

MAUCHA LÁSZLÓ (1934–2010)

DÉNES GYÖRGY

Budapest, Borbély u. 5. 1132



Súlyos veszteség érte a magyar karsztkutatást. 2010. október 28-án, 76 éves korában váratlanul elhunyt Maucha László geológus, karszthidrológus.

Már középiskolás korában lelkesen túrázott barátaival a Pilis, meg a Budai-hegység barlangjaiban. Miután a Műszaki Egyetemen mérnök-hallgató lett, ott az Ásvány- és Földtani Tanszék vezetője, Papp Ferenc professzor még jobban fölkellette többük érdeklődését a karsztok és

barlangok iránt, így 1954 tavaszán megalakították a Műegyetemi Barlangkutató Csoportot. Már az év augusztus elején megpróbálták bejutni Tersztenyén a nagy karsztforrás barlangjába. Miután ez nem járt sikerrel, a csoportból heten, köztük Maucha Laci is, a Kis-Tohonya-forrás fölötti árvízi kitörési helyen kísérelték meg a bontást, és ott sikerült is bejutniuk a barlangba, melyet Vass Imréről neveztek el.

Papp Ferenc professzor örömmel látta tanítványai lelkesedését, és hogy azt a tudományos kutatás irányába terelje, elhatározta, hogy az általuk feltárt Vass Imre barlang közelében, a tanszék égisze alatt, kutató állomást létesít. Tervét sikerült is megvalósítania, 1957-ben már állt a Jósmafői Kutatóállomás, amelynek rövidesen Maucha László lett egy évtizedre a vezetője. Ő maga köré gyűjtötte a csoport tudományos kutatásokért lelkesedő tagjait, és velük összefogva az állomást magas színvonalú kutatóhellyé fejlesztette, ahol önkéntes munkatársainak többirányú kutatómunkáját koordinálva, az évek során fontos tudományos eredmények születtek.

Nagy gondot fordított a fiatal kutatók oktatására, nevelésére, és nemcsak a Műegyetemi Barlangkutató Csoportban, amelynek ő lett a motorja és összetartója, de pl. a geológiai technikumnak a kutatóállomáson szakmai gyakorlaton lévő fiatal növendékei közül is többen az ő irányítása mellett ismerték meg a kutatómunka örömeit, és lettek utóbb maguk is kiemelkedő kutatók.

Maucha László útja a Jósmafői Kutatóállomásról a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetbe (VITUKI) vezetett, amelynek tudományos munkatársa, utóbb főmunkatársa lett, ahol nyugdíjba vonulásáig folytatta az Aggteleki-karsztvidék vízháztartásának kutatását. Számos karsztforrásnak három évtizedes hidrológiai adatsorát rögzítette, mérte a vízhozamokat, karsztvízszintet, kémiai összetételt, párhuzamosan a meteorológiai adatokat, a csapadékot, beleértve a hóvastagságot és annak vízgyenértékét, a léghőmérsékletet, légnyomást meg párolgási adatokat és még számos egyéb, a karsztvízháztartással összefüggő, azt befolyásoló adatot. Vizsgálta mindezeknek egymásra hatását és mindezt a földtani viszonyok függvényében. A nagyszámú adatok összefüggéseinek vizsgálata alapján számos, addig ismeretlen jelenség kutatását is megalapozták, mint pl. a Föld szilárd kérgének árapály-mozgását.

Fáradhatatlan kutatása számos új felismeréshez vezetett, amelyekről sorra jelentek meg értékes publikációi, beszámolt róluk nemzetközi kongresszusokon, hazai és külföldi tudományos fórumokon, így több

alkalommal a szombathelyi Karsztfejlődés konferenciákon is. Az 1989-ben Budapesten megrendezett 10. Nemzetközi Szpeleológiai Kongresszuson két figyelmet keltő előadást is tartott a klimatikus viszonyok és a beszivárgás közti összefüggés kérdéskörében. 1998-ban a VITUKI kiadásában „*Az Aggteleki hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958–1993*” címen több mint négyszáz oldalas kötetben jelentek meg sokoldalú mérési adatsorai és az azokból levont tudományos megállapításai.

