A vizsgált időszakból a 2012 március 10. – április 14. között mért adatainkat mutatjuk be (4. ábra). Ebben az időszakban a felszíni hőmérséklet a barlang bejárata közelében az átlaga 10°C minimuma -1,5°C, a maximuma 24°C volt.

Az adatsoron a 9 műszer által mért hőmérsékleti adatokat láthatjuk. A felszíni (1) és a bejárat utáni (2) helyszíneken elhelyezett szenzorok adatait a másodlagos tengelyen, míg a többi adatsort az elsődleges tengelyen ábrázoltuk az áttekinthetőség érdekében. A bejárat közelében elhelyezett műszerek adatain jól látszódik, hogy szorosan követik a napi felszíni ingást. Amikor a felszíni hőmérséklet 5°C alá esik a barlangban jelentősebb

változást generál a hidegebb légtömeg. A felszínen a napi hőmérséklet változás étéke 10-15°C között mozog, mely a bejárat utáni szakaszon 1-1,5°C, a Háztetőnél 0,4-0,5°C, valamint a Leyla és Mandula esetében 0,1-0,2°C hőmérséklet változást generál.

A barlang különböző pontjaiban vizsgált (4. ábra) léghőmérsékletek átlaga alapján elmondható: a leghidegebb szakasz az közvetlen a bejárat után helyezkedik el(2) 4,7°C. A Háztetőnél (3) már ennél melegebb átlag léghőmérséklet 7,1°C uralkodik a 2012. évi tavaszi időszakban. A barlang vizsgálat szakaszán a legmélyebben elhelyezett szenzor a Lapos-teremben van, ahol az átlaghőmérséklet értéke 7,61°C. A további vizsgált pontok relatív helyzete egyre magasabban található, így Leylánál és Mandulánál elhelyezett szenzoroknál 8,4°C hőmérséklet a jellemző. Folyamatosan közeledve a felszín felé Galéria(7) 9,5°C, Galéria és Óriás terem között(8) 10,1°C, és az Óriás-teremben (9) 10,8°C a vizsgált időszak átlag léghőmérséklete.

1. táblázat

Table 1.

A Hajnóczy-barlang hőmérséklet adataira számított korrelációs mátrix. (2012 március 12. – 2012 április 11.) (szignifikancia szint **0,01**; 0,05)  
Correlation matrix of the temperature data, Hajnóczy-Cave, (12.03.2012.–11.04.2012) (significance level **0.01**; 0.05).

	Háztető ő (3)	Mandula (6)	Leyla (5)	Lapos- terem (4)	Felszín (1)	Galéria és Óriás- terem között (8)	Galéria (7)	Óriás- terem (9)	Bejárat után (2)
Háztető (3)	1								
Mandula (6)	<b>0,88</b>	1							
Leyla (5)	<b>0,88</b>	<b>0,95</b>	1						
Lapos-terem (4)	<b>0,70</b>	<b>0,48</b>	<b>0,63</b>	1					
Felszín (1)	<b>0,44</b>	<b>0,65</b>	<b>0,54</b>	-0,02	1				
Galéria és Óriás-terem között (8)	<b>-0,21</b>	<b>-0,10</b>	<b>-0,20</b>	<b>-0,51</b>	<b>0,14</b>	1			
Galéria (7)	<b>0,13</b>	<b>0,29</b>	<b>0,19</b>	<b>-0,18</b>	<b>0,34</b>	<b>0,21</b>	1		
Óriás-terem (9)	<b>-0,22</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,23</b>	<b>0,10</b>	<b>-0,42</b>	<b>-0,12</b>	<i>-0,03</i>	1	
Bejárat után (2)	<b>0,87</b>	<b>0,73</b>	<b>0,81</b>	<b>0,80</b>	<b>0,17</b>	<b>-0,31</b>	0,02	-0,02	1

Elkészítettük a barlangban rögzített adatokra, és a felszíni adatsor korrelációs mátrixát. Azokat az értékeket vettük figyelembe, ahol a szignifikancia szint értéke 0,01. A korrelációs mátrix segítségével meghatározhatjuk a különböző adatsorok kapcsolatát.

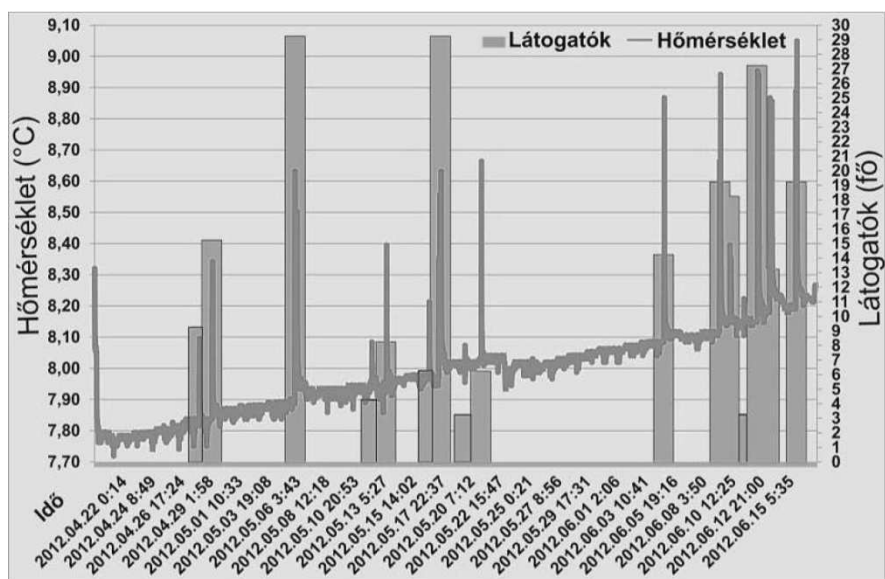


A korrelációs értékek alapján (*I. táblázat*) a legszorosabb kapcsolat (0,95) a Leyla és a Mandula esetében áll fenn, ez azzal magyarázható, hogy itt elég közel vannak egymáshoz (10 m) a szenzorok (az adatgyűjtés szükségességét mindkét helyen fontosnak találtuk, mert a bejáratától való távolság és a járatok keresztmetszetének értéke fontos tényező a klíma vizsgálatokhoz), ezen barlangszakaszon nagyon változatos a járatok morfológiája. A Leyla és a Mandula két nagyobb légtérrel választ el egyre szűkülő járataival. A Leyla, melynek keresztmetszete 2x1,5m a Nagyteremhez közelebb eső részen helyezkedik el, míg a Mandula melynek keresztmetszete 0,7x0,4m a Galériához esik közelebb. A diagramon (*4. ábra*) is jól látszik, hogy mennyire szorosan együtt változik a hőmérsékletük, de a Mandula esetében a minimum és maximum értékek mindig egy kissé magasabb értékeket vesz fel, köszönhetően a szűkebb keresztmetszetnek, mely felgyorsítja a légáramlatot. A Leyla is és a Mandula adatai is a Háztető adataival mutatnak szoros kapcsolatot, mindkét esetben 0,88 a korreláció értéke, mivel a Háztetőn is már sokkal tompítottabban jelennek meg a felszíni hatások.

#### *4.2. A Trió-barlang*

A mérés 2012 április 19.-től 2012 június 16.-ig tartott. A barlangba 12 db szenzort helyeztünk el (*2. ábra*). A műszerek mind a bejárat szakasztól kezdve az akna soron át a két végponton is mértek. Az adott időszakban rögzítettük, hogy mikor látogatták csoportok a barlangot illetve hány fő voltak az egyes csoportokban. Megállapítható, hogy a végpontokon magasabb az átlaghőmérséklet, mint a bejárat szakaszon. Ugyanakkor a 3. aknától már nem érvényesül a felszíni hőmérséklet hatása.

Búboskemence adatsorán jól megfigyelhető az egyes csoportok okozta hőmérséklet-emelkedés (*5. ábra*). Feljegyeztük a barlangba látogató csoportok számát, melyet összevetettünk a barlangi levegő hőmérsékletváltozásával. Megállapítottuk, hogy egy napon belül 28 ember fordult meg a barlangban, ami ott 1°C hőmérséklet-emelkedést idézett elő. A 2 hónapig tartó mérési sorozat jól mutatja a napi hőingást (0,05°C). Továbbá a hőmérsékletnek egy emelkedő trendje is megfigyelhető, melynek értéke 0,4°C. Ez utóbbi azzal magyarázható, hogy a vizsgált időtartam alatt egyre emelkedett a felszíni napi átlaghőmérséklet (*5. ábra*).



5. ábra. A Búboskemence mellett rögzített hőmérsékletváltozás és a látogató csoportok létszáma közötti összefüggés (2012 április 19. – 2012 június 16)

Figure 5 Relationship between the cave air temperature and the number of visitors at "Beehive oven", Trió Cave (April 19, 2012 – June 16, 2012).

## 5. Következtetések

A barlangok klímájának mérése és vizsgálata jelenösen elősegíti a barlangi környezet hatótényezőinek megismerését.

Az eddigi kutatásaink alapján nyilvánvaló, hogy az általunk alkalmazott vezeték nélküli szenzorhálózat eszközei közül választott UC Mote Mini alkalmas a barlangi paraméterek vizsgálatára. Mindkét barlang esetében jól látszódik a különböző járatok közötti hőmérséklet-különbség.

A Hajnóczy-barlang esetében a 2012. évi tavaszi mérés során a barlang vizsgált szakszán az átlagos hőmérséklet  $4,7-10,8^{\circ}\text{C}$  között változik. A felszíni napi hőmérséklet ingás a barlangban a Manduláig érzékelhető. A korrelációs mátrix segítségével bemutattuk a szoros kapcsolatban álló adatokat, mint a Leyla is és a Mandula adatai, amelyek a Háztető adataival mutatnak szoros kapcsolatot, mindkét esetben  $0,88$  a korreláció értéke

A Trió-barlangban antropogén hatást mutattunk ki, mely akár mindössze 3 látogató esetében  $0,05^{\circ}\text{C}$  lehet, de 28 fő esetében a  $0,6^{\circ}\text{C}$ -ot is elérheti.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak Dr. Maróti Miklósnak Varga Csabának, és Mező Ákosnak, valamint a Szegedi Karszt és Barlangkutató Egyesületnek, főként Bauer Mártonnak a műszerek telepítésében nyújtott segítségért.

"A kutatás az Európai Unió és Magyarország támogatásával 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 országos program" című kiemelt projekt keretei között valósult meg."

Az eszközöket a TÁMOP-4.2.2/08/1/2008-0008 keretében a Nemzeti Fejlesztési Ügynökség támogatta.

## **IRODALOM**

*BARTA K.* (2009): Terepi segédlet Nyugat-Mecseki-Karszt, - Szeged, pp.1-9.

*BAUER M., M. - TÓTH T.* (2011): A mikrotörés hálózat szerepe a barlangok fejlődésében az Orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtőjén - Karsztfejlődés XVI. pp. 101.

*FODOR I.* (1981): A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai - Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 168-169

*JAKUCS L.* (1999): Tüdő asztma és speleoklimatológia – In: Tóth J., Wilhelm Z.(szerk.) Változó környezetünk, - Pécs, pp. 165-181

*KAFFAI O. - IMECS Z.* (2008): Mikroklimatológiai mérések a Körösrévi Zichy-barlangban - Karsztfejlődés XIII. pp. 269-277.

*MIKLÓS G.* (1978): A Hajnóczy-barlang mikroklímája - Karszt és Barlang I-II. füzet, Budapest, pp. 11-18

*MULADI B. - CSÉPE Z. - MUCSI L. - PUSKÁS I.* (2012): Application of wireless sensor networks in Mecsek mountain's caves - Proceedings of the 13th National Congress of Speleology, Moutathal, Schweiz, pp. 131-137.

*PÉCZELY GY.* (1979): Éghajlattan – Tankönyvkiadó, Budapest, pp.305-306

*RAJCZY M.* (2000): Klimatológiai mérések – In: Börcsök P.(szerk.) Barlang kutatásvezetői ismeretek – MKBT, Budapest, pp.137-139

*VARGA CS.* (2003): Hajnóczy-barlang – In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai pp. 200-204

**HUMAN-ENVIRONMENT RELATIONS IN THE GÖMÖR-TORNA  
(GEMER-TURŇA) KARST AREA AND ITS SURROUNDINGS**

TELBISZ TAMÁS<sup>1</sup> - BOTTLIK ZSOLT<sup>2</sup> - MARI LÁSZLÓ<sup>1</sup> -  
PETRVALSKÁ ALENA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C.,  
telbisztom@caesar.elte.hu

<sup>2</sup>ELTE Regionális Tudományi Tanszék

<sup>3</sup>Institute of Geography, University of Pavol Jozef Šafárik, Košice

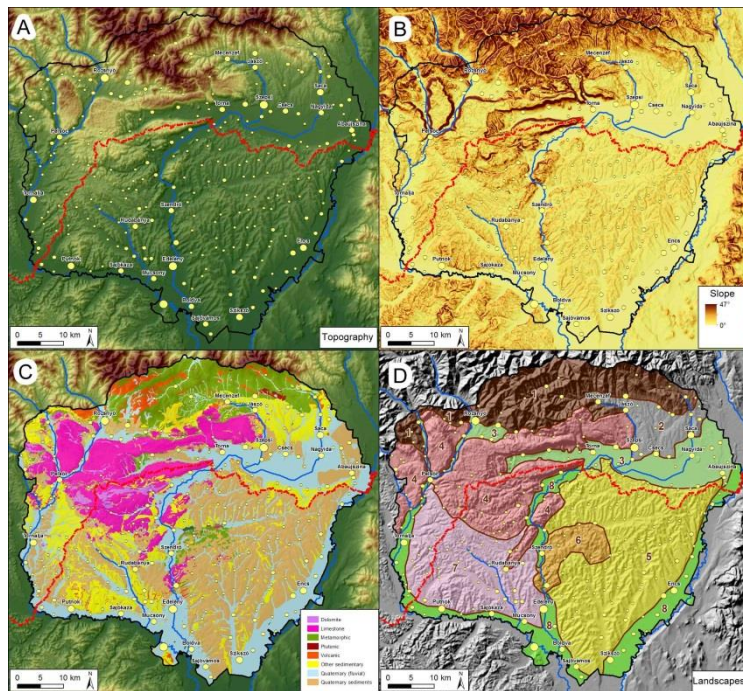
*Abstract: A természeti és társadalmi tényezők kapcsolatrendszeréé régóta a földrajzi érdeklődés homlokerében áll. A 19. században kialakuló földrajzi determinizmus szerint egy terület társadalmi-gazdasági fejlettségét döntően befolyásolják a természeti adottságok. A földrajzi nihilizmus ezzel ellenkezőleg tagadja a természeti tényezők fontosságát. A kettő között áll a földrajzi posibilizmus, amely szerint a társadalom „választ” a természet felkínálta lehetőségek közül. Napjainkban a földrajzi determinizmus újrafogalmazása vált ki heves vitákat. Kutatásaink során a karsztvidékekre fókuszálva, térinformatikai módszerek segítségével igyekszünk kapcsolatokat keresni természeti és társadalmi tényezők között, jelen tanulmányban vizsgálatunk alanya a Gömör-Tornai-karsztvidék és tágabb környezete, ami jó lehetőséget kínál a karsztos és nemkarsztos területek összehasonlítására. A Gömör-Tornai-karszt természeti környezetétől nemcsak köztani alapon különül el, hanem domborzati karakterisztikái (magasság-eloszlás, lejtőszög-eloszlás) révén is. A település- és népsűrűség térbeli eloszlása teljesen eltérő képet mutat, így ezeket nem lehet azonos módon magyarázni, ám mindkettőt közvetlenül és meglehetősen szorosan ( $R^2 > 0,8$ ) befolyásolja a magasság, akár abszolút, akár relatív értelemben számítjuk. A település-sűrűség esetében a magasságnál fontosabb determináló tényező a lejtőszög. Ugyanakkor a karakterisztikus településméret a jelentős vízfolyásoktól mért távolsággal mutatja a legszorosabb kapcsolatot. A Cserehát és a Gömör-Tornai-karszt a népesség eloszlását tekintve nem tér el jelentősen egymástól: mindkét vidék ritkán lakott, de sűrű településhálózatú. A népsűrűség alapján megállapítható, hogy magán a karszton „nem jó lakni”, ám annak közvetlen közelében már igen. A környék legsűrűbben lakott része az Érchegység lába, ahol a sokoldalú természeti adottságok kedvezően ötvöződnek egymással. A természeti adottságokra épülő turizmus hatása a népességváltozást tekintve csak nagyon lokálisan, Aggtelek esetében mutatható ki. Az etnikumok és vallások elterjedési területei számos esetben jól kivehető egyezést mutatnak a természeti tájak határaival, ez azonban nem jelent közvetlen ok-okozati kapcsolatot a természeti és társadalmi tényezők között, hanem a periféria területek benépesülési folyamatai, a háborúk, migrációk és más identitás-befolyásoló folyamatok bonyolult együttese hozta létre a jelenleg megfigyelhető képet.*

## **Introduction**

Geographic (or environmental) determinism states that environmental conditions decisively constrain the social development. On the contrary, nihilism claims that the environmental conditions are neglectable. The mean between these extreme opinions is the *geographic possibilism*, which states that natural environment provides possibilities, but social factors are also important in the explanation of development (e.g. BALLINGER 2011). Accepting the view of possibilism, the geographically relevant question is not „yes or no”, but to what extent the social development is influenced by

environmental factors. The aim of our ongoing research is to find a sophisticated answer to the above question using statistical and GIS methods. This approach is not so typical in recent geographic literature but some good examples are present (e.g. *SMALL-COHEN*, 2004). Of course, it is supposed that the answer to the above question should be variegated according to both space and time.

In our recent research we have tried to find relationships among environmental and social factors focusing on karst terrains (*TELBISZ et al.*, 2013). Similarly, the impact of karst on the spatial pattern of society was studied by *MÓGA* (1998) and *LOVÁSZ-GYENIZSE* (2012). In the present paper, the subject of our study is the Gömör-Torna (Gemer-Turňa) Karst area and its larger surroundings (basically the area between the Sajó /Slaná/ and Hernád /Hornád/ rivers including the southern parts of Rudohorie /Érchegység/ Mts.; see *Fig. 1*), because it provides a good opportunity to compare karst and non-karst landscapes.



*Fig. 1: The study area: topography (A), slope (B), geology (C) and landscapes (D) – 1: Rudohorie, 2: Rudohorie foot, 3: Northern valleys, basins, 4: Gömör-Torna Karst, 5: Cserehát Hills, 6: Szendrő-Rakaca Hills, 7: Putnok Hills, 8: Southern valleys.*

*1. ábra: A vizsgált terület domborzata (A), lejtőszög-térképe (B), geológiája (C) és tájbeosztása (D) – 1: Érchegység, 2: Érchegység alja, 3: Északi völgyek, medencék, 4: Gömör-Torna-karszt, 5: Cserehát, 6: Szendrő-Rakaca-rögvidék, 7: Putnoki-domság, 8: Déli völgyek.*

Many parameters can be mentioned among both environmental and social indicators (*Table 1*). In many cases, these parameters are interconnected within the group of environmental or social category. For example, in the environmental category: slope correlates with elevation, soil type correlates with surface rock, the spatial pattern of drainage network and springs is influenced by lithology and elevation, vegetation pattern is mostly determined by elevation and climate, etc. In the social category: economic development correlates with demographic changes and ethnic proportions, etc. But the aim of our present study is not the exploration of relationships within the main categories but to find correlations between the main categories. Naturally, it is not possible to present all correlations in a single paper, therefore we focus on some selected parameters and the present state, although we know that the investigation of the main question in a historical context would be also interesting and important. It is important to mention that we do not state that the statistically significant relationships hereafter are always direct „*cause and effect*”. On the contrary, in most cases we suppose indirect effect mechanisms. However, the existence of statistically significant relationships are admittedly important from the viewpoint of geographic possibilism.

*Table 1.*

*1. táblázat*

*Important environmental and social factors whose relationships can be studied within the framework of geographic possibilism*

*Fontos természeti és társadalmi tényezők, melyek kapcsolatát a földrajzi possibilizmus keretén belül vizsgálni érdemes*

	<b>Environmental factors</b>	<b>Social factors</b>
in general	Topography, Geology, Pedology, Hydrology, Climate, Biogeography,...	Population, Settlements, Ethnicity, Religion, Economy,...
in this study	elevation → slope → drainage network → landscape pattern → landscape pattern → landscape pattern →	population/settlement density population/settlement density population/settlement density spatial distribution of population ethnic pattern religion pattern

There is abundant literature referring to the study area, but most of them concentrates on selected landscapes of the full study area. We do not mention here the purely physical geographic publications, but there are several physical geographic works, which deals with the impact of

environmental factors on socio-economic conditions (e.g. *SZABÓ J.*, 1984, 1998; *MEZŐSI*, 1985, 1998), as well as social geographic works, which take into account environmental factors, too (e.g. *BELUSZKY*, 1977, 1979). Beside the above-mentioned publications, the relationship of environmental and social factors obviously receives attention in historical geographic studies as well (*DÉNES*, 1998; *MÓGA*, 1998; *DOBÁNY*, 2010a, b).