A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatnak alapító tagja volt, hosszú időn át választmányi tag és szakbizottság-vezető. Értékes munkát végzett a Társulat kiadványainak szerkesztőjeként is. Hosszú időn át volt tagja az elnökségnek, majd társelnökké választották. Társulati munkásságáért 1975-ben elnyerte a Herman Ottó-érmet, tudományos munkásságának eredményeiért pedig 1994-ben Kadić Ottokár-éremmel tüntették ki. 1998-ban a közgyűlés a Társulat tiszteleti tagjává választotta.

Maucha László munkájában pontos, alapos és megbízható volt, ugyanakkor lelke és motorja a Műegyetemi, utóbb Papp Ferenc Barlangkutató Csoportnak. Munkájával és szorgalmával mindenütt megbecsülést szerzett, közvetlen és derűs egyéniségéért pedig megkedvelték mindazok, akik megismerték Őt. Én magam is megtanultam a VITUKI-ban megbecsülni munkáját és tudományos eredményeit, szerénységéért, segítőkészségéért, igaz emberségéért pedig őszintén a szívembe zártam.

Sokunknak szívében, lelkében tovább élsz Laci, és példáddal neveled tovább a következő nemzedéket is, szorgalmas kutatómunkára és igaz emberségre.

A BÜKK KÖRNYÉKI TERMÁLKARSZT LEHATÁROLÁSÁNAK TUDOMÁNYTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE 1907-TŐL NAPJAINKIG

LÉNÁRT LÁSZLÓ

Miskolci Egyetem, hgll@uni-miskolc.hu

Abstract: The drilling of the first well in Northern Hungary yielding thermal karst water took place in Eger in 1870. It was followed by two other drillings in 1872 and 1926. Marked on a 1908 map of Miskolctapolca (called Görömbölytapolca in those days) is an Artesian well which, based on its location and on a map drawn approximately in 1913, yielded thermal karst water. (This well does not exist anymore.) The very first writing discussing hydrogeological topic regarding the pilot area was written by Károly Papp (of Görömbölytapolca) in 1907. He also created a drawing showing the theory of the origins and formation of thermal karst water. It actually presents the currently accepted theory only in its embryonic form. Károly Papp's theory was further developed by many researchers (for example Schréter, Seemayer, Pávai Vajna) in the period between the two World Wars. Some of them also came up with different thermal karst water origin theory. Research and exploration regarding thermal karst water have been conducted between 1926 and 1939 (Eger, Bükkszék, Mezökövesd), and between 1953 and 1961 (Miskolc, Sárospatak, Bogács, Egerszalók, Sajóhidvég). More and more researchers (Szlabóczky, Aujeszky, Scheuer, Sárváry, Maucha, Izápy, Juhász, Böcker) have focused on the thermal karst of Bükk and its hydrogeological situation in the 1970's. The data regarding the Bükk thermal karst was accumulating in their wake. In 1983, Böcker defined the thermal karst delineation area of Miskolc, and the delineation took place in 1987, as the very first one in Hungary. The thermal karst of the Bükk presently is explored via 50 drillings and further drillings (wells) are planned. The main research area nowadays is the creation of new water yielding wells in parallel with completely exploring and understanding the tight relationship system of the cold and thermal karst waters in the Bükk.

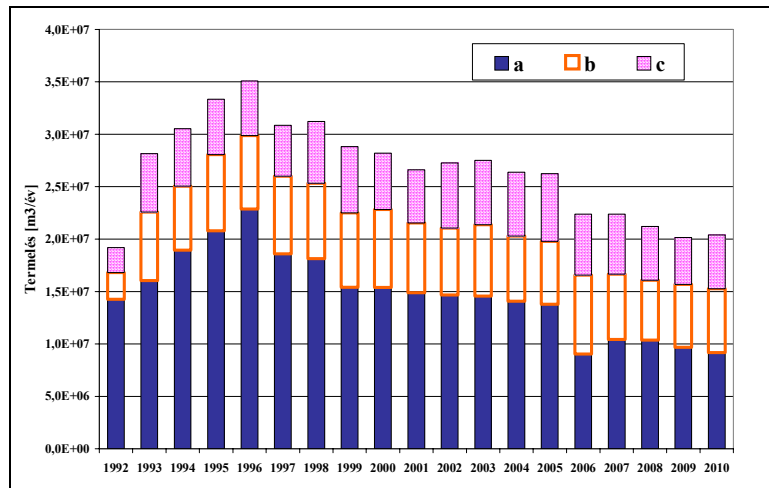
Mottó

A múlt ismerete nélkül a mában nem lehet reális jövőt tervezni!

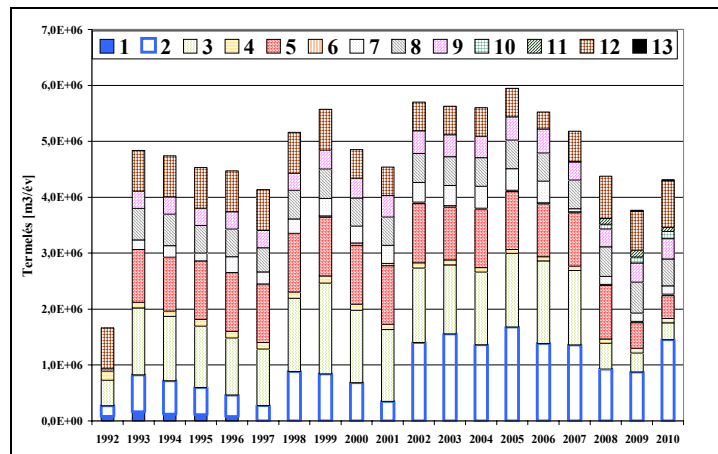
Bevezető

A Bükk-térség hazánk egyik legnagyobb karsztvízkitermelő és felhasználó területe. Az 1990-es, víztermelést és vízfelhasználást is erősen befolyásoló társadalmi hatásokot követően az általános visszaesés után 1996-ban történt a legjelentősebb vízkivétel, majd azóta folyamatos a visszaesés (1. ábra). A csökkenés alapvetően a hideg karsztvíz (ivóvíz, kommunális víz) takarékosabb felhasználása miatt következett be. A meleg karsztvíz termelése ingadozott a jelzett időszakban, a maximumát 2005-ben érte el (a miskolctapolcai Barlangfürdő bővítésének befejezésekor), de takarékosági megfontolásból azóta folyamatosan csökkent a vízkivétel 2009-ig. 2010-ben ismét emelkedésbe váltott az egerszalók-demjéni vízkivétel növekedése miatt, ami várhatóan jelentősen emelkedni fog a következőkben. A területen található kutak termelésének részletesebb megoszlását a 2. ábrán mutatjuk be. Látha-

tó, hogy a termálkarsztvíz felhasználás egyre jelentősebb lesz arányaiban a karsztvíz termelésében, ezért a megismerése, lehatárolása és védelme egyre fontosabbá válik. (Jelen anyagunk ennek a folyamatnak kívánja néhány főbb állomását bemutatni.)



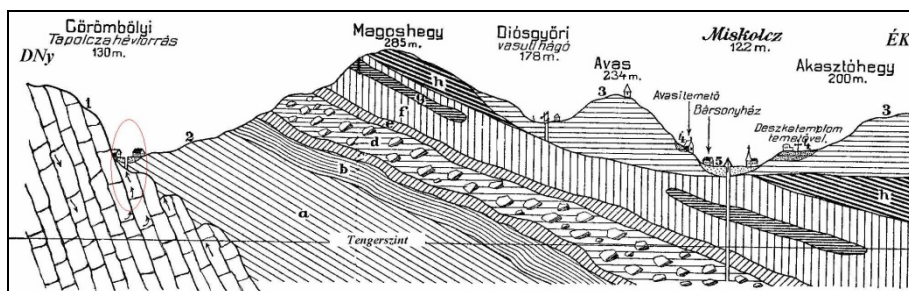
1. ábra. A Bükk-térségi karsztvíztermelés hőmérséklet szerinti megoszlása (LÉNÁRT 2011)
 Jelmagyarázat: a. hideg, b. langyos, c. meleg és forró
 Fig. 1.: The karst water exploitation of Bükk by temperature (LÉNÁRT 2011)
 Legend: a. cold, b. warm tepid, c. warm and hot