In the followings we list some pointedly simplified statements, which are considered as working hypotheses and studied later on by statistical methods:

- „Karst landscapes are usually rarely populated terrains due to unfavourable topographic and soil conditions and the insufficiency of surface water.”
- „Tourism based on natural attractions may provide favourable conditions for people living in karst terrains.”
- „The spatial patterns of ethnicity and religion are mostly the results of social factors and independent of the natural environment.”

## **Data and Methods**

As a basis, we used 1:10 000 scale topographic maps. We digitized settlement centres, settlement boundaries and the drainage network. For topographic analysis, we used the SRTM database (*RABUS et al.* 2003), whose ~90 m horizontal resolution is appropriate for the scale of this study. Slope map was derived from the SRTM DEM (*Fig. 1A, B*). Geologic maps (with scale 1:100 000 for Hungary and 1:25 000 for Slovakia) were also digitized and lithology was classified into 8 categories (*Table II*).

Population data (number of inhabitants; distribution of ethnicity and religion for each settlement) come from census 2011 of Hungary and of Slovakia.

GIS-analysis was carried out using both raster and vector tools. Since social data are mostly attributed to points (settlements), the basic units of our study were settlements. Therefore the final boundary of the study area was adjusted to settlement administrative boundaries.

The whole area of the study terrain is 3781 km<sup>2</sup>, including 249 settlements and 244 454 inhabitants.

Table II.  
Táblázat II.

Rock type distribution according to landscape. L1: Rudohorie, L2: Rudohorie foot, L3: N. valleys, basins, L4: Gömör-Torna Karst, L5: Cserehát Hills, L6: Szendrő-Rakaca Hills, L7: Putnok Hills, L8: S. valleys. Q means Quaternary.

A felszíni kőzetek megoszlása a vizsgált tájakon. L1: Érchegység, L2: Érchegység alja, L3: Északi völgyek, medencék, L4: Gömör-Torna-karszt, L5: Cserehát, L6: Szendrő-Rakaca-rögvidék, L7: Putnoki-dombság, L8: Déli völgyek. Q a negyedidőszak jele.

Rock type	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8
dolomite	0%	0%	0%	5%	0%	0%	0%	0%
limestone	0%	0%	0%	64%	0%	12%	1%	0%
metamorphic	56%	2%	1%	2%	0%	21%	0%	0%
non-Q sedimentary	11%	55%	0%	10%	10%	2%	37%	1%
plutonic	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
Q fluvial	11%	25%	73%	7%	16%	15%	22%	93%
Q non-fluvial	5%	18%	26%	11%	73%	48%	38%	5%
volcanic	15%	1%	0%	0%	0%	1%	1%	0%
Total Area (km <sup>2</sup> )	528	164	337	770	923	124	526	401

## Results

### *Delineation of the larger study units, i.e. the natural landscapes*

Taking into consideration the most important physical factors (elevation, slope, lithology) we delineated 8 natural landscapes (*Fig. 1D*). These are the followings: Rudohorie Mts.; Rudohorie foot; Northern valleys, basins; Gömör-Torna Karst; Cserehát Hills; Szendrő-Rakaca Hills; Putnok Hills; Southern valleys. The landscapes defined here are somewhat larger units than in the Hungarian small landscape cadaster (*MAROSI-SOMOGYI, 1990*), but for the present study, it would not be effective to use smaller units.



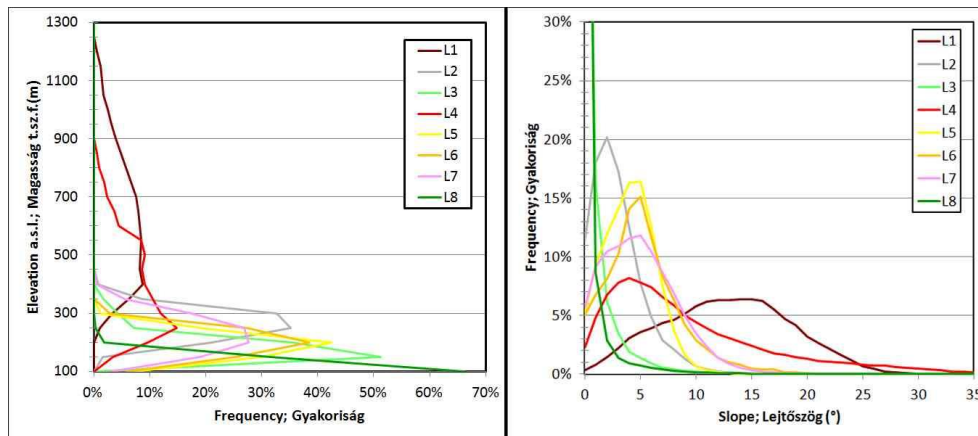


Fig. 2: Histograms of elevation and slope according to landscape. L1: Rudohorie, L2: Rudohorie foot, L3: N. valleys, basins, L4: Gömör-Torna Karst, L5: Cserehát Hills, L6: Szendrő-Rakaca Hills, L7: Putnok Hills, L8: S. valleys.

2. ábra: A vizsgált terület tájainak lejtőszög és magassági eloszlása. L1: Érchegység, L2: Érchegység alja, L3: Északi völgyek, medencék, L4: Gömör-Torna-karszt, L5: Cserehát, L6: Szendrő-Rakaca-rögvidék, L7: Putnoki-dombság, L8: Déli völgyek.

The distribution of elevation, slope and lithology according to landscape is shown by Fig. 2 and Table 2. The elevation histograms present that the Rudohorie Mts (L1) form the highest terrain within the study area with a stretched maximum frequency at elevations between ~400 and 700 m. The Gömör-Torna Karst (L4) is the 2nd highest in elevation with a smaller frequency maximum at ~500 m and a larger maximum at ~250 m. Every other landscape has much lower elevation maximum and much lower range of elevation.

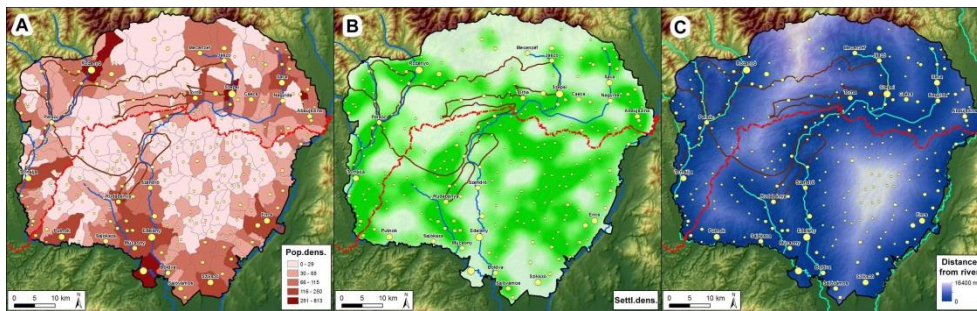
Slope histograms demonstrate the dissected character of Rudohorie Mts, but it is remarkable that the Gömör-Torna Karst has higher frequencies in the steepest (>25°) slope categories than the Rudohorie Mts. It is a typical phenomenon of karst landscapes. The Cserehát, Szendrő-Rakaca and Putnok Hills have more or less similar slope distributions, but the two latter have slightly higher proportions in the steeper categories. The Rudohorie foot area has particularly low slopes, which means that from the viewpoint of relief, this landscape is closer to the almost plain valleys and basins than to the hilly terrains.

The distribution of lithology clearly shows the dominant rock type of each landscape and it also explains why the topographically similar hilly terrains (e.g. Cserehát Hills; Szendrő-Rakaca Hills; Putnok Hills) were classified into different landscapes.

### *Factors determining the spatial pattern of settlements and population*

The spatial distribution of human population can be investigated by analysing the spatial pattern of settlements and also by taking into consideration the number of inhabitants. As *Fig. 3* shows, these two approaches result quite different pictures. Population density (*Fig. 3A*) is higher along the river valleys in both hilly and mountainous terrains. Although the Cserehát Hills, Putnok Hills and some parts of the Gömör-Torna Karst are topographically not so high, the population densities in these areas are as low as in the much higher and much more dissected Rudohorie Mts.

The spatial pattern of settlement density (*Fig. 3B*) is difficult to explain in general. Areas of high settlement density are found along some river valleys (e.g. Szuha valley; Bódva valley – where it crosses the state border; Rožňava/Rozsnyó/ basin), but also in the inner, „closed” parts of Cserehát Hills and along the southeastern boundary of Aggtelek Karst.



*Fig. 3: Spatial distribution of population (A), settlements (B) and distance from the main rivers (C)*  
*3. ábra: Népsűrűség (A), település-sűrűség (B) és a nagyobb vízfolyásoktól mért távolság (C)*

Beside mapping population and settlement densities, we also investigated the statistical correlations between population density parameters and the most important topographic factors. Among topographic factors, we took into consideration the absolute (i.e. above sea level) elevation, the relative elevation (i.e. the height calculated as the difference between the given point and the lowermost point of its 4.5 km radius neighbourhood), the mean slope calculated for a 1 km radius neighbourhood around the settlement centre and the distance from the nearest significant river (*Fig. 3C*). Based on each parameter, the study area was distributed into zones. The classwidths for the zones were the followings:

- 50 m for the absolute elevation zones;
- 25 m for the relative elevation (height) zones;

- 1° for the slope zones;
- 1 km for the river zones.

Population densities, settlement densities and characteristic settlement size values were calculated for each zone. Characteristic settlement size was defined as the median of the number of inhabitants in each zone, because the median expresses the characteristic value better than the mean, since this latter value is often distorted due to outliers or non-symmetrical distributions. The results are presented in *Table III*.

*Table III.*

*III. táblázat*

*R<sup>2</sup>-values between environmental and social factors and the function type linked to the best correlation  
(exp=exponential; log=logarithmic; pow=power; poly2=2nd order polynomial)*

*R<sup>2</sup>-értékek a természeti és társadalmi tényezők közti kapcsolatok alapján és a legjobb korrelációhoz tartozó  
függvény-típus (exp=exponenciális; log=logaritmus; pow=hatvány; poly2=másodfokú polinom)*

	<b>Population dens.</b>	<b>Settlement dens.</b>	<b>Characteristic settlement size</b>
<b>Absolute elevation</b>	0.85 (exp)	0.87 (exp)	0.25 (log)
<b>Relative elevation</b>	0.87 (log)	0.83 (pow)	0.22 (log)
<b>Slope</b>	0.75 (pow)	0.93 (poly2)	0.13 (exp)
<b>Distance from river</b>	0.72 (log)	0.15 (exp)	0.74 (log)

Based on the results of regression analysis, it is stated first, that the spatial distribution of population (both the number of settlements and the number of inhabitants) are strongly and similarly influenced by absolute and relative elevation. This result is different from what we got for Montenegro, where the relationship of population and absolute elevation was weak but the relative elevation proved to be a good determining factor (*TELBISZ et al.* 2013). Second, the slope angle is a very influential factor in settlement density. Third, it is observed that none of the direct topographic parameters are closely related with characteristic settlement size. It means that relatively large population settlements are found at higher elevations or on steeper fields as well as tiny villages are present on low, plain terrains, that makes the correlation weak. Therefore the best environmental explanation factor for characteristic settlement size is the distance from the closest significant river. This helps to find natural reasons to explain the existence of typical tiny village areas (like the inner parts of Cserehát Hills) found on terrains where topographic conditions (elevation, slope) are not so unfavourable. However, we think that this natural factor has an *indirect* effect only, by influencing traffic distances from larger settlements, which

in turn, have a significant direct effect on the social possibilities of people, therefore on the spatial distribution of population (cf. *BELUSZKY*, 1977).

Another natural factor is the effect of karst. In order to quantify this effect, we created proximity zones based on the distance from karst and calculated population density for each zone (see *Table IV*). Karst terrains are practically uninhabited in the study area. On the other hand, population density jumps to very high values in a very short distance from karst (i.e. near the rock boundary). As distance further increases, the population density decreases, though deviations from this trend are remarkable.

*Table IV.*

*IV. táblázat*

*Population density vs distance from karstic surface (the outlier values of Moldva nad Bodvou and Rožňava are omitted from the calculation of population density)*

*Népsűrűség a karsztos felszíntől mért távolság függvényében (Szepsi és Rozsnyó kiugróan magas népességük miatt ki lettek hagyva a népsűrűség számításából)*

Distance from karst (m)	Population density (1/km <sup>2</sup> )
0	2.1
0-250	77.1
250-500	111.2
500-750	67.1
750-1000	58.7
1000-1250	20.4
1250-1500	65.1
1500-1750	41.7
1750-2000	0.2
>2000	66.8

#### *Distribution of population according to natural landscapes*

*Fig. 4* presents population density and settlement density according to natural landscapes. Based on this figure, it is obvious again that these two kinds of density are independent factors. The most rarely populated terrains are Cserehát Hills and Gömör-Torna Karst. The other end of the spectrum, the most densely inhabited areas are a bit of surprise, because in the northern parts, the valleys and basins are not the most densely populated terrains. On the contrary, even the Rudohorie Mts have higher population density and the highest population density – for the whole study area – is found in the Rudohorie foot landscape. In fact, this landscape has really

favourable environmental conditions: its settlements get mineral resources, forest products and water from the mountains while traffic is not hampered by topographic obstacles, further on agriculturally more favourable plain terrains are also in the close neighbourhood.

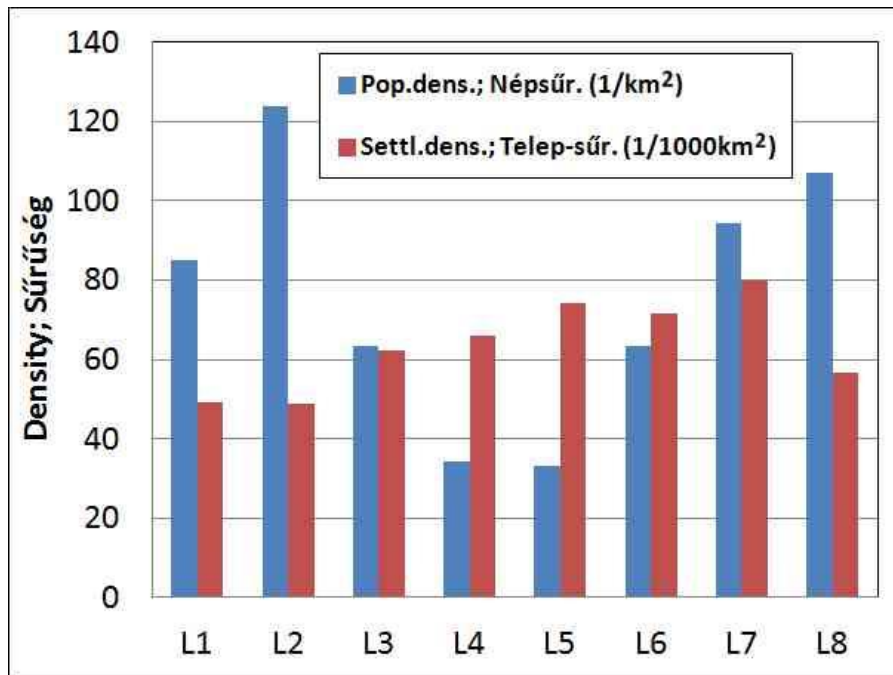


Fig. 4: Population density and settlement density according to landscapes. L1: Rudohorie, L2: Rudohorie foot, L3: N. valleys, basins, L4: Gemer-Turňa karst, L5: Cserehát Hills, L6: Szendrő-Rakaca Hills, L7: Putnok Hills, L8: S. valleys.

4. ábra: Népsűrűség és településsűrűség a természeti tájak szerint. L1: Érchegység, L2: Érchegység alja, L3: Északi völgyek, medencék, L4: Gömör-Torna-karszt, L5: Cserehát, L6: Szendrő-Rakaca-rögvidék, L7: Putnoki-dombság, L8: Déli völgyek.

Settlement density changes more or less inversely with population density. However, it is interesting that the highest settlement density is found in the Putnok Hills, where the population density is also high (as an exception), but thereafter Cserehát Hills, Szendrő-Rakaca Hills and Gömör-Torna Karst are found with high settlement densities and low population densities. These landscapes are homogeneous in a larger scale, but dissected in the small scale. This fact may have contributed to the development of many identical function, small settlements. On the other hand, this larger scale homogeneity with not neglectable dissection hampered the

concentration of settlements in a later phase of social development. On plain terrains, this concentration was more effective and in mountainous areas the possible locations were a priori limited, therefore the population concentration is higher in the latter areas.

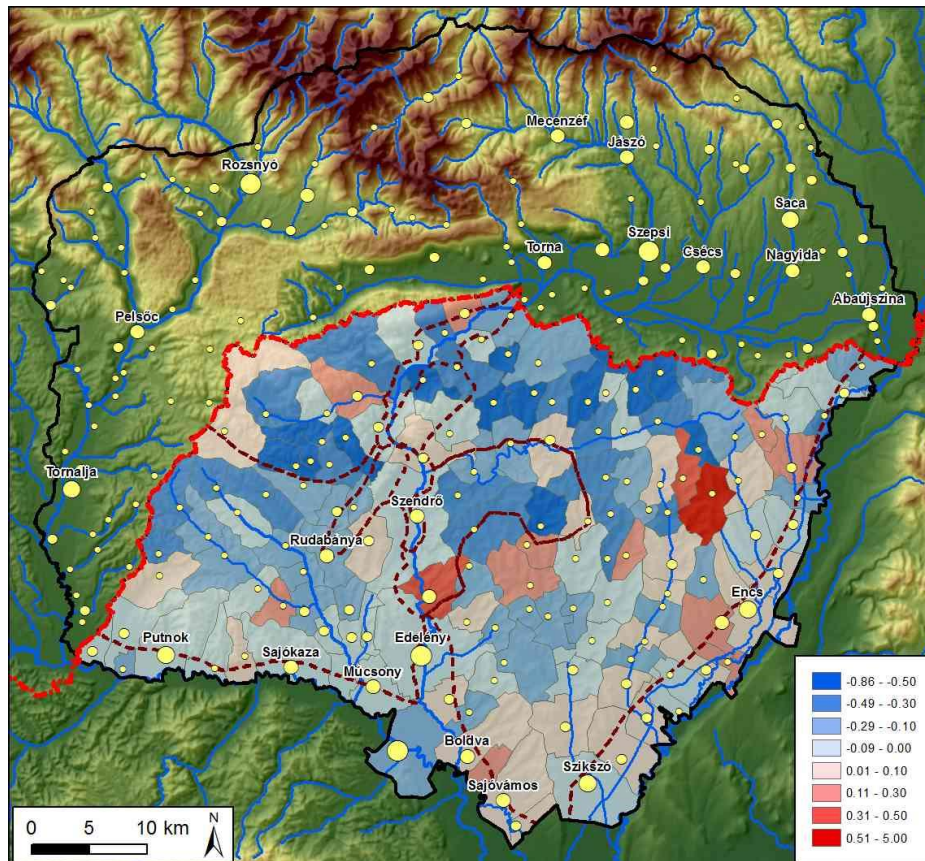


Fig. 5: Population changes between 1991 and 2011  
 5. ábra: Népességváltozások 1991 és 2011 között

One of our hypotheses was that nowadays, tourism of karst terrains based on natural factors (caves, nature reserves) may have a positive effect on maintaining the population of small villages. However, looking at the map of population changes since the end of communism (Fig. 5) it is stated that this positive effect is almost neglectable. The only village of Aggtelek Karst where this effect caused some slight increase in population is Aggtelek. The other settlements where population increase took place (e.g. Szin, Tornaádaska and several villages in Cserehát Hills) are mostly in



connection with the high proportion of roma people that is due to either immigration or higher natural increase.

*Spatial pattern of ethnicity and religion versus natural landscapes*

Considering ethnic data, it is important to mention that at the census 2011 of Hungary it was possible for anybody to classify him(her)self to several ethnic groups. This possibility was chosen by many roma people. It is especially remarkable in small roma villages, where a high proportion of people identified him(her)self as both Hungarian and Roma. In Slovakia, double ethnicity was not allowed at the 2011 census. This fact must be taken into consideration when data are analyzed.

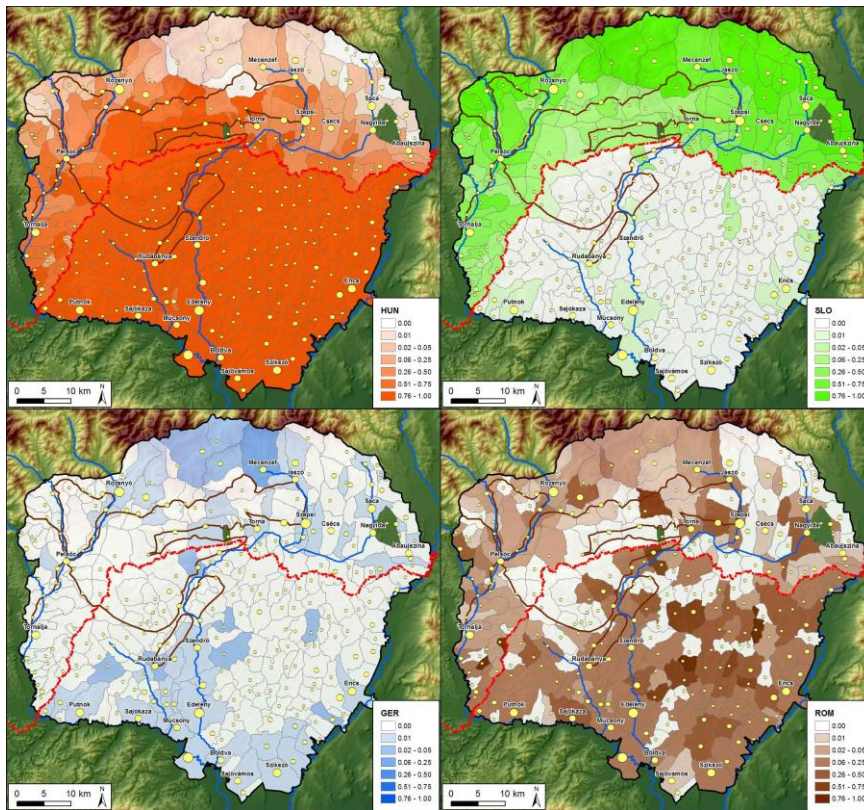


Fig. 6: Spatial pattern of ethnics in the study area (HUN: Hungarians; SLO: Slovaks; GER: Germans; ROM: Romas)

6. ábra: Etnikai térszerkezet a vizsgált területen (HUN: magyar; SLO: szlovák; GER: német; ROM: roma)

When the spatial pattern of ethnicity (*Fig. 6*) is considered, it is observed that the northern boundary of Hungarian ethnic territory more or less matches the northern boundary of Gömör-Torna Karst including the larger basins (western Košice /Kassa/ basin, Rožňava /Rozsnyó/ basin), too. Historical geographic publications (e.g. *KEMÉNYFI*, 1998; *KOCSIS*, 1998; *MÓGA*, 1998) confirm that this ethnic boundary was similar even in the Middle Ages, although the proportions and the ethnic distributions of some settlements were changed during history. It means that the Hungarian „ethnic character” felt himself familiar in the Gömör-Torna Karst, where extended plain terrains are present and the elevation is lower than in the Rudohorie Mts. On the contrary, these latter mountains have never been really populated by Hungarians. At the north-eastern part of the study area the ethnic border crosses the natural landscape that suggests the importance of purely social processes, here. In our earlier research, we found that landscape-independent ethnic borders are also present in Montenegro (cf. *TELBISZ et al.* 2013).

German ethnicity is remarkable only in some settlements of the Rudohorie Mts (mostly in Medzev/Mecenzéf). It goes back to miners’ time, which in turn is due to mineral resources, i.e. it is in indirect relationship with environmental conditions. Small german „patches” found in the Hungarian part of the study area mean only few people in case of tiny villages. Neglecting these villages, it is found that Germans are found (though in a limited number) in some settlements of the Putnok Hills and Sajó valley, where industrial/mining past was also significant.

The spatial distribution of roma people has a very compound pattern. It is mostly due to social factors, but even the data collection is less reliable in case of this ethnicity. In the Slovakian part of the study area, we can find island-like roma settlements, whereas in the Hungarian side, there are larger roma inhabited zones alternating with purely Hungarian settlements. The highest proportions of roma people are found in the Cserehát Hills and Szendrő-Rakaca Hills (where the mean proportion of roma people in settlements are 22% and 25%, respectively). In the Aggtelek Karst and Putnok Hills, roma people have much lower proportions (10% and 8%, respectively). Since other social factors (e.g. population decrease) have similar trends in the Cserehát Hills and Aggtelek Karst, it is supposed that differences in the proportion of roma people is rather due to the spreading direction of roma ethnicity and not due to different natural conditions in the Aggtelek Karst.



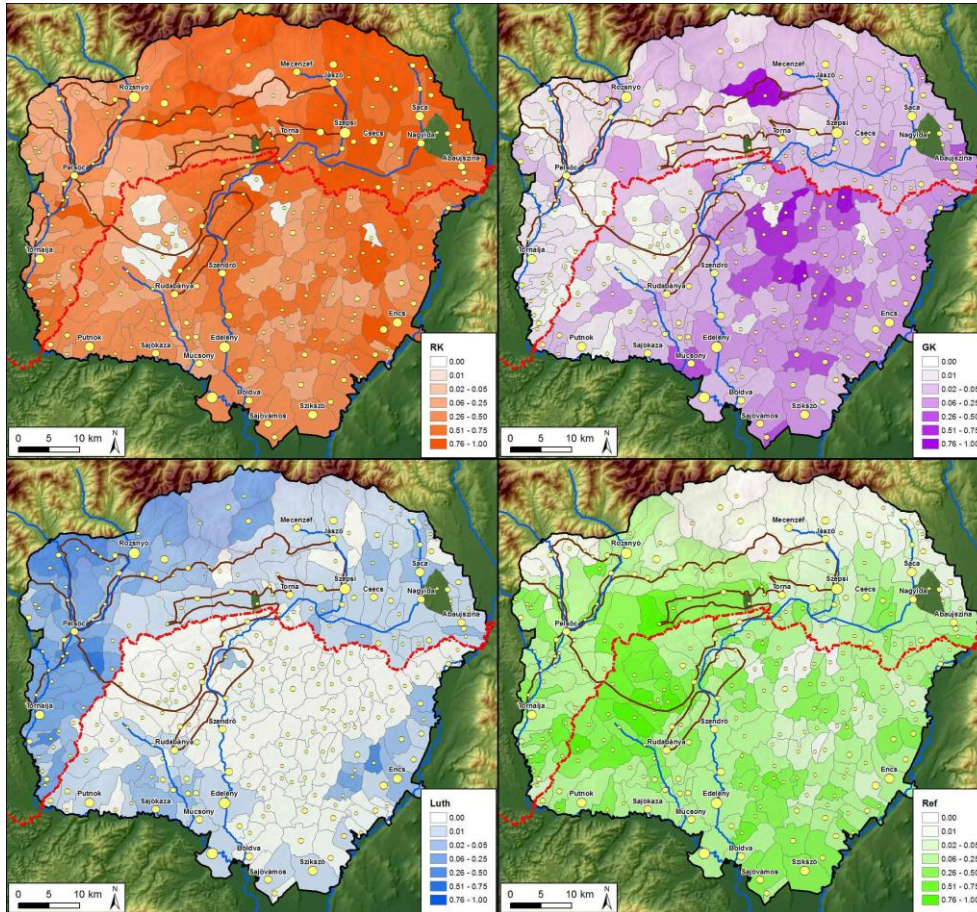


Fig. 7: Spatial pattern of religion in the study area (RK: Roman Catholic; GK: Greek Catholic; Luth: Lutheran; Ref: Reformed)

7. ábra: Vallási térszerkezet a vizsgált területen (RK: római kat.; GK: görög kat.; Luth: Evangélikus; Ref: Református)

To some surprise, the spatial pattern of religion (Fig. 7) are in good agreement with natural landscapes at certain locations. Roman Catholics live in large numbers mostly in the northeastern part of the study area. Greek Catholics are remarkably linked to the Cserehát Hills, but an interesting island is found at Hačava (Ájfalucska), at the head of the Háj (Áji) valley, which divides the Jasovská (Jászói) plateau from the Zádielská (Szádelői) plateau. Here, the natural conditions resulted the isolation of this small village, which helped the preservation of this ethnic-religious island. Once this village was Rusyn. It is hardly detected in the ethnic statistics, but the

Greek Catholic religion remained. It demonstrates that religious identity is more easily preserved than ethnicity. Evangelical-lutheran people live mostly in the western part of the study area, but it is not really connected to natural landscapes. Finally, the reformed calvinist church has the highest proportions mainly at the west-central part of the study area, in the Gömör-Torna Karst and Putnok Hills. In the Carpathian Basin, this religion is principally linked to Hungarians (but the opposite is not true), therefore the spatial distribution of calvinists is related to traditionally Hungarian-inhabited landscapes. Therefore it is indirectly influenced by environmental factors as it was mentioned in the discussion of the spatial pattern of Hungarian ethnicity.

## **Conclusions**

The Gömör-Torna Karst is clearly distinguishable from its surroundings using different topographic characteristics (elevation and slope histograms). The spatial distribution of settlements and that of the population result two quite different maps. However a common factor in the explanation of these spatial patterns is the elevation, since both settlement density and population density are closely ( $R^2 > 0.8$ ) related to either absolute or relative elevation. In case of settlement density, the slope is an even more determining factor than elevation. On the other hand, characteristic settlement size has the highest correlation with distance from the closest significant river.

As for the comparison of Cserehát Hills and Gömör-Torna Karst, it is concluded that these terrains are not significantly different from the viewpoint of population distribution. Both landscapes are rarely inhabited, but their settlement networks are dense. Extremely few people live directly on the karst, but many people live very close to the karst. The most densely populated part of the surroundings is the foot of the Rudohorie Mts, where diverse environmental factors result in a „favorable mix”. The environmentally based tourism has only limited effect on the population changes (in the Hungarian part), it is detectable only in case of Aggtelek village. The spatial distribution of ethnicity and religion is in many cases in good agreement with natural landscapes, but the relationship is neither direct nor deterministic.

Planning our further research, we are going to take into consideration more factors of both the environmental (e.g. land cover; water resources) and the social (e.g. economic and traffic parameters) categories.

## Acknowledgement

This research has been supported by the Hungarian National Science Foundation, OTKA 104811 project. The work of Tamás Telbisz has been supported by the János Bolyai Scholarship of the Hungarian Academy of Sciences.

## Bibliography

*BALLINGER, C.* (2011): Why Geographic Factors are Necessary in Development Studies. – Social Science Research Network, <http://ssrn.com/abstract=1791127>

*BELUSZKY P.* (1977): Krasznokvajda - egy alsófokú központ (?) gondjai a Csereháton. – Földrajzi Értesítő, 26/3-4, pp. 349–386.

*BELUSZKY P.* (1979): Borsod-Abaúj-Zemplén megye falusi településeinek típusai (Településformáló folyamatok a megye falusi térségeiben). – Földrajzi Értesítő, 28/3-4, pp. 339-370.

*DÉNES GY.* (1998): Történeti áttekintés a XIX. század második feléig. – In: *BAROSS G.* (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 378–395.

*DOBÁNY Z.* (2010a): A Cserehát történeti földrajza (18-20. század). Historical Geography of the Cserehát Region (18th-20th Century). – ANP Füzetek VIII., Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, Jósvafő, 222 p.

*DOBÁNY Z.* (2010b): A Sajó-Bódva köze történeti földrajza (18-20. század). Historical geography of the Sajó-Bódva Region (18th-20th Century). – ANP Füzetek IX., Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, Jósvafő, 166 p.

*KEMÉNYFI R.* (1998): A Kelet-Felvidék etnikai szétdarabolása (1920). – In: *FRISNYÁK S.* (szerk.): A Felvidék történeti földrajza. – Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza, pp.157-178.

*KOCSIS K.* (1998): Az etnikai térszerkezet változásai a mai Szlovákia területén (1920 előtt). – In: *FRISNYÁK S.* (szerk.): A Felvidék történeti földrajza. – Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza, pp.115-132.

*LOVÁSZ GY.–GYENIZSE P.* (2012): Impact of Karst Development on Settlement Network in Hungary and Croatia. – Karst Development 2/1, pp. 21-28.

*MAROSI S.–SOMOGYI S.* (szerk., 1990): Magyarország kistájainak katasztere I-II. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 1023 p.

- MEZŐSI G.* (1985): A természeti környezet potenciáljának felmérése a Sajó-Bódva köze példáján. – *Elmélet – Módszer – Gyakorlat*, 37, MTA FKI, Budapest, 216 p.
- MEZŐSI G.* (1998): A Borsodi-dombság tájföldrajzi jellemzése. – *Földrajzi Értesítő*, 47/3, pp. 395-408.
- 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.–EINEDER 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.
- SZABÓ J.* (1984): A természeti környezet mezőgazdasági szempontú minősítése a Csereháton. – *Földrajzi Közlemények*, 32/3, pp. 255–284.
- SZABÓ J.* (1998): A Cserehát domborzati adottságai a változó társadalmi-gazdasági igények tükrében. – In: *FRISNYÁK S.* (szerk.): *A Felvidék történeti földrajza*. – Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza, pp. 43–56.
- TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–KŐSZEGI M.* (2013): The Impact of Topography on Social factors, a Case Study of Montenegro. – *Journal of Mountain Sciences*, Springer (*in print*)

**LÉZERSZKENNER ALKALMAZÁSA INGÓKÖVEK ÉS GYAPJÚ-  
ZSÁKOK FELMÉRÉSÉBEN A VELENCEI-HEGYSÉGBEN**

**APPLICATION OF A LASER SCANNER IN THE SURVEY OF  
WOOLSACKS IN THE VELENCE-MOUNTAIN.**

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 woolsacks 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 woolsacks, 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 ~40 km<sup>2</sup>, 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 egységre tagolható; a kelet-velencei terület pedig a kelet-velencei egységre és a Nadap- pázmándi hegysorra

Felépítését tekintve a székesfehérvári egység, a nyugat- és kelet-velencei egység középső és déli részein meghatározóak a felső-karbon gránitváltozatok (biotitgránit, gránitporfír, 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 időszakos 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 éllel és formákkal rendelkeznek, gyapjúsákokat és ingóköveket alkotnak. Az egymással érintkező kőtömbök 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 felszínalaktani 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 teremteni 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 (*I. kép*), amely Pákozd 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, további szinonim elnevezései a Sár-hegyi-ingókő és a Pákozdi-ingókő. A nagyméretű kőtömbök között négy gyapjúszakbarlang és barlangszerű objektum található: a Háromszájú-barlang, az Osztott-barlang, a Teraszos-barlang és a Zsivány-barlang. A Pandúr-kő plasztikus, 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 szeretnénk 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 (Forrás: ESZTERHÁS, 2006)*  
*Picture.1. The Pandúr-stone (Source: 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 morfológiai 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 szkennelés tartományát a számunkra fontos területre ezzel is csökkentve a felmérés idejét. Mindemellett az is elmondható, hogy a fent röviden vázolt felmérési eljárások közül a lézerszkennelés rendelkezik a legkisebb pontossággal, ami átlagosan  $\pm 8$  mm/50 méterre tehető (TARSOLY-TÓTH, 2011).

A geodéziai és lézerszkennelési 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 választhattunk, mely a felmérést követően nem marad végleg a helyszínen; így fakaróval jelöltük a lézerszkennerpontok helyét.

A terület adottságait (nagyfokú erdőszűrség 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 generáltam úgynevezett virtuális RINEX formájában. Ez a fiktív állomány az aktív hálózat állomásainak másodpercenként beküldött és archivált mérési adatain alapszik. A virtuális RINEX generálásához megadtam 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 letöltöttem az Internetről. A mérés feldolgozása a Leica Geo Office feldolgozó szoftverrel történt, az így kapott ETRS89 rendszerű koordinátákat pedig az EHT<sup>2</sup> nevű szoftverrel transzformáltam át EOVA-ba. Az ilyen módon generált szkennerpontok megbízhatósága  $\pm 3$  cm-re adódott.

A lézerszkennerpont-felmérés a Leica cég C10-es termékjelű lézerszkennerponttal 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 fordulattal 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 pontfelhőnknek.



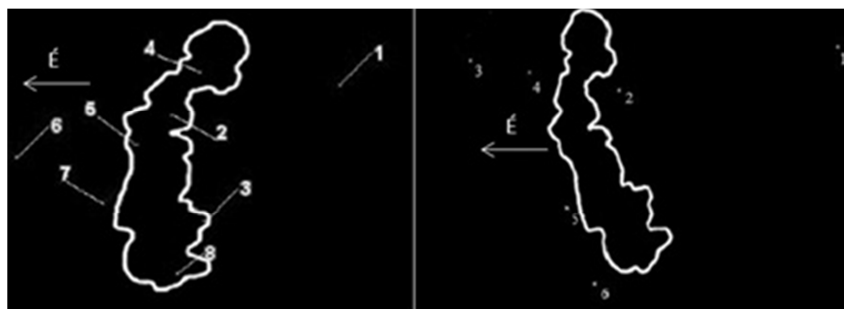
2. kép A Leica C10 lézerszkennő az Osztott-barlang délkeleti bejáratánál (Forrás: Nagy Gábor)  
Picture.2. The Leica C10 laser scanner on the southeast entrance of the Osztott-cave (Source: Gabor Nagy)

A szkennő 50 000 pont/másodperc sebességgel képes mérni, a távmérés pontossága 4mm, az iránymérése 12". A műszer által a pontokra meghatározott 3D megbízhatóság  $\pm 6$  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 szkennőhöz 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 készülékhez tartozó rúd és a rá szerelhető jel került felállításra mivel ennek meg tudtuk határozni a pontos magasságát, ami a későbbiekben fontos volt az EOV-ba kapcsoláshoz. A jeltárcsákat a sziklaformáción úgy helyeztem el, hogy egy álláspontból a lehető legtöbb

látszódjon, és az eloszlásuk a lehető legegyszerűsebb legyen (1. ábra). A felmérést a sziklaformáció dél-nyugati részén kezdtem, a teljes ingókö csoport szkennelését összesen hat álláspontból hajtottam 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.) morfológiai 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 választottam, amely a szkennelést követően fényképezést is végez ugyanabban a tartományban, ezzel téve lehetővé a feldolgozás során a valóság-hű 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 végeztem el a jeltárcsa közép-pontjának megirányzását, majd a célra közelítés után a nyilak segítségével végeztem 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 álláspontból minden jeltárcsát beazonosítsunk és mindig ugyanazokat az azonosítókat használjuk, biztosítani tudjuk, hogy a különböző álláspontokról felvett szkennelt állományok összekapcsolhatóak legyenek (kapcsolópontok).

### A mérési eredmények feldolgozása és megjelenítése

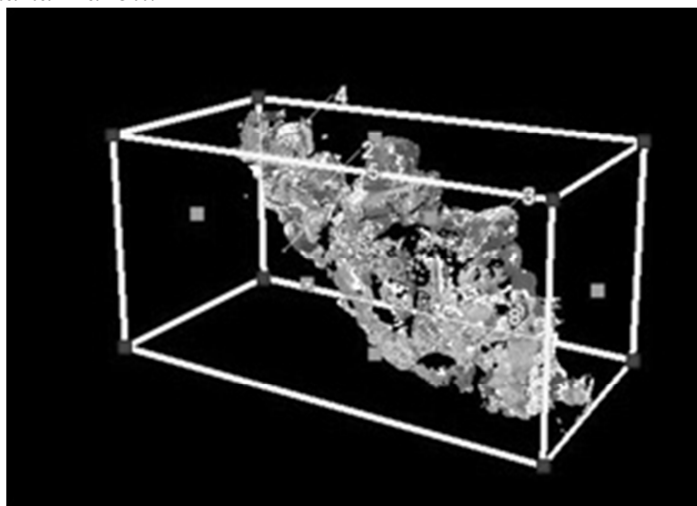
A nyers mérési eredmények feldolgozáshoz a Leica C10-es lézerszkennerekhez tartozó Cyclone program 7.3.3 verzióját használtam, a sziklacsoport rajzi munkarészeinek kinyeréséhez pedig a PointCloud CAD 2010 szoftver 30 napos próbaverzióját (<http://www.microsurvey.com/products/pointcloud/>). A felmérés során 92 millió pont keletkezett 1840 másodperc, azaz ~ 30 perc tiszta mérési idő alatt (40 méteren 2 cm-es felbontással).

Az adatbázisba töltés után elvégeztem a pontfelhők összeillesztését valamint kiegyenlítését, azaz a több álláspontról felvett pontok legvalószínűbb térbeli helyének meghatározását a legkisebb négyzetek módszerével.

A kiegyenlítéssel egy időben elvégeztem a pontfelhő EOV-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 EOV y tengellyel párhuzamos eltérések minimuma - 4 mm-re, maximuma 5 mm-re adódott, a várható érték pedig 0.2 mm lett. Az EOV 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 EOV y koordináták esetében az eltérések 58 %-a -4 – 0 mm közé esett, az eltérések 42%-a pedig 0 – 5 mm közé. Az EOV 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 vagy morfológiai célú lézerszkenneléstől elvárt pontossági követelmények (~30 mm) nem indokolják (TARSOLY-TÓTH 2011).