2. ábra. A Bükk-térségi termálkarsztvíz termelés helységekenkénti megoszlása (LÉNÁRT 2011)
 Jelmagyarázat: 1. Miskolc, Szabadság téri kút, 2. Miskolc, Termál-forrás, 3. Miskolc, Selyemréti kutak, 4. Miskolc, Kertészeti kút, 5. Andornaktálya, AT-8, AT-10 kutak, 6. Miskolc, Egyetemi kút, 7. Miskolc, Húsipari kút, 8. Mezőkövesd, Zsóry kutak, 9. Bogács, fürdő kutak, 10. Demjén, K-10 kút, 11. Demjén, K-11 kút, 12. Egerszalók, De-42, De-42/a kutak, 13. Köröm, S3 kút
 Fig. 2.: The karst water exploitation of Bükk by location (Lénárt 2011)
 Legend: 1-13: wells

A Bükk-térségi termálkarsztvíz létrejöttének kutatástörténete

Észak-Magyarországról a legelső lényegében hidrogeológiai tekintetű leírást 1907-ben készítette PAPP Károly (Görömbölytapolcáról), aki a termálkarsztvíz ma használatos keletkezését vázolta föl. A 3. ábra szerint a nyíltkarsztból érkező hidegkarsztvíz a törmelékes összlet alatt felmelegszik, ill. a peremi törésrendszeren keresztül a felszínre emelkedik a források, ill. az akkor még meglévő kúton keresztül. (A helyszínrajzán jól elkülöníthetők a hideg és meleg források, de mi a jelen dolgozatban csak a hozzátartozó vízföldtani szelvényt közöljük). A mai értelmezés szerint a hidegkarsztvíz útja „túl rövid”, ennyi idő alatt nincs lehetősége felmelegedni. Ezt a kérdést a későbbi szerzők már megpróbálják kezelni.

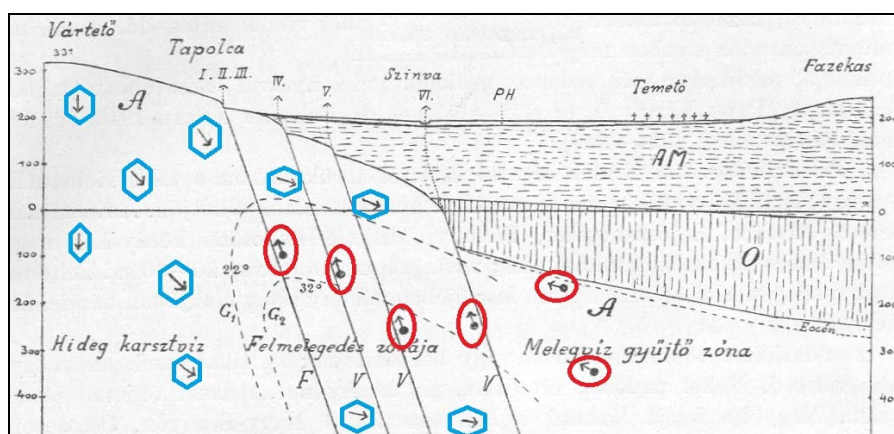


3. ábra. A görömbölytapolcai (ma miskolctapolcai) termálkarsztvíz keletkezési vázlata (PAPP 1907)

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. törmelékes üledék

Fig. 3: A draft of the origins of thermal karst water in Görömbölytapolca (today: Miskolctapolca) (PAPP 1907)

Legend: 1. limestone, 2. cover detrital sediments

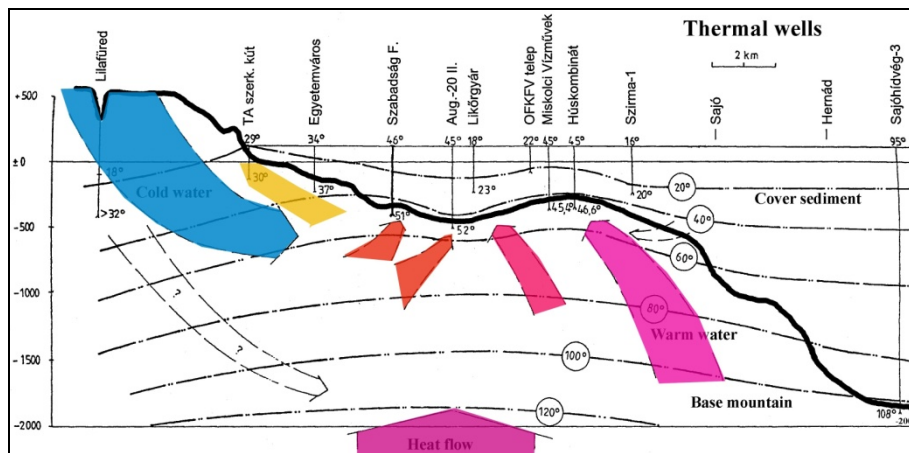


4. ábra. A diósgyőrtapolcai termálkarsztvíz keletkezési vázlata (SEEMAYER 1926)