A kiegyenlített pontfelhőre a terepen készült fényképek alapján pontonként egy felületkitöltő textúrát feszítettem rá (2. ábra). Ezt követően a Pandúr-követ körbe definiáltam egy nézet-dobozzal, így a sziklacsoport egy leszűkített környezetében kellett csak a további feldolgozásokat elvégeznem. 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

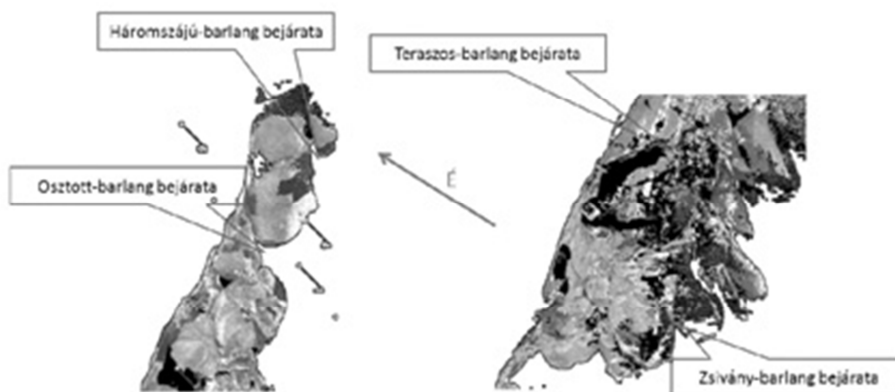
elkerülhető, hogy a számunkra értékes gránit-tömbökről visszaérkezett jelek egy része törlésre kerüljön a sűrű vegetáció által okozott értéktelen visszaverődések szűrése során. A szűrt pontfelhő a kezdeti 92 millió pontból 14 millióra csökkent, azaz a teljes pontfelhő 85%-a számunkra nem értékes információt tartalmazott.



2. ábra A Pandúr-kő nézet-dobozba foglalt, fénykép alapján színezett képe észak felől szemlélve a kapcsolópontokkal (Forrás: Molnár Dávid)

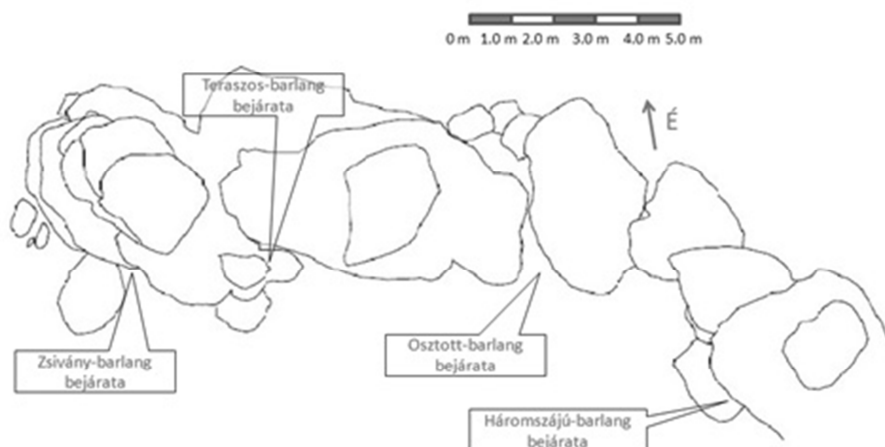
Fig.2. A photo-realistic sight-view from north of the Pandur-stone with targets (Source: David Molnar)

Egy lehetséges kimeneti termékként ortofotót hoztam létre, amely felülnézetből mutatja valódi színekkel a Pandúr-követ egy olyan fénykép-felvételen, amely a teljes területén homogén méretarányjal jellemezhető. A 3. ábrán a zászlózott feliratú pontok jelölik a műszerálláspontokat.



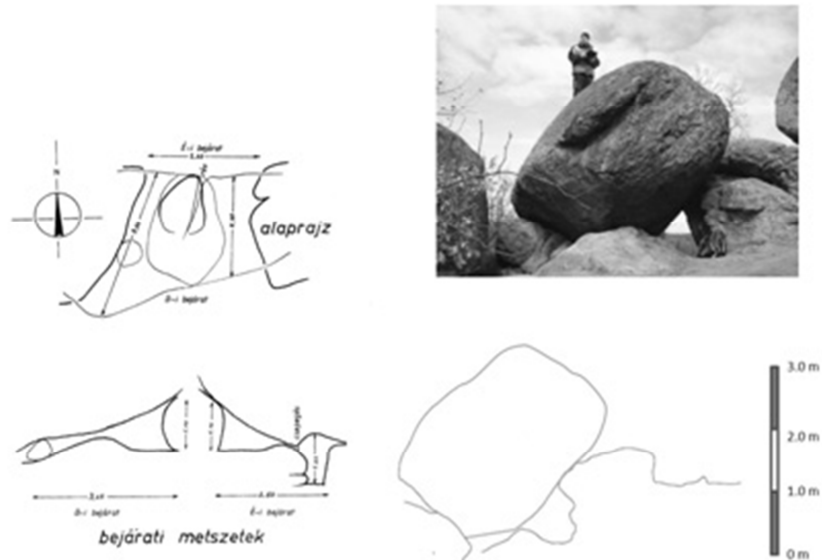
3. ábra A Pandúr-kőről készített ortofotó  
Fig.3. Orthophoto made from the Pandur-stone with four caves

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).



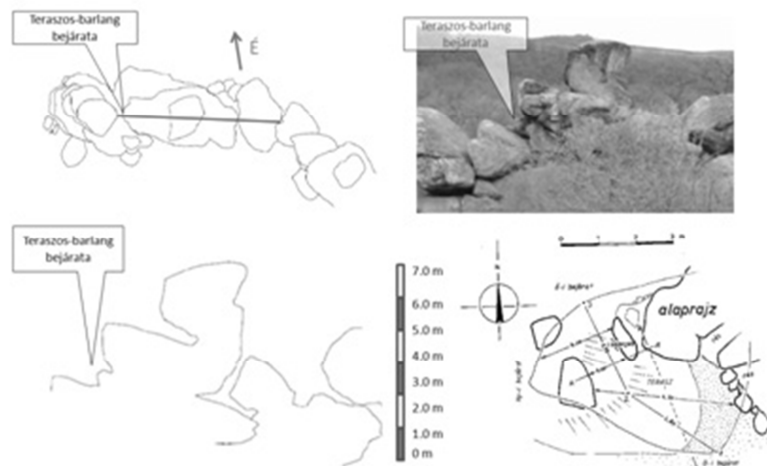
4. ábra A Pandúr-kő alaprajza a gyapjűzsákbarlangok bejárataival  
 Fig.4. Ground plan of the Pandur-stone, showing the entrances of the four caves

A metszetek közül két mintapéldát mutatok 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 kötőmnél végződik (6. ábra). A metszetek készítése egy lehetséges hatékony megoldás a bonyolult térbeli alakzatok – mint amilyenek a gyapjűzsákok – 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 alapossgal 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 Timea) és lézerezkenneres pontfelhő kiértékeléséből származó bejárat metszete (jobb alul)  
 Fig.5. The map of the Osztott-cave (left side, Eszterhas), a photograph (right side above, Tímea Bekk) and a cross-section of its entrance derived from the point cloud

A 6. ábrán látható metszet kiértékeléséhez csak a pontfelhőt használtuk 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 lézerezkennerést 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 hasznot 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 morfológiai 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 morfológiai felmérések pontossági követelményeit.

A tapasztalatokat összegezve sem technikai, sem gazdasági, sem logisztikai szempontból nem tudjuk ajánlani 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. évf. 1993. 1-4. füzet, pp. 93-110  
*ESZTERHÁS I. (1994):* A Velencei-hegység barlangjai – Vulkánszpeleológiai Kollektíva Kiadványa, Kapolcs pp.52-54  
*ESZTERHÁS (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. (2004): GYALOG L. – HORVÁTH I. (szerk.)* In: 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, 181 p.

*TARSOLY P. - TÓTH Z. (2011):* Automatizáció a terepi adatgyűjtésben, TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0027 projekt, GEODÉZIA II. jegyzet rész ([www.tankonyvtar.hu](http://www.tankonyvtar.hu)), 19 p.



**AZ ÜRÖM CSÓKAVÁRI KŐFEJTŐ BARLANGJAI, AZOK SZENY-  
NYEZÉSE ÉS KÁRMENTESÍTÉSE**

**THE CAVES, FOULNESS AND CLEANING OF CSÓKAVÁR  
QUARRY IN ÜRÖM**

LEÉL-ÖSSY SZABOLCS – SZABÓ ZOLTÁN

<sup>2</sup>ELTE-TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott  
Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;  
losz@geology.elte.hu

*Abstract: Between Budapest and Üröm, there is a beautiful stone mine in Dachstein Limestone. It looks like an amphitheatre. Unfortunately, between 1965 and 1976 dangerous waste (full of heavy metals, sulphur, cyanide, etc) was deposited here from a gas factory. There are a lot of thermal caves in the mine. The Amfiteátrum Cave is 300 m long and 73 m deep. This fissure cave reaches the karstic water table, and is well decorated with carbonate minerals. The Csókavár Cave was discovered during the cleaning in 2011. This cave was dissolved along the bedding plane, and was filled up with the waste which was transported here by rain water. This cave is 300 m long, also reaches the karstic water table and joins the Porhintő Cave. In the lower part of this cave, there are very beautiful popcorns with stalactites and fantastic aragonite needles. This pit offers a great opportunity for utilizing!*

## **1. Bevezetés**

Magyarországon talán Üröm az egyetlen olyan község, amelynek a határában három fokozottan védett barlang (az Ürömi-víznyelő, a Róka-hegyi-barlang és az Amfiteátrum-barlang) is található.

Közülük az Amfiteátrum-barlangot (Budapest határától Ny-ra alig 1 km-re) az Üröm keleti szélétől pár száz méterre, 185 m tszf magasságban nyíló ovális alakú (kb. 60x70 méteres), és mintegy 50 m mélybe vezető Csókavári (Amfiteátrum)- kőbánya rejti. Állítólag már a rómaiak is művelték a bányát, amit a XX. sz. ötvenes éveiben zártak be véglegesen. 1965-1976 között nagy mennyiségű gáztisztító masszát öntöttek be ide, amely több barlangot eltemetett, és veszélyes szennyezéseket okozott a karsztvízben (B. BEKE – V. SZINNYAI, 2010).

## 2. Kőzettani adottságok

A környék geológiai felépítése igen változatos (HOFMANN 1871). A hegyvonulat fő alkotó kőzete a triász időszaki (nori-rhaeti) sekélytengerben lerakódott *Dachsteini Mészkö Formáció* jól karsztosodó, tömött szövetű, általában fehéres szürke, de helyenként a kőzetet átjáró aszcendens oldatokból kivált vasas vegyületek hatására rózsaszínes, vöröses, gyengén pados elválású összlete (HAAS 2004) Gyakori benne a lofer ciklus okozta mikro rétegzettség. Ebbe a kőzetbe mélyül a tárgyalt bánya is. A kőzetben gyakran találunk fészkes elhelyezkedésű pirit csomókat, amelyekből a most vizsgált bánya is számosat tár fel. Ezek a felszínre kerülve csapadékkal és levegővel érintkezve limonittá alakulnak, és jellegzetes, sötétvöröses-barnás lefolyásokat eredményeznek a sziklafalakon.

A kőzetben gyakoriak még a szívragylók (Megalodontacea) 5-10 cm-es, 2-3 mm vastag, erősen átkalcitosodott héjjal rendelkező példányai is. Metszetükkel mind a bányában, mind a barlangban sokfelé találkozhatunk. A formáció vastagsága helyenként az 1000 métert is eléri (GYALOG 1996).

A hegyvonulatban jelentős kőzetalkotó még a szintén triász időszaki (karni-nori), világosszürke, szürke színű, vastagpados kifejlődésű *Földolomit*, melyben szintén jól láthatók a lofer ciklusok. (HAAS 2004). A kőfejtő déli oldalában kis foltban bukkan elő, a Dachsteini Mészkövel itt közel függőleges vető mentén érintkezik. A Csókavári-kőfejtőtől alig 250 m-re ÉK-re, a Róka-hegy lejtőjét is ez a kőzet alkotja a közeli lakópark alatt. Itt kisebb bányagödrök a dolomitban ma is láthatók. A formáció vastagsága helyenként a másfél km –t is meghaladhatja!

A környéken más kőzet nem képviseli a mezozoikumot (Ferenczy 1925). A harmadidőszaki üledékciklusok első dokumentuma, az eocén kori *Szép völgyi Mészkö* a bánya bejáratától 200-300 méterre ÉNy-ra figyelhető meg a Róka-hegy lejtőjének alsó szakaszán. (Itt kb. 10 esztendeje egy nagyobb méretű bánya is látható volt ebben a kőzetben, de azt mára már feltöltötték.) A kőzet a több százalékos agyagtartalma következtében sárgás-barnás színezésű, de alapvetően szürkés árnyalatú. 2-3 m vastag rétegek jellemzők rá. Valósággal hemzsegnék benne az 1-2 cm-es Nummulites és egyéb Nagyforaminifera vázmaradványok, valamint a (főleg Pecten, ill. Chlamys) kagylók (KÁZMÉR 1985).

A tenger további mélyülésével, az eocén/oligocén fordulóján keletkezett *Budai Mária* rétegeit a Csókavári-kőfejtő bejáratú szakasza tárja föl. (A Dachsteini Mészkövel tektonikusan érintkezik). Ősmeradványokban (Bryozoák, kagylók, tengeri sünök, korallok) gazdag (B. BEKE 1972, 1977, SZTRÁKOS 1974). Ez a kőzet tölti ki a *Dachsteini Mészkö* kisebb (dm-es,

méteres nagyságrendű) paleokarsztos üregeit is, amikből a vizsgált bánya oldala többet is feltár (1. ábra)



1. ábra. Márga közbetelepülés a Dachsteini Mészkö paleokarsztos üregében.  
Fig.1. Marl interbedding in a paleokarstic niche of Dachstein Limestone.

A transzgresszió előrehaladásával egyre mélyebb tengeröblökben rakódott le anoxikus környezetben, a humid klíma hatására kiédesedő brakkvízben a *Tardi Agyag*. Fáciése miatt erre a kőzetre a benthosz szerkezetek teljes hiánya a jellemző, és az ennek következtében megmaradt elsődleges, finom rétegzettség, hiszen a bioturbáció nem bolygatta meg a finom laminákat. Kialakult a jellegzetes, lemezkékből felépülő, a lebomlani nem tudó nagy szerves anyag tartalom miatt sötétszürke, alacsony mésztartalmú kőzet (BÁLDI 1983). A formáció rétegei a főváros körzetében már csak itt, a Csókavári-kőfejtőtől alig 300-400 m-re É-i irányban tanulmányozhatók a Róka-hegy lejtőjén (B. BEKE – V. SZINNYAI 2010), egy mindössze 10 m<sup>2</sup>-es feltárásban.

Az oligocén üledékciklus első képviselője a környéken a szárazföld felől érkező, folyók által szállított kavics- és homok anyagából felépülő, normál sósvízi környezetben lerakódott, faunaszegény *Hárshegyi Homokkő* (helyenként *Pecten* töredékek találhatók benne). Rosszul látható rétegeit uralkodóan durva homokkő, konglomerátum építi föl. A vizsgált területen (a Budai-vonaltól ÉNy-ra) színe vörösesbarna, kötőanyaga az aszcendens, hidrotermális oldatokból kivált kalcedon (BÁLDI et al, 1976). A formáció 100-200 méternél sehol sem vastagabb (GYALOG 1996). Rétegei a Péter-

heggyel szemben, az Ezüst-hegyet (Ezüst-Kevélyt) és a Köves-bércet borítják. Közvetlenül a vizsgált bánya mellett, a Péter-hegyen nem található.

A *Hárshegyi Homokkő* a tenger mélyebb részében, több száz méter vastagságban leülepedett, kékesszürke, mállottan sárgás színű *Kiscelli Agyag* bázisképződményének tekinthető – bár térben elkülönülve, de egy időben is keletkezettek, ill. egymást helyettesíthetik. A *Kiscelli Agyag* a Péter-hegy keleti oldalában fordul elő legközelebb. Itt fejtették is, a XX. század nyolcvanas éveiben bezárt Csillaghegyi Téglagyár alapanyagát szolgáltatta (BÁLDI 1983).

A kis egyedszámban előforduló, általában rossz megtartású molluszka faunája szinte példátlan diverzitású (id.NOSZKY 1939, 1940). Rendkívüli gazdagságú Foraminifera faunája szintén világhírű (HANTKEN 1868). A formáció vastagsága általában több száz méterre tehető.

Az oligocén végén, a miocén kor elején a tenger ismét kisekélyesedett, normál és csökkent sós vízi környezetek váltakoztak benne. Területünkön ebből a korból a *Törökbálinti Homok* üledékei maradtak meg kis területen, a Róka-hegy északi lejtőjén, Budakalász fölött (WEIN 1977).

Viszonylag sok helyen, kisebb-nagyobb foltban fordul elő a miocén legvégén, a pannonban és a pleisztocénban keletkezett *édesvízi mészkő* (SCHEUER – SCHWEITZER 1973). Ez található a Péter-hegy 10-es út felé eső oldalán, ill. az Ürömi-hegyen, ahonnan a víziló maradványok is előkerültek (BÁLDI 2003). A kőbányával szemben, a Róka-hegy lejtőjén (ÉNy-ra kb.1,5 km-re) található az un. „*Római-bánya*”, ami szintén ezt a képződményt tárja fel. A vizsgált bánya közvetlen közelében, a Péter-hegyen is előfordul ez a kőzet. A Csillaghegyi Téglagyár már rekultivált agyagfejtője fölött ma is láthatók a rétegei.

A vizsgált terület szelárnyékos, DK-i lejtőin több helyen megtaláljuk a jégkorszakban a levegőből leülepedett porból keletkezett lösz, ill. az ezen kifejlődött jó minőségű talajt (pl. a Kő-hegyen, és onnan északnyugatra, a Kevélyek felé az Ezüst-hegy oldalában).

Mivel a vizsgált bányánk környékére a viszonylag szelídebb, lankás lejtők a jellemzők, és nagyrészt beépült, ill. mezőgazdaságilag hasznosított a terület, a kőzeteket szinte mindenhol vastag málladék (és ezen belül talaj) takaró fedi. A feltártsági viszonyok tehát nem túl jók, ezen a helyzeten csak a nagyszámú, és részben még nem rekultivált kőbányák „*javítanak*”.

### **3. A Csókavári-kőfejtő barlangosodása**

A szinte teljes egészében *Dachsteini Mészkőbe* mélyülő kőfejtő (amely itt sokszor breccsás szövetű, sokféle algagyepes kifejlődésű) oldalában a bá-

nyamúvelés tucatnyi kisbarlangot tárt fel. Ezek mindegyike termálkarsztos, azaz hipogén barlang, így szeszélyes kifejlődésű járataik jelenlétére a felszínen semmi sem utal. Ezért a bánya működése előtt egyikről sem volt senkinek tudomása. A barlangok a felfedezés, a feltárás sorrendjében kaptak sorszámot. Közülük négy (a Csókavári-barlang különböző bejáratai: az Amfiteátrum-kőbánya 3, 4, 9 és 6. sz. barlangja – ez utóbbi a Porhintő-barlang) ma már egybefüggő rendszert alkot. A három legnagyobb barlang külön nevet is kapott a sorszámon kívül, de mindegyikük rendelkezik az Országos Barlangnyilvántartásban kataszteri számmal. A kisebb barlangok általában mindössze néhány métereseek, szűk belső mérettel rendelkeznek. Közülük több csak kötél segítségével közelíthető meg a bányagödör oldalában. Némelyikükben gömbfülkéket, borsóköves kiválásokat találhatunk.

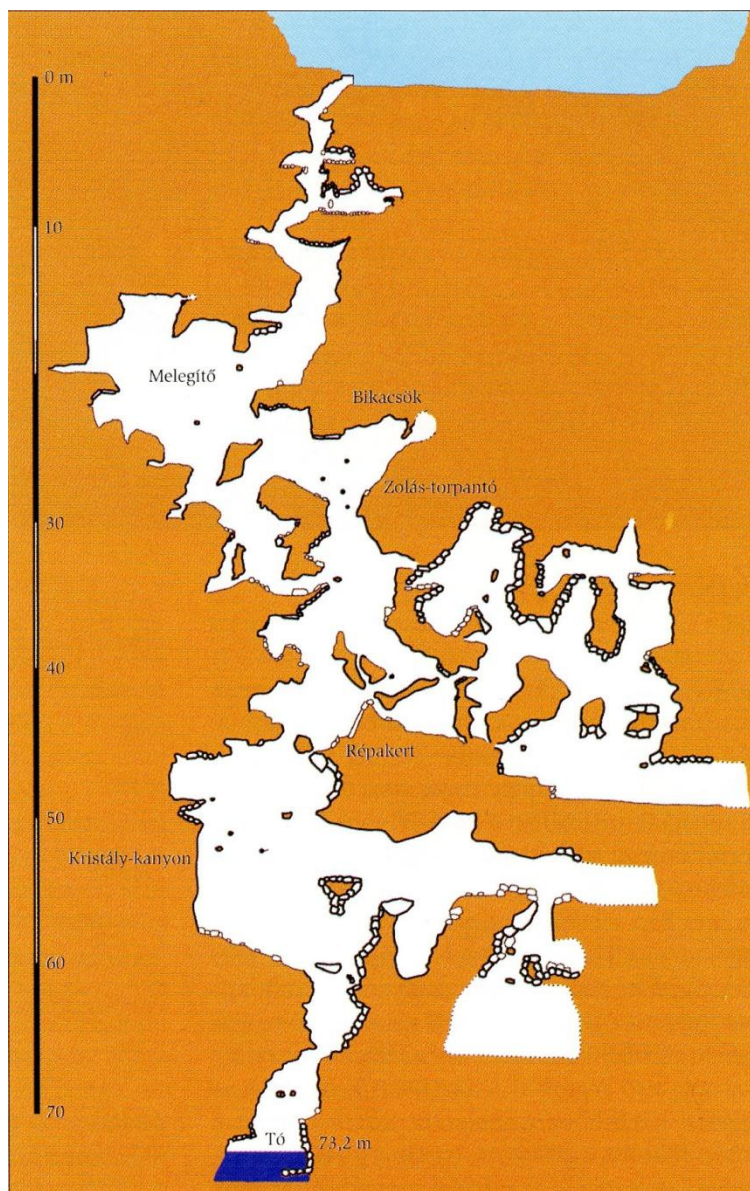
A köfejtő oldalfalát a barlangok között közelről tüzetesen megvizsgálva, sok helyen láthatunk kisebb 0,1-1,0 m átmérőjű különálló gömbfülkékben több cm-es szkalenoéderek termetű kalcit kristályokat (2. ábra). A legnagyobb a Porhintő-barlang mellett kb. 8 cm-es.



2. ábra. Kalcit szkalenoéderek a Dachsteini Mészkö paleokarsztos üregében.  
Fig. 2. Calcite scalenohedrons in a paleokarstic niche of Dachstein Limestone.

A köfejtő bejárata után, bal oldalt nyílik az Amfiteátrum-barlang (3. ábra), amely tulajdonképpen egy szűk, kelet-nyugati csapásirányú, észak felé 65°-ban dőlő függőleges hasadék (KÁRPÁT 2003).





3. ábra Az Amfiteátrum-barlang szelvénye.  
Fig. 3. Section of Amfiteátrum Cave.

A barlangot több mint két évtizede bontotta ki az Acheron Barlangkutató Szakosztály *KÁRPÁT* irányításával. A 73 méteres mélységbe vezető, és az állandó karsztvíz szintjét elérő barlangot ma már 300 m hosszban is-

merjük. 1993 óta fokozottan védett. A barlang hasadéka helyenként kitágul, helyenként összeszűkül, de végig nehezen járható különösen, hogy alsó járataiban 2-4 t‰ a szén-dioxid aránya. Oldalfalát a hajdani hévforrások oldották, tágították barlangi méretűvé, utóbb pedig ásványkiválásokkal borították azt. Borsókövet sokfelé találhatunk benne, akár csak kisebb, ma is aktív sztalaktitokat. Legszebb szakasza a Kristály-kanyon, amelynek falát ágas bogas, korallszerűen elágazó borsókövek, és kalcit anyagú, szinte üveggént átlátszó kristálycsomók díszítik. Néhol gömbfülkék és egyéb oldásformák is láthatók benne.

A barlangba beszivárgó vizekből jelenleg is képződő kiválások többfelé vöröses színűek – egyértelmű a gázgyári hulladék szennyező hatása. 40 méteres mélységig száraz a barlang, ez alatt érik el a járatokat a szennyező beszivárgások. Innen lefelé mindig nyirkosak, nedvesek a falak, alul kifejezetten sárosak.

A Porhintő-barlang felső szakasza már régen ismert. Bejárata (4. ábra) a kőfejtő aljába vezető rámpa fölött néhány méterrel, a bánya közepe táján nyílik a bányagödör északnyugati oldalában.

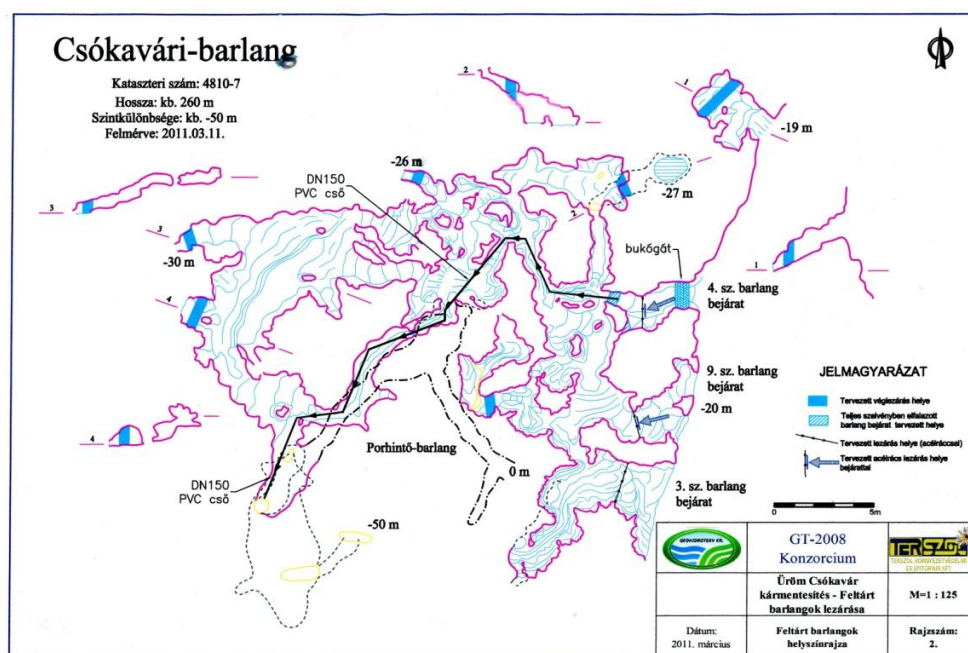


4. ábra. A Porhintő-barlang bejárata.  
Fig.4. Entrance of Porhintő Cave.

Alig embernyi méretű bejárata csak könnyebb sziklamászással közelíthető meg. Szép oldásformák, gömbfülkék jellemzik. Gyakori benne a borsóköves kiválás. A kilencvenes évek elején az Anubisz Csoport kutatta, de a legmélyebb pontján egy függőleges hasadékban 10% feletti szén-dioxid

tartalom és egy eltömődés akadályozta meg a továbbjutást. Nyerges Attila és Szabó Zoltán 1997-ben sűrített levegős készülékkel vizsgálta át ezt a szakaszt, de a szűk hasadéokban az sem volt biztonságos megoldás.

Alsó, legértékesebb szakasza csak 2011-ben lett ismert, amikor a mélyebb szinten nyíló 3-as, 4-es és 9-es sz. barlangokból kiindulva (azokat a szennyezéstől kitisztítva, és ezzel feltárva) keresztették a Porhintő-barlang hasadékát. Ez a négy barlang azóta egy rendszert alkot, és Csókavári barlangnak nevezték el. Ma már közel 300 m hosszban, 65 méteres vertikális kiterjedésben ismerjük (5. ábra). A több, új bejáraton keresztül meginduló légáramlás a hasadék felsőbb szintjén kitisztította a levegőt, így az ma már átjárható, nem úgy, mint az 1977-es kutatás idején.



5. ábra. A Csókavári-barlang térképe.  
 Fig. 5. Map of Csókavár Cave.

A két összekapcsolódó barlang teljesen eltérő arculatú és genetikájú. Amíg a Porhintő-barlang – hasonlóan az Amfiteátrum-barlanghoz – egy jórészt változó szélességű függőleges hasadékkal jellemezhető, amit a meleg vizes források oldó munkája kiszélesített, és később karbonát kiválásokkal díszített, addig az eredeti Csókavári-barlang nagy alapterületű, de csekély belmagasságú, szövevényes járatai a kőzet dőlését követik. Mennyezetébe számos gömbfülke mélyed (6. ábra), tehát ez is termálkarsztos keletkezésűnek tekinthető. Túlnyomó részben képződmény mentes. Csupán az egyik



végpont környékén találunk több cm vastagságú kalcitkéregget, ami lekerekíti a sziklák élét (7. ábra), és itt több cm-es kalcit szkalenoéderek is megfigyelhetők. Ezeket feketés, vélhetőleg producens baktériumok által termelt mangános bevonat fedi.



6. ábra. Gömbfülkék a Csókavári-barlang mennyezetén.  
Fig. 6. Spherical niches on the ceiling of Csókavár Cave.



7. ábra. Kalcit bevonat a Csókavári-barlangban.  
Fig. 7. Calcite crusts in Csókavár Cave.

A 3-as és 4-es számú barlangokból kiinduló bontás (ezeket a kis barlangokat *LEÉL-ŐSSY* Szabolcs említi először 1958-ban (*LEÉL-ŐSSY* 1958), majd *HORVÁTH* János térképezte föl 1967-ben) által feltárt járatokat a beszivárgó vizek a bányagödörben elhelyezett gáztisztító masszával szennyezett agyaggal töltötték ki teljes egészében, sokszor légrés nélkül. Az utólag bemosott agyagtól eltekintve a barlangban szinte nincs oldási maradék (mivel a befoglaló *Dachsteini Mészkönek* igen alacsony az agyagtartalma), a járattalpat közvetlenül a szikla alkotja. A kitisztított járatokban nem lehet felállni, a belmagasság alig haladja meg az egy métert (8. ábra). Az alaprajzi térkép azonban csalóka, mivel a széles, lapos járatok abban teremként jelennek meg. A járatok több ízben összeszűkülnek, elágaznak, egy-egy pontra több útvonal variáción keresztül is el lehet jutni. Valószínű, hogy még nem ismerjük az egész barlangot. A bontás során többször előfordult, hogy a teljes összeszűkülés után újra nyílt járatok következtek. Így lehetséges, hogy – figyelembe véve a rétegdőlést és a járatsűrűséget – a járatok teljes hossza az 500 métert is eléri, hiszen a végpont még kb. 20 méterrel húzódik a karsztvíz szintje felett.



8. ábra. Tipikus járatszelvény a Csókavári-barlangban.  
Fig. 8. Typical section of Csókavár Cave.

Az egységes barlang legértékesebb része az eredeti Porhintő-barlang hasadékának a rétegdőlés mentén kialakult szakaszok felől feltárt része. Ide egy meanderszerűen kanyargó, szűk járat vezet. A környékén többfelé friss vízmosások nyomai fedezhetők fel. Elérve a hasadékot, egy szűkületen le-

bújva tágas, lejtős aljú hasadékba érünk. Ennek az oldalfalát mindenféle igen látványos karbonát anyagú kiválások borítják: hófehér, közönséges borsókövek, hegyükön több cm-es, aktív sztalaktitokkal (9. ábra), és sokféle aragonit kristálypamacsokkal (10. ábra). Ehhez hasonló szépségű aragonitot csak a Tokod-altáróban lehetett látni, illetve ma a József-hegyi-barlangban vizsgálhatók rokonaik. A feltárás során itt a vízfolyások által beszállított, gázmasszával szennyezett agyagos üledéket találtak, aminek a felszínét zöldes és vöröses, cseppkőszerű, de puha lefolyások borították. A kb. 10 m<sup>3</sup> veszélyes anyag kitermelése után nyílt csak meg az út lefelé. Sajnos, a gáz-tisztító massa szennyezés miatt az egész Csókavári-barlangban (kivéve a Porhintő-barlangszakasz régen ismert, felső szintű járatait) még ma is csak gázálarcban szabad mozogni!



9. ábra. Borsókő és kis sztalaktit a Porhintő(Csókavári)-barlangban.  
Fig. 9. Popcorns and stalactites in Porhintő (Csókavár) Cave.

A legszebb kiválások után ismét függőlegessé váló aknában az utolsó 15 m-en azonban már nagyon magas a széndioxid tartalom, ezért itt a gázálarcb már nem volt elég, csak búvárkészülékkel volt lehetséges mozogni. A feltárás során mindössze két ember jutott le a barlang aljára, amely az eredeti bejárathoz képest 65 méteres mélységben húzódik. Ide végül egy nehezékkal ellátott, 60 mm-es gégecsövet eresztettek le, amit a fő szellőző-rendszerhez csatlakoztatva kiszivattyúzták a nagy sűrűségű, levegőnél nehe-

zebb gázokat. Ma már (levegő minőség ellenőrzés után!) készülék nélkül lehet lemenni a vízszintig.



10. ábra Aragonit tűk a Porhintő(Csókavári)-barlangban.  
Fig. 10. Aragonite needles in Porhintő (Csókavár) Cave

#### 4. A gázmassza szennyezés története és eltávolítása

A hatvanas évek második felétől kezdve, több mint egy évtizeden át hordták ide a Fővárosi Gázművek 1913-1984 között működő Óbudai Gyárából a gáztisztító masszát. A gyárban barnakőszénből állították elő a városi gázt (amit csak a nyolcvanas években váltottak ki földgázzal). A technológia utolsó fázisa a gáz tisztítása volt. Ezt egy főleg fűrészporból és vasoxidból álló gáztisztító masszával végezték, amely kémiai és fizikai módon elemi kén formájában kötötte meg a szennyező anyagokat, elsősorban a kénhidrogént. A massa a szűrő kapacitásának kimerülésekor többé nem hasznosítható hulladékká vált, amelyben azonban az élő szervezetekre ártalmas anyagok (ammónium-, cián- és arzénvegyületek, nehézfémek, higany, stb.) is megtalálhatók. Ezt az üledékes vasérchez hasonló masszát — amelynek a kéntartalma 13-30 súly % között van — döntötték be egy évtizeden keresztül a Csókavári-kőfejtő gödrébe!

A szennyezés egy része a levegővel érintkezve oxidálódott és a jelenlévő vízzel savakat képzett: a kén az oxidatív környezetben szulfáttá alakult, így a csapadékvíz hatására keletkező csurgalékvíz erősen savas kémha-



tásúvá vált (akárcsak a mátraszentimrei Károly-táróban). A savak a masszában található, jórészt kötött kadmium-, ólom-, arzén-, réz-, cinkionok és a cianidok kioldódását, mobilizálódását segíthették elő.



11. ábra. A bányagödör alja.  
Fig. 11. The base of teh mine pit.

A veszélyes hulladék kitermelését a bányagödörből toronydaru segítségével végezték. Összesen 58.000 tonna gáztisztító masszát távolítottak el így módon, amit részben elégettek, részben veszélyes hulladéktárolóban helyeztek el. A gondot a különleges földtani adottságok, a kőfejtő oldalából nyíló, a bányaművelés során megismert barlangok jelentették. Ezekbe a kis barlangokba a csapadékvíz a négy évtized során több száz tonna veszélyes anyagot is bemosott! Ezt a problémát csak 2010 februárjában vették észre, amikor át akarták adni kármentesítés után a területet. Mivel az üregben jól láthatóan még nagy mennyiségű szennyezőanyag volt, a hatóság a kivitelezőt a barlangüregek további kármentesítésére kötelezte. A tág részek kitisztítása után észlelték, hogy a végpontjukon összeszűkülő járatokban további gáztisztító massa felhalmozódás látható.

Ezután barlangkutatókat bíztak meg a barlangok tisztításának kivitelezésével. A munkát *NAGY* András és *SZABÓ* Zoltán irányította, kezdetben hat fővel. A munkát teljes vegyvédelmi felszerelésben, a körülmények miatt csak hatékony szűrőbetétű egész- és félárc használataival, állandó szellőztetés mellett lehetett végezni. Munka közben számos nehezítő körülmény jelentkezett: pl. a csapadékvíz befolyt a barlangba, nem volt hol átöltözni, a

felszerelést tárolni, a tél beálltával pedig hatalmas jégtömbök és szikladarabok szakadtak le a bejárat közelében. Ezért védőhálót kellett felszerelni, fedett öltözőhelyiséget kialakítani (11. ábra), csillepályát építeni a kitermelt nagymennyiségű hulladék felszállítására a bánya bejáratához, stb. Ráadásul a kis mélyedésekből csak célszerszámmal: kanalakkal, drótkefével lehetett a szennyeződést eltávolítani.

A szennyezés eltávolítása során újabb és újabb barlangszakaszok tártak fel: meglett a Gépzsíros-terem, a Schwarzkopf-terem, a Szörnyű-ág, a Kristályos kupola, a Hernyó-járat, stb. Újabb és újabb szakaszokat tártak fel és mentesítettek, a munkának azonban a határidő elérése véget vetett. A hat végpontot 1-1 m vastag bentonit gáttal zárták el, hogy az esetlegesen még feltáratlan, további járatokban rekedt szennyező anyaghoz a barlangon keresztül befolyó vizek ne juthassanak el. Ezzel azonban a felszínről függőlegesen szivárgó vizek útját nem lehet elzárni. Csak remélni tudjuk, hogy a közeli csillaghegyi forrásokban még sokáig nem jelentkezik ez a szennyezés!

A kármentesítés során egy év alatt a barlangból összesen kb. 80 fő 220.000 kg szennyező anyagot termelt ki és távolított el!

## 5. A kőfejtő és a barlang jelenlegi helyzete

A kitisztított kőfejtő Üröm község Önkormányzatának a kezelésébe került. A bejáratot lezárták, a jegyzőnél, illetve az Ürömi Baráti Társaságnál lehet a bejutást intézni az Ürömi Tanösvény ezen állomásához. A hófehérre mosott oldalfalú bányagödörbe a hajdani széles rámpán lehet körben lejutni.

A Csókavári-barlang bejáratát természetesen lezárták (a sziklába fűrt vasrudak között hagytak egy nyitható ajtót). A barlanglátogatás engedélyezése a Duna-Ipoly Nemzeti Park hatásköre.

Bár a *Dachsteini Mészke* vízáteresztő kőzetnek számít, a bányagödör alján nincsenek repedések, így ott a csapadékvíz rendszeresen összegyűlik. Az eredeti, szennyezett vizet kiszivattyúzták, a gödör alját teljesen megtisztították, így most már csak tiszta esővíz gyűlhet össze benne. Annak megakadályozására, ahogy az esetenként megemelkedő vízszint elérve a barlangbejáratot, befolyjon, és további szennyeződés kimosásokat végezzen, egy meghatározott vízszint elérése után csővezeték szállítja az esővizet le a barlang legmélyére, egyenesen a karsztvízbe. Ezen kívül beépítettek egy víz mintavevő szivattyút is, hogy a vízminőséget ellenőrizni lehessen.

Így is csak vegyvédelmi öltözetben, saválló kesztyűben, gázálcban látogatható a barlang. A karsztvízszintre vezető aknasorba a belépést megelőzően az esővíz levezető csatornán keresztül két napon át levegőtisztítást

kell végezni, és csak akkor lehet odamenni, ha gázanalizátorral a levegő összetételének ellenőrzése megtörtént.

Az ismert járatokat sikerült mentesíteni. A tisztítás során a mennyezeten maradt vékony bevonatok a beindult szellőzés miatt kiszáradtak, önmaguktól leperegtek és így eltávolíthatóvá váltak.

Csak a még feltáratlan barlangjáratokba mosódhatott be ismeretlen mennyiségű, az összeshez képest csekély volumenű, de feltehetőleg mégis jelentős tömegű, változó mértékben szennyezett anyag. (A mentesítés során feltűnő volt, hogy az egymástól néhány cm-re kijelölt helyszínek szennyezettségi foka között is igen jelentős eltérések mutatkoztak: hol tiszta agyag, hol tiszta gáztisztító massa, hol a kettő változó arányú keveréke fordult elő.)

Elmondhatjuk, hogy összességében az idehordott gáztisztító massa legalább 99 %-át sikerült eltávolítani, hiszen annak túlnyomó része daruval és markolókanállal kiszedhető volt.

## 6. Következtetések

Az Üröm, Csókavári-kőfejtő a maga nemében páratlan adottságú, földtani-barlangtani és idegenforgalmi szempontból. Adottságai alapján további hasznosításra mindenképpen érdemes. A súlyosan környezetkárosító anyag eltávolítása megnyitotta a lehetőséget erre. A bánya körüli karsztvíz megfigyelő kutak vizében, és tudomásunk szerint a csillaghegyi forrásokban sem volt kimutatható szennyeződés. Ezért kijelenthető, hogy a kárelhárítás még időben történt, a rendszerváltás előttről itt maradt egyik legsúlyosabb hazai természetkárosító szennyezést az EU anyagi támogatásával sikerült felszámolni.

## IRODALOM

- BÁLDI T.* (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T.* (2003): Egy geológus barangolásai Magyarországon.- Vince Kiadó, Budapest, 198 p.
- BÁLDI T. – B. BEKE M. – HORVÁTH M. – KECSKEMÉTI T. – MONOSTORI M. – NAGYMAROSY A.* (1976): A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei.- Földtani Közlöny 106. pp. 353-386.
- B. BEKE M* (1972): The nannoplankton of the Upper Eocene Bryozoan and Buda Marls.- Acta Geol Sci. Hung. 16. pp. 211-228.

- B. BEKE M* (1977): A budai oligocén rétegtani és fáciestani tagolódása nannoplankton alapján.- *Földtani Közlöny*, 107, pp. 59-89.
- FERENCZY I.* (1925): Adatok a Buda-Kovácsi-hegység geológiájához.- *Földtani Közlöny*, LV. pp. 196-211.
- GYALOG L.* (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása.- *MÁFI alkalmi kiadvány*, 171 p.
- HAAS J.* (2004): Triász.- *ELTE, Eötvös Kiadó*, 384 p.
- HANTKEN M.* (1868): A kiscelli tályog foraminiferái.- *Földtani Társulat Munkálatai*, IV. pp. 75-96.
- HOFMANN K.* (1871): A Buda-kovácsi-hegység földtani viszonyai.- *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 1. pp. 199-272.
- KÁRPÁT J.* (2003): Amfiteátrum–barlang - In: Székely K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*.- *Mezőgazda Kiadó, Budapest*, pp. 290-291.
- KÁZMÉR M.* (1985): A budai felső-eocén mészkő mikrofácies modellje.- *Őslénytani viták* 31, pp. 59-64.
- LEÉL-ŐSSY S.* (1958): A Kevély-hegycsoport karsztmorfológiája és barlangjai.- *Földrajzi Értesítő*, VII. pp. 17-33.
- id. *NOSZKY J.* (1939): A kiscelli agyag Molluszka-faunája. I. Lamellibranchiata.- *Anneles Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici*, 32. pp. 19-46.
- id. *NOSZKY J.* (1940): A kiscelli agyag Molluszka-faunája. II.-Loricata, Gastropoda, Scaphopoda - *Anneles Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici*, 3. pp. 1-80.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F.* (1973): A magyarországi travertino összletek képződésének fázisai a negyedkorban.- *Földrajzi Közlemények* 21., 141-144.
- SZTRÁKOS K.* (1974): Paleogene Planktonic Foraminiferal Zones in Northeastern Hungary.- *Fragm. Min. et Pal.* pp. 29-81.
- WEIN GY.* (1977): A Budai-hegység tektonikája.- *Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest*, 76 p.



## **BAZALTBARLANGOK A BAKONYBAN**

### **BASALT CAVES IN THE BAKONY MOUNTAINS (HUNGARY)**

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.  
eszterhas.istvan@gmail.com

*Abstract: The Bakony Mountains form a section of 4000 km<sup>2</sup> of the Transdanubian Mountains. The Mountains are basically composed of limestone, which have been occasionally superimposed by young basaltic formation. Between Pliocene and Pleistocene intensive basalt volcanism has occurred, which have formed in the Bakony Mountains mostly plateaus, conicals, ridges. Seventy-six caves are to be found in basalt in the Bakony Mountains, which represent various forms of the cave development. There are syngenetic gas bubble and steam explosion cavities, which formed concurrently with the processes of the rock formation. Most of the caves were formed after development of their surrounding rock, such as tectonic, atectonic, break up, fragmentation, as well as among boulders pseudo-caves, respectively complex development and artificial cavities. The basalt caves were mentioned already in the year 1610, but the organised research began 30 years ago in 1983. The most significant caves are the 151 m long Basalt Cave of Pula, in which rare cave minerals occur, the 72 m long flooded Halász Árpád Cave, the hydrologically peculiar 56 m long Pokol Hole near the village of Kapolcs and the Sárkány Ice Caves 270 m above the sea level. Historical references and mystic legends are related to the caves, which make more fascinating the world of the basalt caves.*

#### **Bevezetés**

A Bakony a Dunántúli-középhegység legnagyobb területű (mintegy 4000 km<sup>2</sup>-es) tagja. A Zala völgyétől a Móri-árokig s a Balatontól a Kisalföldig terjed. Tipikusan középhegységi táj, melyben különböző magasságú fennsíkok és sasbércek vannak közbeszúrt hegyközi medencékkel váltakozva. Legmagasabb kiemelkedése a 709 m-es Kőrös-hegy. A Bakonyt többségében mészkövek építik fel, de bőven vannak benne kavicsos, homokos, konglomerátumos üledékek és a déli, valamint a nyugati részen több bazaltkúpot és bazaltfennsíkot is lehet találni. Ha földrajzilag nem is, de földtanilag és ebből fakadóan barlangtanilag is a Bakonyhoz sorolandók a Marcal-medencének és a Balaton déli partjának bazalt-előfordulásai. A bazaltvulkanizmus a pliocén és a pleisztocén határán több kitörési időszakban történt. E bazalt-hegyek egy része monogén, tisztán bazaltból, vagy tisztán bazalttufából áll – más részük poligén, azaz vegyes felépítésű. A legtöbb lávaömlés takaró formájában szilárdult meg (Kab-hegy, Boncsos-tető, stb.), de vannak

kúpok (Gulács, Hegyesd, stb.) és gerincek (Sarvaly-hegy, Sátorma-hegy, stb.) is. A bazaltok összetételük, megmerevedési körülményeik szerint változatos módon repedeznek, aprózódnak. Vannak oszlopos, réteges, gömbhéjas elválású bazaltok. A réteges elválású bazaltok a takarók peremén gyakran orgonákat alkotnak. Gyakoriak az utolsó kiömlési fázisból származó, gázok által erősen átjárt habos bazaltok, az ún. kenyérkövek.

### **A hegység bazaltbarlangjainak kutatástörténete**

A bakonyi bazaltbarlangok említése, azok látogatásáról szóló beszámolók megelőzték a kutatásokat. Az első ilyen említés 1610-hez kötődik, mikor Thurzó György nádor meglátogatta a kapolcsi Pokol-likat (*PÁTYI* 1870). Martin *ZEILLER* osztrák származású útleíró 1646-ban megjelent magyarországi kötetében beszámolt a tihanyi Barátlakásokról. *GYURKOVITS* György 1737-ben informálta Bél Mátyást a Szent György-hegyi Sárkány-barlangról, aki aztán belefoglalta azt a „*Notitie*”-sorozatába. Az 1800-as években további szerzők tettek említést valamelyik bakonyi bazaltbarlangról, többek közt *BREDETZKY* (1804) a Vas Pál lyukáról, *KISFALUDY* (1807) a tátikai Remete-barlangról, *OLÁH* (1834) a kapolcsi Pokol-likről, *PESTY* (1864) a Vadlány-likről.

A bakonyi bazaltbarlangok tudományos igényű kutatásának első nyomát a Lóczy Lajos szerkesztette „*Balaton monográfia*” sorozatban találjuk. Ebben *VITÁLIS* István (1909) mutatja be a Szigligeti-várhegy Explóziós üregét. A következő években főként leírások jelentek meg a Pokol-likről, a Vadlány-likről, a Pulai-bazaltbarlangról és még néhány kisebb bazaltüregről. (*BERTALAN* 1938, *CHOLNOKY* 1931, *MARGITTAY* 1942, *MARKÓ* 1960, *PÁVAI-VAJNA* 1911). Aztán napvilágot láttak genetikai írások a Vadlány-likről (*HORVÁTH* 1928), a Gödrösi Explóziós-barlangról (*HOFFER* 1943), a tátikai Remete-barlangról (*SZENTES* 1971). 1982-ig a tihanyi mesterséges üregekkel együtt 22 bazalt- és bazalttufabarlang vált ismertté a hegységből.

1983-ban Eszterhás István vezetésével alakult meg a Vulkánszpeleológiai Kollektíva, mely ugyan egy kis létszámú közösség, de tervbe vette Magyarország nemkarsztos barlangjainak számbavételét. Az első kutatások épp a Bakony területére összpontosultak. Az 1980-as évek végére a legtöbb bakonyi bazaltbarlangot átvizsgálták és kataszterbe vették, mely a hegység összes ismert barlangjának mintegy 10 %-át jelenti. A Bakony valamennyi barlangjának száma 2012-ben 764 db, ebből a bazaltbarlangok száma 76. A bazaltbarlangok mérete közt nagy a szóródás, van 100

métert meghaladó és épp, hogy csak 2 méteres is. A bakonyi bazaltbarlangok összhosszúsága hozzávetőleg 780 m. A leghosszabbak:

Pulai-bazaltbarlang	151 m	Nagy Sárkány-jégbarlang	32 m
Halász Árpád-barlang	72 m	Halápi-bazaltlyuk	kb. 30 m
Pokol-lik	56 m	Araszoló-barlang	26 m
Remete-barlang	39 m	Vadlány-lik	24 m

### A bakonyi bazaltbarlangok keletkezése

A barlangok egy része a lávakőzet megmerevedésével egy időben, ún. szingenetikus módon keletkezett. A felszínre került képlékeny, izzó magmából annak mozgása során gázok szabadulnak fel. Ezek az esetek többségében mint kis buborékok záródnak a kőzetbe. Néhány esetben viszont, meghatározott áramlási folyamatok között e buborékok egyesülnek és több köbméteres kerekded üreget, ún. lávahólyagot (vagy gázhólyagot) alkotnak. A Bakonyban a Szigligeti-várhegy bazaltdejéjében ismerünk ilyen lávahólyagokat (*ESZTERHÁS 1985, VITÁLIS 1909*). A hegységben előforduló másik szingenetikus barlangféleségek a gőzrobbanásos barlangok. Ezek az utóvulkanizmus során a még teljesen meg nem szilárdult kőzetekben a felszínközeli kerület, túlhevült oldatok hirtelen gőzzé válása következtében alakultak. A diatrémakürtökben e vizek, oldatok túlnyomás alatt vannak, így hőmérsékletük lényegesen meghaladja a 100 °C-ot. A felszín közelében e túlnyomás megszűnt, így e túlhevült oldat hirtelen gőzzé vált és szétfeszítette környezetét. Az oldatból kiváló ásványok pedig stabil barlangtérré cementálták a töredezett kőzetcsoportokat. Tihanyban a Gödrös és Diós településrészein egykor működő kőfejtők tártak fel ilyen gőzrobbanásos barlangokat bazalttufában (*ESZTERHÁS 1987, HOFFER 1943*).

A bazaltban a kőzet megmerevedése után, posztgenetikus módon keletkezett barlangok közül a legtöbb hasadékeredetű. A hasadékbazaltbarlangok a bazalttakarók peremén a peremmel párhuzamosan, vagy arra merőlegesen képződtek a takarók lepusztulási folyamataként. E barlangok ott alakulhattak ki, ahol a bazalttakaró laza alapkőzetekre (homok, tufa) települt. A laza rétegek a nyomás alatti kisajtolódás és a hidrosztatikus mozgások hatására kipusztultak a bazalttakaró pereme alól, minek következtében a bazaltban feszültségek léptek fel. A feszültségek aztán törésekben és az azt követő elmozdulásokban oldódtak fel. Egyes esetekben e töréses elmozdulások barlangméretű hasadékokat alkottak (*ESZTERHÁS 1987b*). A hegységben eddig megismert legjelentősebb hasadékbazaltbarlangok a tátikai Remete-barlang, a kapolcsi Pokol-lik, a raposkai Araszoló-barlang stb.

Az atektonikus barlangok megjelenése sokféle lehet, csak abban hasonlítanak egymásra, hogy a már keletkezési helyükről elmozdult, megbillett, töredezett bazalttömbökben, karéjokban található. Atektónikus keletkezésű barlangok egész sora található a Kovácsi-hegy ún. Bazaltutcájában (*ESZTERHÁS* 1988a). A Bazaltutca a hegy északnyugati peremének 700 m hosszú, félköríves leszakadásával keletkezett árokszerű képződmény. Ezekben a lejtőn lassan csúszó, gigantikus méretű bazalttömbökben a feszültségek hatására különböző irányú, barlangméretűvé tágult repedések keletkeztek. Ezek közül a legszámottevőbb a Vadlány-lik. Szűk bejáratú, de belül tágas folyosóból, termekből álló, 26 méteres összhosszúságú, jól szellőző, tágas barlang. A Vadlány-likon kívül a Bazaltutcában még további tíz atektonikus barlang található.

Egy korábban meglévő üreg felszakadásával, felharapódzásával keletkezett a hegység legnagyobb (151 m összhosszúságú) nemkarsztos barlangja, a Pulai-bazaltbarlang. A Kab-hegy déli lejtőjén nagyjából 25 m vastag bazaltrétegben alakult ki, „átörökölve” az alatta levő, karsztos oldódással keletkezett üreg anyaghiányát. A barlang egy nagy tereplépcsőkkel tagolt tereméből és az ebből kiágazó folyosók, fülkék labirintusából áll. Hasonló keletkezésű, de kisebb felszakadásos barlang az egykori Badacsonytomaji bazaltbánya falában található fülske.

Tömbközi álbárlangok (vagy táluszbarlangok) alakultak ki a bazaltperemek alatti törmelékletjében, ha a kőzetdarabok egy része nagyobb (1-3 m) méretű volt. Nagyobb kőtömbökből álló törmelékletjő több bazalt-hegyen is előfordul, úgy mint a Szent György-hegyen, a Tátikán, a Fekete-hegyen stb. Méretükben és klímájukban is a legjelentősebb táluszbarlangok a Szent György-hegyen található 32 m-es Nagy Sárkány-jégbarlang és a szomszédságában levő 6,5 m-es Kis Sárkány-jégbarlang (*ESZTERHÁS* 2000).

Az aprózódás során a tömör kőzet (bazalt) kémiai átalakulás nélkül a nyomáscsökkenés, vagy a klimatikus hatásokra kisebb részekre esik. A hőmérséklet és a nedvesség periodikus ingadozása térfogatváltozásokat kelt a kőzet ásványi összetevőiben, de mivel ezek az ásványok különbözőek a rájuk gyakorolt hatás is különböző. Az ismétlődő térfogatváltozások végül is kipergéshez vezetnek. Ilyen aprózódásos kipergéssel alakultak a bazaltorgonák közötti keskeny, magas barlangok, az ún. orgonaközök. A legtöbb (6 db.) orgonaköz a Szent György-hegyen ismert, a legnagyobb a Somlón levő, 8 m hosszú Sziklakonyha. Különös, még minden részletében nem tisztázott aprózódással, mállással, esetleg elbomlással, illetve ezek kombinációjával alakultak a gömbölyded formájú tafonik. A barlangmérettől kisebb tafonik ismertek a Tihanyi-félsziget bazalttufa alkotta Kis-erdő-tetőjén.

Bazaltba, illetve bazalttufába barlangoknak mondott mesterséges üregeket is mélyítettek. A Ság-hegy kráterében egy 5 m hosszú, Robbantómenedéknek nevezett üreget vágtak a robbantások során potyogó pergő kő elleni védekezés végett. A Tihanyi-félsziget bazalttufa alkotta északi falában pedig évszázadokkal ezelőtt vésett öt Barátlakást és két Leánylakást lehet találni.

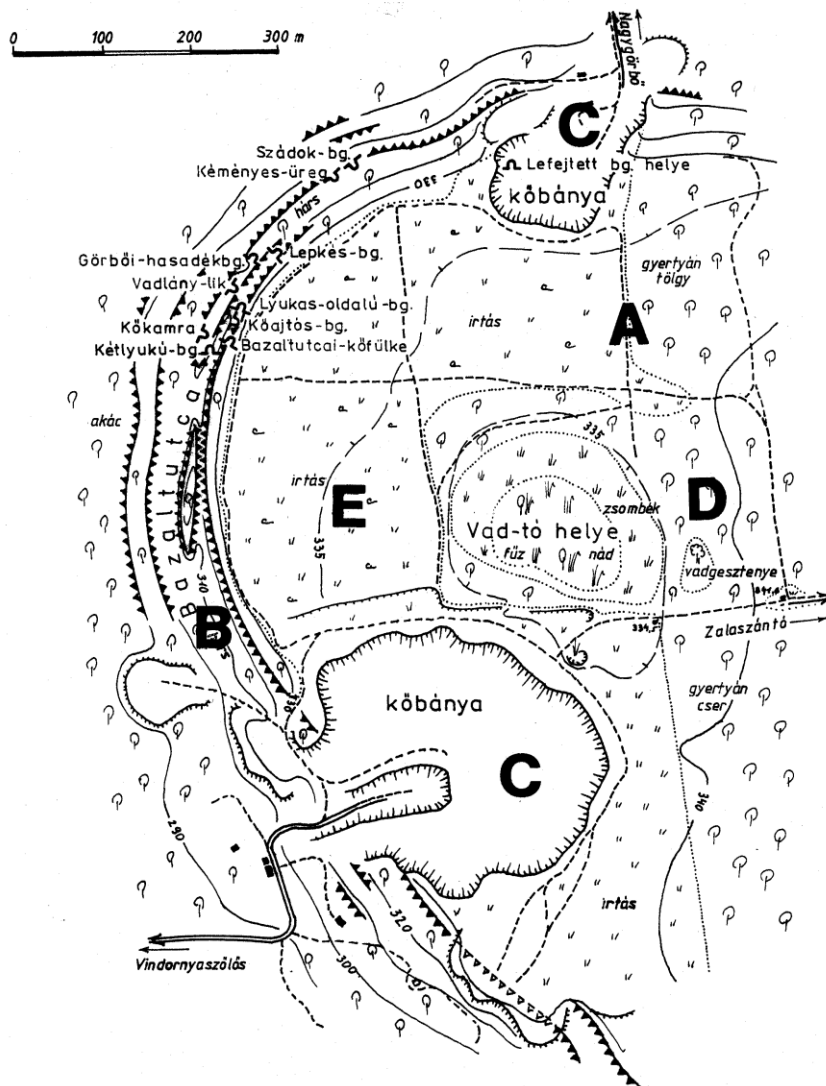
### **Hegyek, hegycsoportok bazaltbarlangjainak bemutatása**

A következőkben a többféle csoportosítási lehetőség közül a barlangok tájrészenként való bemutatását választottam. Ennek sorrendiségét pedig a nagyjából nyugatról kelet felé való haladás szerint állítottam össze.

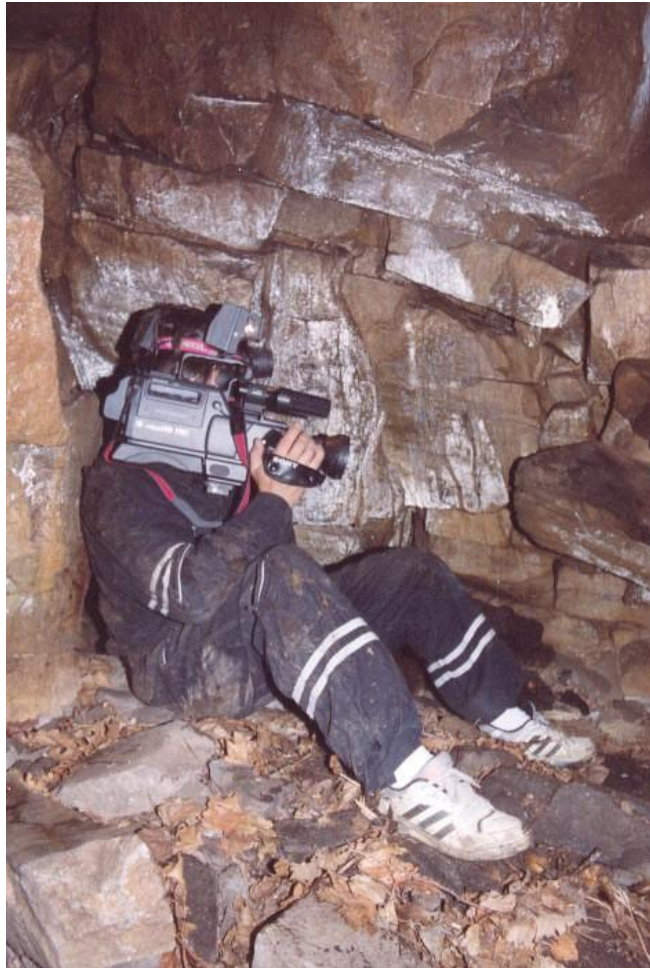
A Kovácsi-hegy a Bakony legnyugatibb része. Nagyjából 4 km<sup>2</sup>-es, 25-35 m vastag, több részre tagolódott bazaltleánytanúhegyet, ún. mezát képezve fekszik a felső pannon homokos rétegeken. Átlagos magassága 300 m körüli, legmagasabb pontja a Váradi-hegy 362,2 m.

A hegy északnyugati bazaltperemén egykor 1,5 km hosszú, ma a kőbányászat természetrongálása miatt csak 700 m-es, félköríves, párhuzamos ágakra szakadó, 15-20 mély árokszerű képződmény az ún. Bazaltutca van (*1. ábra*). A Bazaltutca alsó és középső részét a leszakadt bazaltkaréj tömbjei alkotják. E tömbök a domború lejtőn csúszva szétrepedeztek és a repedések olykor szétnyíltak. Ilyen módon bennük atektonikus barlangok keletkeztek. Ma 10 atektonikus barlang ismert a Bazaltutcában, de korábban, a megsemmisült részeken még volt néhány ilyen barlang (*ESZTERHÁS* 1988a). Legjelentősebb a Vadlány-lik (*1. kép*). Előtte vezet el a Buruczky Tanösvény, tőle keletre, a fennsík szélén az országos kék túra útvonala. Bejárata a párhuzamos utcák közti gerincről nyíló akna. Ezt egy folyosó követi, amely a „Konyhának” nevezett 3 x 5 m-es alapterületű terembe vezet, ebből egy 4 m-es kémény szakad a felszínre. Majd egy igen alacsony „Átbújón” lehet egy kisebb terembe, a „Szobába” átjutni. A barlang teljes hossza 26 m. A barlang névadását egy szomorú monda alapozta meg, amit *HORVÁTH* Elek plébános (1928) jegyezte le: Egy módos gazda világszép leánya beleszeretett egy betyárba, de az apa törbe csalta a betyárlegényt és pandúr kézre juttatta őt. A családott leány eszelőssé vált, elbujdosott és e barlangban tengette életét.

Jelentős barlang még a kőkamra, a Lyukas-oldalú-barlang, a Bazaltutcai-kőfülke, a Görböi-hasadékbarlang stb. (*ESZTERHÁS* 1988c).



1. ábra: A Kovácsi-hegy Bazaltutcaja a bazaltperem leszakadozása és megcsúszása  
 következtében képződött és alakult benne számos atektonikus barlang  
 Jelmagyarzat: A = meza, B = bazaltutca, C 7 kőfejtő, D = erdő, E = bozót  
 Fig. 1: The Basaltstreet of the Kovácsi Mountain was developed by the split off  
 and slip of the basalt-edge, and cointains a lot of atektonic-caves  
 Legend: A = mesa, B = basaltstreet, C = stonequarry, D = forest, E = bushy



*1. kép: Filmezés a Vadlány-lik „Konyhájában”  
Picture 1: Cinematography in the Vadlány-lik's „Kitchen”*

A Tátika a Bakony nyugati részének meghatározó tagja, amely pannon homokos rétegekre épült kettős csonkakúp formájú bazalthegy. A hegy két kiömlési fázisban keletkezett. Előbb a mai Alsó-Tátikát alkotó, fekete, oszlopos elválású bazaltot adó gyűrűplató, majd a később erre telpült szürke bazaltból álló Felső-Tátika épült fel. A Tátika hét barlangja az Alsó-Tátika meredek peremfalában alakult tektonikus és atektonikus módon, illetve van egy tömbközi álbárlang is. A hegy legjelentősebb barlangja a Remetebarlang az Alsó-Tátika nyugati falában. A bizonyára régen ismert barlangot először *KISFALUDY* Sándor említette 1807-ben, ki a hozzá fűződő mondát

dolgozta fel verses formában. A barlang iskolapéldája a peremmel párhuzamos tektonikus hasadékbarlangnak (2. kép). Vízsintes kiterjedése 21 m, magassága 20 m, de átlagos szélessége csak 40-50 cm – teljes hossza 39,20 m. A Bazaltperemről leszakadt kőzetkaréj az előbb említett 40-50 cm-t távolodott el a helybenmaradt résztől és az egymásba illő bordák bizonyossága szerint mintegy 25 cm-t süllyedt meg. Érdekesség, hogy a barlang fekete bazaltoszlopain több helyen is fehér kalcitcseppkő-képződmények vannak. Ez úgy lehetséges, hogy a barlang felett levő gyűrűplaton meszes homok telepedett, melyből a csapadékvizek kioldották a meszet, amit aztán a barlangban raktak le.

Az Alsó-Tátika északnyugati pereméről hatalmas tömbök szakadtak le. E tömbökben két, néhány méteres barlang is keletkezett: a Feketeoszlopos-barlang és a Mágneses-barlang (ESZTERHÁS 1988b, 1988c).



2. kép: A tátikai Remete-barlang egy keskeny tektonikus hasadék  
Picture. 2: The Hermit Cave of the Tátika Mountain is a narrow tectonic split



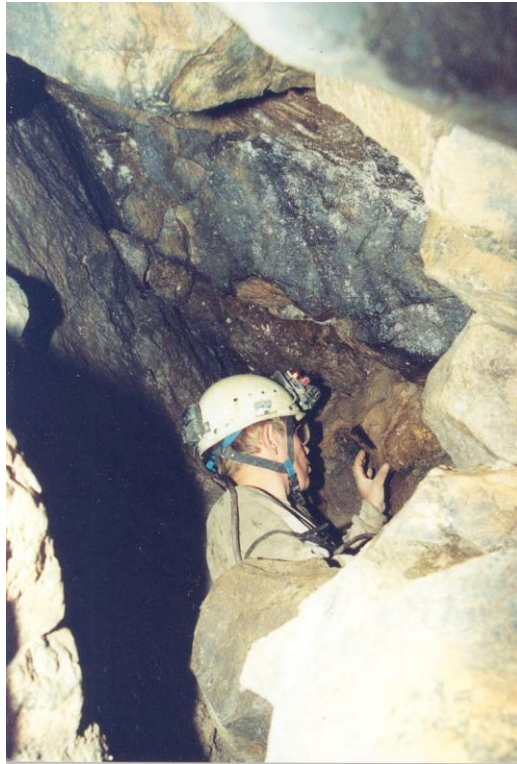
A Szent György-hegy a Balaton-felvidék egyik legimpozánsabb bazalt-takarós tanúhegye. A bazalttakaró orgonásan aprózódott peremében 11 barlang vált ismertté. Ezek közül egy, a *GYURKOVITS* által 1737-ben említett nagyméretű Sárkány-barlang jelenleg nem azonosítható, mert bejáratára rengeteg görgeteges törmelék omlott. Gyurkovits így mutatta be a barlangot: „... a hegy nyugat és észak közti oldalán tátong elég széles nyílással és le-húzódik számos kivájt üregeken át, majd felfelé, majd ismét lefelé öblöződő sötét és ismeretlen mélységekbe.” 1934-ben épült a Szent György-hegyen a Kaán Károly Turistaház. Az építők gyűjtése közben figyeltek fel a rések közt nyáron jegesedést okozó, kifelé áramló hideg levegőre. Többszöri bontás után mára 6,7 m hosszúra nőtt a ledőlt orgonák közötti álbarlang, a Kis Sárkány-jégbarlang.

1997-ben az előbbtől 5 méterre sikerült kibontani a 32 m hosszú és 10 m mély Nagy Sárkány-jégbarlangot. A barlangok jegesedését főleg az őket körülvevő kőzet töredezettsége okozza. Télen lehül a kőzet és a réseken beáramló hideg levegő lehűti a barlangok falát is, melyre ráfagy a kondenzvíz. A jégképződmények nyárra is megmaradnak – amikor ugyanis megfordul a légáramlás iránya és a barlangszájon kifelé áramlik a levegő – mert a töredezettség nagyobb kőzetfelületet és ezáltal nagyobb párolgást biztosít, ezért nagyobb lesz a hőelvonás is. Azaz konzerválódik a téli hideg nyárra.

2000-ben lett feltárva a hegy nyugati, Raposka felőli oldalán a peremmel párhuzamos törés menti hasadékbarlang, az Araszoló-barlang (3. kép) 26 m hosszúságban (*ESZTERHÁS* 2000). A bazaltperem falaiban 5 különös barlangot, ún. orgonaközt sikerült észlelni. Ezek a bazaltorgonák között aprózódással keletkezett kicsiny alapterületű, de magas barlangok, mint pl. a Kilátó-alatti-orgonaköz.

A Csobánc felső kőzetfalának déli oldalában oszlopos elválású bazaltban található a közel öt méter hosszú Csobánci-hasadékbarlang.

A Szigligeti-várhegyen jelenleg egy kicsi, de rendkívül érdekes barlang ismert. A várhegyet bazalttufa alkotja, de ebben van egy 12 m széles, vízszintes oszlopokra váló bazalttelér. E telérben képződött két gázhólyag. Ezek közül az egyik, a Szigligeti-várhegy Explóziós ürege még részben megvan (4. kép), a másikat teljesen lefejtették (*ESZTERHÁS* 1985b, *VITÁLIS* 1909). A fekvő harangformájú, sima falú üreg végében jól látszik az a lapátnyel vastagságú cső, amelyen az üreget felfújó gázok érkeztek.



3. kép: Az Araszoló-barlang hasadékfolyosója a Szent György-hegy nyugati permében  
Picture. 3: The split-corridor of the Tissue-moth Cave on the west edge of the Szent György Mountain



4. kép: A Szigligeti-várhegy Explóziós ürege egy gázok által felfújott hólyag (a bejárat átmérője 60 cm)  
Picture. 4: The Explosion Cavity of the Castle Hill of Szigliget is a blister blown up by gases (the diameter of the entrance is 60 cm)

Haláp egykori kőbányája ismereteink szerint két barlangot tárt fel (*KOLLÁTH* 1994). Ma egyik sem járható, mert mindkettő bejáratát kötőrmelékkal fedték be.

A 438 m magas Badacsony szintén pannon homokra települt bazaltból áll. Több mint 50 évig tartó (1902-1965) intenzív bazaltbányászat hatalmas sebeket ejtett rajta. A hegy nagyjából kör alakú fennsíkjának peremén a lepusztulás hatására orgonák, kőzsákok alakultak ki. E szabdalt bazaltperemben található a hegy 13 ismeret barlangja. A barlangok többsége (11 db) a Badacsony bazaltperemének déli oldalában, a Ranolder kereszt alatti kőzsákok között főként a hasadékok mentén, részben aprózódásos úton alakult.

Legnagyobb a 14 m-es Ternye-barlang, a többiek csak 4-5 m-es kisebb üregek (*ESZTERHÁS* 1997). A hegy nyugati oldalán, a Bujdosók lépcsője mellett (a Lorántffy-pihenőnél) bazaltorgonák között aprózódással alakult a 4 m-es Rodostó-barlang. A kelti oldalon, a Badacsonytomaji bazaltbánya falában pedig egy robbantott üreg természetes felharapódzásával alakult egy kisebb konzekvenciabarlang, a Badacsonytomaji bazaltbánya barlangja.

A nagy kiterjedésű Agár-tetőn csupán egy barlangot ismerünk. A bazaltplató déli pereme szakadozik le. Egy ilyen leszakadásnak indult karéj mögötti részben beboltozott hasadék adja az 5,5 m hosszú, 3,5 m mély Ágó-fennsíki-barlangot (*BERTALAN* 1958).

Az Eger-víztől délre 16 km hosszúságban és 3-4 km szélességben található a Boncsos-tető (vagy Apáti-hegy) hegycsoportja. Ennek fontosabb részei nyugatról kelet felé: a Sátorma, a Fekete-hegy, a névadó Boncsos-tető, a Gajdos-tető, a Király-kő, a Som-hegy. A számos bazaltkúpból, -gerincből, -platóból álló hegycsoport mintegy 20 bazaltdolinatavat tartalmaz, de a barlangok száma már szerényebb. A Király-kő orgonái között nyílik egy 3,5 méteres barlang. Az egykor említett Kecské-hegyi barlangot (*BERTALAN* 1958) viszont ma már nem tudjuk azonosítani. Az Eger-víz felé néző oldalon, a Som-hegyen van a 10 m-es, de alacsony, réteglap mentén kialakult Pulai-bazalttufabarlang. A Fekete-hegy platójának peremén, a Gyöngy-tó közelében pedig két kisebb barlang, a Gyöngy-tavi barlang és a Gyöngy-tavi-álbarlang vált ismeretté.

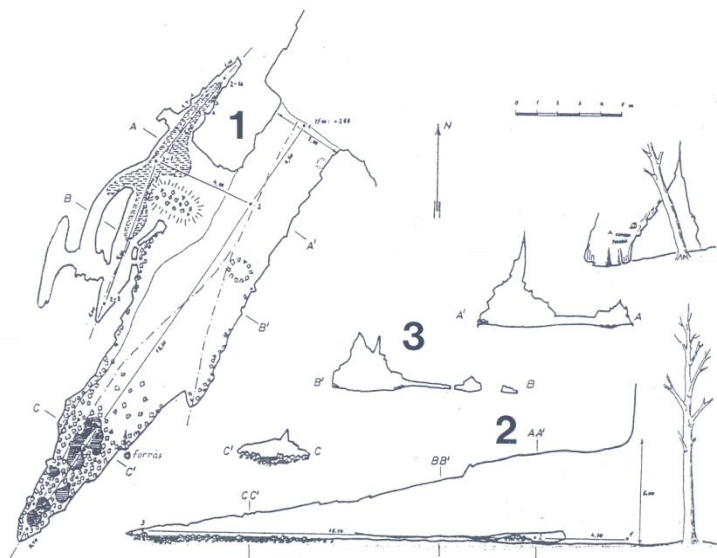
A Bondoró hazánk legteljesebb, eredeti formáját leginkább tartó vulkáni hegye. Alapját pannon homokos üledékek adják. Erre települt a kettős csonkakúp formát mutató bazaltos sztratovulkán, az első kiömlési fázisból visszamaradt gyűrűplatóval és a csúcsrégióban szommával krátertóval. A hegynek egyetlen barlangja ismert, a gyűrűplató meredek déli letörésében, a Pokol-lik. A bazaltperem alól gyorsabban pusztuló homokos rétegek miatt

megszűnt a bazalt alátámasztása és így a peremmel párhuzamosan (kb. 5 méterenként) törések keletkeztek. Néhány ilyen törés mentén való elmozdulás alakította ki a Pokol-likat, melyben három párhuzamos hasadékfolyosó és az azokat összekötő járatok 56,8 m-t tesznek ki (5. kép). A barlang főágában egy forrás fakad, melynek vize hóolvadások (és nagyobb esők) után tóvá duzzad, majd e tó bizonyos vízmagasságnál rátalál egy természetes szivornyára, ami néhány nap alatt lecsapolja a hetek alatt felgyülemlt vizet (2. ábra). A barlangban található cserépdarabok közül a legidősebbek bronzkoriak, de első írásos említése is tekintélyes korú, 1610-ből származik, mely szerint Thurzó György nádor meglátogatta a barlangot (BERTALAN 1938, ESZTERHÁS 1985, 1994, PÁVAI-VAJNA 1911).



5. kép: A kapolcsi Pokol-lik nagyméretű szája  
Picture. 5: The large-size opening of the Pokol (Hell) Hole near the village Kapolcs



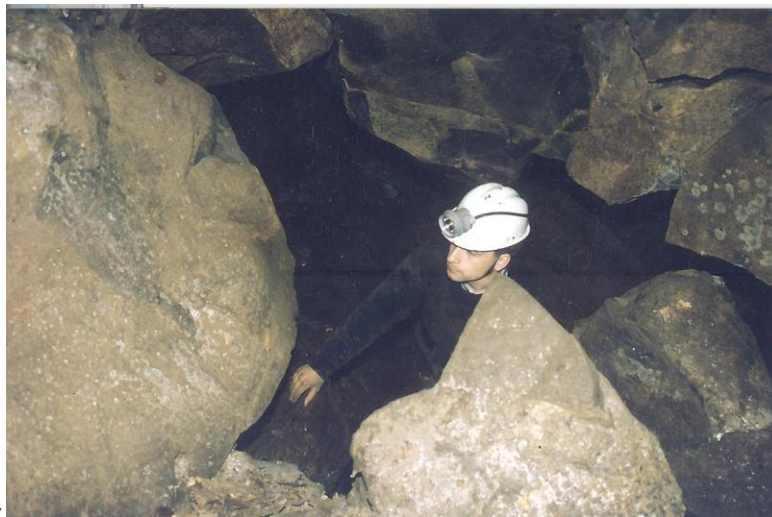


2. ábra: A bazaltperemmel párhuzamos törés mentén alakult a kapolcsi Pokol-lik  
 Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. hosszmetset, 3. keresztaszvények  
 Fig. 2: The Pokol (Hell) Hole near the village Kapolcs evolve his shape along  
 a parallel break with the basalt-edge  
 Legend: 1. plan, 2. longitudinal section, 3. cross sections

A Bakony legterjedelmesebb (5 km<sup>2</sup>-es) bazalttakaróját a Kab-hegy adja. A három kiömlési fázisban felépült hegy alapja igen változatos: triász mészkő és dolomit, eocén mészkő, pannon homok és kavics, édesvízi mészkő. A hegy barlangjainak többsége a vékony bazaltréteg alatt kialakult karsztbarlang, de három teljesen bazaltban levő barlangot is ismerünk. A Kab-hegy déli lankáján van a 151 m hosszú, 22 m mély Pulai-bazaltbarlang. Ez egy nagyobb teremből és több szerteágazó folyosóból álló térlabirintus (3. ábra). Egy a bazalt alatti meszes üledékben kialakult karsztos üreg szakadozott fel a bazaltba (6. kép). A barlangban érdekes látvány a két kiömlési fázis közti kontakt zóna és a falak egy részén megjelenő izingerit-kiválás. A Kab-hegy nyugati oldalában működött egykor a Pallaghidy Bazaltbánya. E bánya bontott rá a ma Halász Árpád-barlangnak nevezett üregre, melyet részben át is alakított raktárrá és robbantási menedékké. A bányászat felhagyása után a réteglapok között szivárgó víz részben (hóolvadások után teljesen) feltöltötte a barlangtereket. A barlang nagyjából vízszintes, kb. 2 m

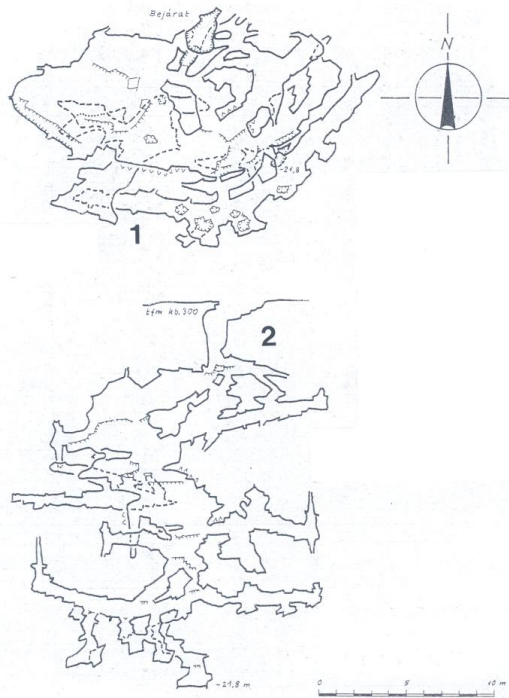
átmérőjű és 72 m hosszú, Y-ágú üreg, két aknaszerű bejáratral (4. ábra, 7. kép). E bejáratok kora tavasszal kisebb tavaknak látszanak a megemelkedett vízszint miatt. Az üreg középső részén törött lávacseppkövek (kónikusok) és fonatos lávaképződmények láthatók. Szintén a Pallaghidy Bazaltbánya tárta fel a 3,5 m mély Négyszög-aknát (ESZTERHÁS – GYURMAN 1987, ESZTERHÁS – SZENTES 2010).

A Marcal-medence magányos tanúhegyei közül a Somlóban, a Ság-hegyen és a Miskei-tufagyűrűben találtunk barlangokat. A Somló déli orgonái között nyílik a hegy egyetlen ismert barlangja, a Sziklakonyha, mely az orgonák közti kimállással keletkezett. A 8,2 m hosszú, keskeny és 4,5 m magas üregnek egy lyuk nyílik a tetején. Innen van a „konyha” elnevezés, hisz ezen szabadon távozhat a barlangban rakott tűz füstje (ESZTERHÁS 1984). A Celldömölk melletti Ság-hegy egyike a bazaltbányászat által leginkább megcsonkított tanúhegyeinknek. Az eredetileg kettős kúpú hegy 1910-ben még 291 m magas volt, napjainkban már csak 279 m. A Ság-hegyen volt egy ismeretlen méretű, alkalmilag lakott barlang, de ezt a Mittelman – Lázár-féle bazaltbánya 1914-ben a körülötte levő kőzettel együtt lefejtette (TARSOLY 2012). Jelenleg csak egy 5 m-es mesterséges bazaltüreg, a Robbantó-menedék ismert a Ság-hegyről. A Miskei-tufagyűrű délnyugati részén levő Pet-hegyen egy kőfejtő tárta fel a Pet-hegyi-barlangot bazalttufában. Ez a barlang a peremmel párhuzamos repedés menti, 6,5 m hosszú hasadékbarlang (ESZTERHÁS 2002).



y

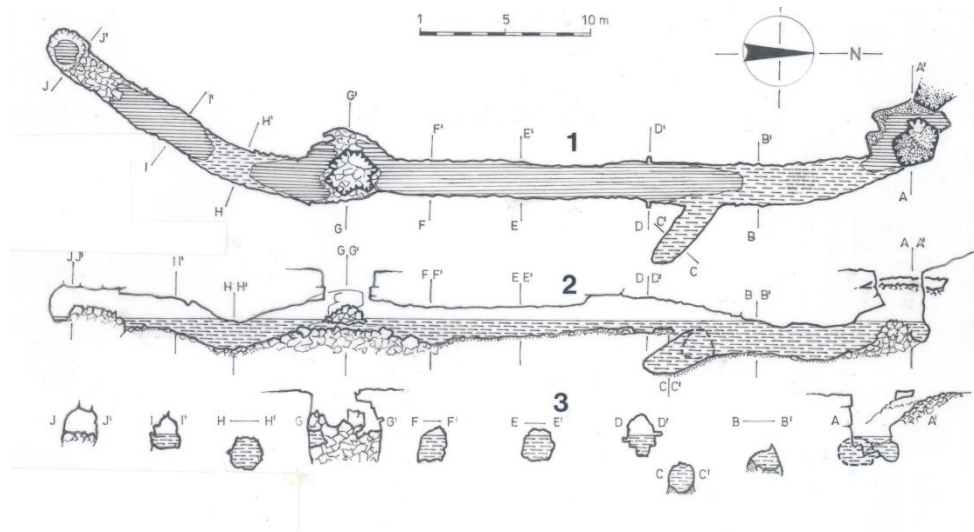
6. kép: A Pulai-bazaltbarlang Nagy-termében hatalmas bazaltömbökön kell közlekedni  
Picture. 6: In the Big Hall of the Basalt Cave of Pula it is necessary to run on huge basalt blocks



3. ábra: Egy karsztos üreg felszakadása eredményezte a Pulai-bazaltbarlang kialakulását  
 Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. hosszmetset  
 Fig. 3: The break up of a karstic cavity effected the exfoliation of the Basalt Cave of Pula  
 Legend: 1. plan, 2. longitudinal section



7 kép: A Halász Árpád-barlang vízzel kitöltött folyosója  
 Picture. 7: The corridor of the Halász Árpád Cave is filled in with water

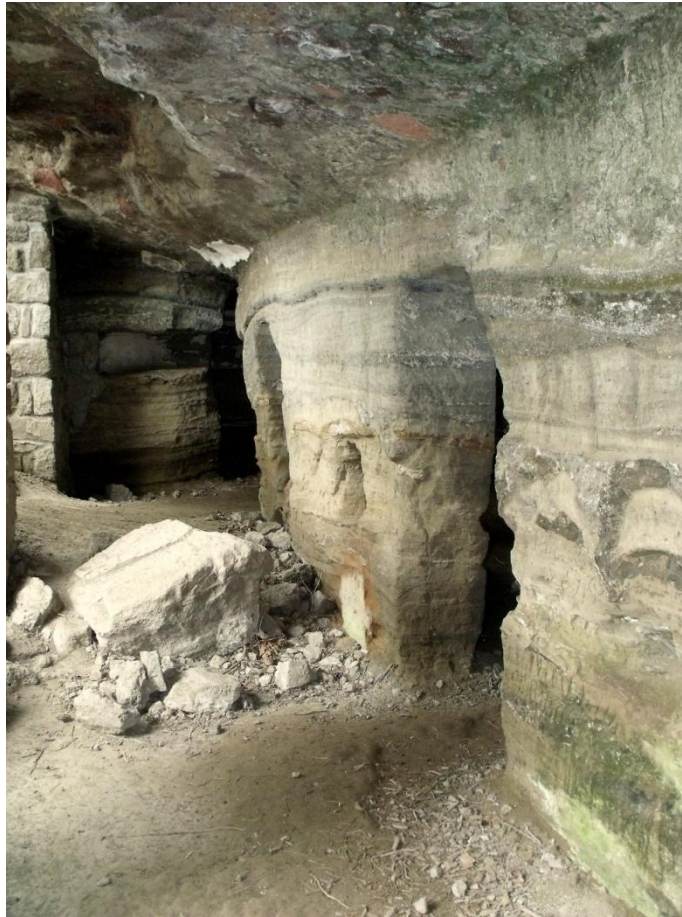


4. ábra: A Halász Árpád-barlangot víz tölti ki  
 Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. hosszmetset, 3. keresztshelvnyek  
 Fig. 4. Water fills the Halász Árpád Cave  
 Legend: 1. plan, 2. longitudinal section, 3. cross sections

A Tihanyi-félszigeten 53 barlangot ismerünk. Ezek többsége gejziritben alakult, de van bazalttufában keletkezett 7 természetes barlang és 7 mesterséges üreg is. Gödrös és Diós településrészekén bazalttufában négy gőzrobbanás által alakult barlangot tártak fel az 1930-as évek elején itt működő kőbányák (HOFFER 1943). Ezek közül hármat már lefejtettek, illetve ráépítettek. Egyetlen gőzrobbanásos barlang, a Gödrösi Explóziós-barlang létezik még egy nyaraló portáján belül. Az Explóziós-barlang mintegy 16 m hosszú, 6,5 m mély. Feltárásakor a falakat sűrűn borították kalcitpizolitek. Mára ezek nagyobb részét kirabolták. Az üreget jelenleg lomtárnak használja a telek gazdája. A félsziget nyugati oldalán található a 22 m széles és 3 m beöblösödésű Nyereg-hegyi-eresz. A legterjedelmesebb részek bazalttufából aprózódtak ki, a mennyezetet viszont az erre települt gejzirit alkotja. A félsziget központi részén van a teljes egészében bazalttufából álló Kis-erdő-tető. Ebben egy 2,7 m-es tektonikus ereszt találni. Ennek közelében viszont tafonik láthatók. A tafonik nem teljesen tisztázott módon alakult kerekded üregek főleg a korzikai és galíciai gránitokban. Magyarországon egyetlen helyen, itt a Kis-erdő-tetőn ismerünk tafonikat. Sajnos ezek mérete nem éri el a 2 m-t, így nem minősülnek barlangoknak. A Tihanyi-félsziget északi meredek bazalttufa-letörésében mintegy ezer éve faragták a Barátlakásokat, melyeket két-három évszázadon át használt liturgikus és lakás célokra az



egyházközösség (8. kép). Ezek közül ma még öt Barátlakás látható. Az öt Barátlakástól mintegy 200 méterrel keletre további két mesterséges üreg, a Leánylakások találhatóak (ESZTERHÁS 1987a).



8. kép: A tihanyi Barátlakások Nyugati Kápolnájának előterét egy suvadás csonkította  
Pict. 8: The forefront of the West Chapel of the Monk's Flats of Tihany was excised by a slump

## Összegzés

Magyarországon jelenleg 118 db. bazaltbarlangot tartunk számon, melyeknek nagyobb hányada, 64 %-a található a Bakonyban. A bakonyi bazaltbarlangok keletkezése meglehetősen sokféle. Van néhány a kőzettel egy időben keletkezett barlang, de a többség tömegmozgásos úton alakult tektonikus, atektonikus, felszakadásos, vagy táluszbarlang, továbbá aprózódás által ke-

letkezet barlangok is vannak. A Bakony bazaltbarlangjainak kutatását nagyobb részt a Vulkánszpeleológiai Kollektíva végezte az 1980-as években. A hegység és egyben egész Magyarország legnagyobb bazaltbarlangja, a 151 m hosszú Pulai-bazaltbarlang. Külön kiemelendő még a 72 m hosszú, vízzel telt Halász Árpád-barlang és a különös vízrendszerrel bíró 56 m-es kapolcsi Pokol-lik, valamint a két kisebb jégbarlang.

## **IRODALOM**

*BERTALAN K.* (1938): A Bakony-hegység barlangjai – Turisták Lapja (50. évf.), Budapest pp. 154. 208.

*BERTALAN K.* (1958): Magyarország nem karsztos eredetű barlangjai – Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató (jan-jún.), Budapest pp. 14-16.

*BREDEZKY S.* (1804): Beytrage zur Topographische des Königreichs Ungarn – (III. kötet), Wien pp. 230

*CHOLNOKY J.* (1931): Tihany. Morfológiai megfigyelések – Matematikai és Természettudományi Értesítő (48. köt. 1. füzet), Budapest pp. 225. 227. 229-235.

*ESZTERHÁS I.* (1984): A Somlói Sziklakonya – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 33-37.

*ESZTERHÁS I.* (1985a): A Kapolcsi Pokol-lik – Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis, Zirc pp. 39-42

*ESZTERHÁS I.* (1985b): Explóziós-üreg a szigligeti Várhegyen – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 85-89.

*ESZTERHÁS I.* (1986): A Pulai-bazaltbarlang és környéke – Karszt és Barlang (I. füzet), Budapest pp. 23-32.

*ESZTERHÁS I.* (1987a): A Tihanyi-félsziget barlangkatasztere – A Bakony Tudományos Kutatásának Eredményei (XVIII. kötet), Zirc pp. 1-87

*ESZTERHÁS I.* (1987b): A Bakony bazaltbarlangjai – Föld és Ég (XXII. évf. 12. sz.), Budapest pp. 360-364.

*ESZTERHÁS I.* (1988a): A Kovácsi-hegy bazaltbarlangjai – Folia Historico-Naturalis Bakonyiensis (7. sz.), Zirc pp. 23-34.

*ESZTERHÁS I.* (1988b): A Tátika bazaltbarlangjai – Folia Historico-Naturalis Bakonyiensis (7. sz.), Zirc p 13-22.

*ESZTERHÁS I.* (1988c): A magyarországi bazaltbarlangok kutatásának eredményei – Karszt és Barlang (I. füzet), Budapest pp. 15-20.

- ESZTERHÁS I.* (1992): A Fekete-hegy bazaltdolinatavai és bazaltbarlangjai – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 89-99.
- ESZTERHÁS I.* (1994): a Pokol-lik – Lychnis, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Kapolcs pp. 28-35.
- ESZTERHÁS I.* (1997): A Ranolder-kereszt alatti barlangok – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 91-108.
- ESZTERHÁS I.* (2000): Szent György-hegyi barlangkutató – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 29-73.
- ESZTERHÁS I.* (2002): a Kemenesalja barlangjai – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 39-42
- ESZTERHÁS I.* – *GYURMAN Cs.* (1987): Tábor a Halász Árpád-barlang megismerésére – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 31-47.
- ESZTERHÁS I.* – *SZENTES Gy.* (2010): Caves Formed in the Volcanic Rocks of Hungary (Part. II.) – Proceedings of the 14th International Symposium on Volcano Speleology, Carnis–Undara pp. 188-196
- ESZTERHÁS I.* – *SZENTES Gy.* (2011): Magyarország nemkarsztos barlangjainak katasztere / A List Non-karstic Caves of Hungary – <http://geogr.elte.hu/nonkarstic>
- GYURKOVITS Gy.* (1737): Notitia geographico-historica comitates Vesprimiensis, Simeghiensis et Szalaiensis – in *BÉL M.* (1742): Notitia Hungariae novae historico-geographica – kézirat az OSzK-ban, Budapest
- HOFFER A.* (1943): Diatrémák és explóziós tufatölcsérek a Tihanyi félszigeten – Földtani Közlemények (73. köt.), Budapest pp. 151-158.
- HORVÁTH E.* (1928): Napló – kézirat a Georgikon Könyvtárban, Keszthely op.cit: pp. 176-178
- KISFALUDY S.* (1807): Tátika – Regék a magyar előidőből, Pest
- KOLLÁTH J.* (1994): A Halápi-hegy kőfejtőjének barlangja – Lychnis, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Kapolcs pp. 22-24.
- MARGITTAY R.* (1942): A Balatonvidék barlangjai – Barlangvilág (XII. évf. 3-4. füzet), Budapest pp. 76-80.
- MARKÓ L.* (1960): Beszámoló a veszprémi barlangkutató csoport 1954-59. évi munkájáról – Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató (jún.), Budapest p. 324

- OLÁH J.* (1834): Balaton melléki tudósítások barátságos levelekben – Tudományos Gyűjtemény (III. köt.), Pest pp. 61. 68. 78.
- PÁTYI L.* (1870): Kapolcs és vidéke Zala megyében – Hazánk és a külföld (VI. évf. 15. sz.), Pest p. 226.
- PÁVAI-VAJNA F.* (1911): Néhány újabb barlang ismertetése – Földtani Közlöny (41. köt. 11-12. füzet), Budapest p. 787
- PESTY F.* (1864): Magyarország helynevei (Veszprém fol. 207, Zala fol. 276) – kézirat az OSzK-ban
- SZENTES Gy.* (1971): Caves Formed in the Volcanic Rocks of Hungary – Karszt- és Barlangkutatás (VI. köt.), Budapest pp. 117-129.
- TARSOLY P.* (2012): Adatok a kemenesaljai Vas Pál lyuka nevű barlang földrajzi helyzetéhez – Karsztfejlődés XVII. tanulmánykötete, kiadta a Nyugat-magyarországi Egyetem Savaria Egyetemi Központjának Természetföldrajzi Tanszéke, Szombathely pp. 225-234.
- VITÁLIS I.* (1909): A Balatonvidéki bazaltok – A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei (II. köt.), Budapest pp. 1-176.
- ZEILLER, M.*(1646): Descriptio Hungarie oder Beschreibung des Königreichs Ungarn - Ulm

## FÜGGELÉK

A Bakony bazaltbarlangjai

(\* = Csillaggal a bazalttufa üregek vannak jelölve)

## APPENDIX

List of the basalt caves of the Bakony Mountain

(\* = With a star the basalt tuff cavities are marked)

Sor-sz.	A barlang neve	Helye	Mérete hossz/függőleges kiterjedés
1.	Araszoló-barlang	Raposka	26/-10 m
2.	Ágó-fennsíki-barlang	Hegyesd	5,5/-3,5 m
3.	Badacsonyi 1. sz. barlang	Badacsonytomaj	azonosítatlan
4.	Badacsonyi 2. sz. barlang	Badacsonytomaj	azonosítatlan
5.	Badacsonyi 3. sz. barlang	Badacsonytomaj	azonosítatlan
6.	Badacsonyi 4. sz. barlang	Badacsonytomaj	azonosítatlan
7.	Badacsonytomaji bazaltbánya bg.ja	Badacsonytomaj	3/+1,5 m
8.	Bazaltutcai-kőfülke	Nagygörbő	7,3/+2 m
9.	Bél-féle Sárkány-barlang	Tapolca	azonosítatlan
10.	Borostyán-barlang	Badacsonytomaj	6,5/+3,5 m
11.	Cirmos-barlang	Badacsonytomaj	azonosítatlan
12.*	Csímár-barlang	Tihany	lefejtették
13.	Csobánci-hasadékbarlang	Gyulakeszi	4,7/+1,6 m
14.	Diósi Seres-barlang	Tihany	lefejtették
15.	Fekete-oszlopos-barlang	Zalaszántó	4,3/+2,8 m
16.*	Gödrösi Explóziós-barlang	Tihany	15,8/-6,5 m
17.	Görbői-hasadékbarlang	Nagygörbő	5/+4,5 m
18.	Gyöngy-tavi-álbarlang	Köveskál	4/+1 m
19.	Gyöngy-tavi-barlang	Köveskál	2,6/+1,5 m
20.	Halápi bánya ürege	Zalahaláp	azonosítatlan
21.	Halápi-bazaltlyuk	Zalahaláp	Kb. -30 m
22.	Halász Árpád-barlang	Nagyvázsony	72/-6 m
23.	Hedera-akna	Badacsonytomaj	2/-2 m
24.	Hedera-barlang	Badacsonytomaj	5,9/+2 m
25.	Kecske-hegyi-sziklaüreg	Kapolcs	betömve
26.	Keskeny-orgonaköz	Kisapáti	3/+3,5 m
27.	Kéményes-barlang	Nagygörbő	3/+1 m
28.	Kétlyukú-barlang	Nagygörbő	4,5/-1 m
29.	Kilátó-alatti-orgonaköz	Tapolca	5,1/+6,6 m
30.	Király-kő barlangja	Kapolcs	3,5/+4,5 m
31.	Kisapáti-kőfülke	Kisapáti	2/+2,5 m
32.*	Kis-erdő-tetői-eresz	Tihany	2,7/+2,5 m
33.	Kis Sárkány-jégbarlang	Tapolca	6,7/-1,3 m
34.*	Kiss-barlang	Tihany	lefejtették
35.	Kotorék-lyuk	Badacsonytomaj	6,1/+1 m
36.	Kovácsi-hegy bányájának hasadékbg-ja	Nagygörbő	lefejtették
37.	Kőajtós-barlang	Nagygörbő	6,5/-1 m
38.	Kőkamra	Nagygörbő	12/+4 m

39.	Kőudvar alsó barlangja	Zalaszántó	5,1/+1 m
40.	Kőudvar felső barlangja	Zalaszántó	4/+1 m
41.	L-alakú-orgonaköz	Kisapáti	2,4/+3,4 m
42.	Lepkés-barlang	Nagygörbő	5,1/+2,5 m
43.	Lépcső-melletti-orgonaköz	Tapolca	2,3/+6,6 m
44.	Lyukas-oldaú-barlang	Nagygörbő	5,5/+1 m
45.	Mágneses-barlang	Zalaszántó	3/+1,5 m
46.	Meleg-fülke	Raposka	2/+1,5 m
47.	Nagy Sárkány-jégbarlang	Tapolca	32/-10 m
48.	Négyzög-akna	Nagyvázsony	2,6/-3,5 m
49.*	Nyereg-hegyi-eresz	Tihany	22x3/+3,6 m
50.*	Óvári-barlang	Tihany	2,5/+1,5 m
51.	Ölelő-orgonaköz	Kisapáti	3,1/+2,5 m
52.	Ördög-lik	Hegyisd	azonosítatlan
53.*	Pet-hegyi-barlang	Vásárosmiske	6,5/+0,5 m
54.	Pokol-lik	Kapolcs	56,8/+5 m
55.	Pulai-bazaltbarlang	Pula	151/-22 m
56.*	Pulai-bazalttufabarlang	Pula	10/+2 m
57.	Ranolder-barlang	Badacsonytomaj	3,1/+3 m
58.	Remete-barlang	Zalaszántó	39,2/±20m m
59.	Rodostói-barlang	Badacsonytördemic	4/+1 m
60.	Szádok-barlang	Nagygörbő	5,2/+1 m
61.	Szigligeti-várhegy Explóziós ürege	Szigliget	2/+0,6 m
62.	Szigligeti-várhegy elpusztult Expl. ürege	Szigliget	lebontva
63.	Sziklakonya	Solóvásárhely	8,2/+4,5 m
64.	Tátikai-hasadékbarlang	Zalaszántó	2,5/+3,5 m
65.	Ternye-barlang	Badacsonytomaj	14,4/+5,5 m
66.	Vadlány-lik	Nagygörbő	24/-4,2 m
67.	Vaskapui-bazaltbarlang	Zalaszántó	2,8/+1 m
68.	Vas Pál lyuka	Celldömölk	lefejtve

Mesterséges üregek a Bakony bazaltjaiban  
= Csillaggal a bazalttufa üregek vannak jelölve)

Artificial cavities in the basalt of the Bakony Mountain (\*  
(\* = With a star the basalt tuff cavities are marked)

Sorszám	Az üreg neve	Helye	Mérete hossz/függőleges kiterjedés
69*.	1-es Barátlakás (Lakócella)	Tihany	3x4/+2 m
70*	2-es Barátlakás (Keleti Kápolna)	Tihany	4x4/+3 m
71*	3-as Barátlakás (Priori Rezidencia)	Tihany	8x5/+2 m
72*	4-es Barátlakás (Refektórium)	Tihany	10x4/+5 m
73*	5-ös Barátlakás (Nyugati Kápolna)	Tihany	8x9/+2 m
74*	1-es Leánylakás (1-es Keszi-barlang)	Tihany	4x3/+2 m
75*	2-es Leánylakás (2-es Keszi-barlang)	Tihany	3x5/+2 m
78.	Robbantó-menedék	Celldömölk	3x5/+1,5 m