Jelmagyarázat: hatszög: leszivárgó hideg karsztvíz; ellipszis: felemelkedő langyos karsztvíz

Fig. 4.: The draft of the origins of thermal karst water in Diósgyőrtapolca (SEEMAYER 1926)

Legend: arrow in hexagon: infiltrating cold karst water; arrow in ellipse: rising warm tepid karst water

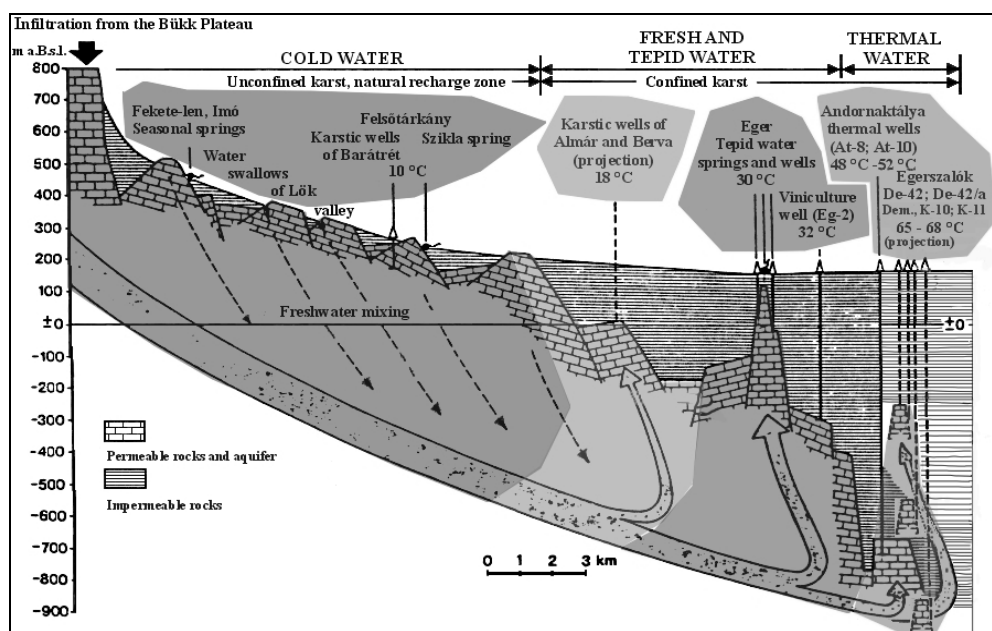


5. ábra Miskolc környékének termohidraulikai vázlatja (SZLABÓCZKY 1974 után LÉNÁRT 2005)
 Fig. 5.: Thermohydraulic outline of the surrounding of Miskolc (based on SZLABÓCZKY 1974, by LÉNÁRT 2005)

PAPP elméletét SEEMAYER [lásd HALMAY – LESZIH 1929 anyagában] Diósgyőrtapolca környezetére is alkalmazta. Ő is alapvetően a leszi-várgó hideg karsztvízből indult ki, mely a lefelé tartó útja során találkozott a melegvíz gyűjtő zónában felmelegedett, felemelkedő vízzel a felmelegedés zónájában (4. ábra). Az ábrából az is valószínűnek tűnik, hogy a jelentősebb mélységbe lekerülő hideg karsztvíz melegszik fel a törmelékes összlet alatt, ill. a törmelékes összletnek nincs érdemi szerepe a vízvezetésben, csak hőszigetelő réteggént jelenik meg. (A szerző viszont nem jelöli meg, hogy a melegvízgyűjtő zónában mi a tényleges „kályha”.) Miskolc környékén viszont egyértelműen az első olyan ábrázolás, amelyben a termálkarsztvíz származási helye a termálkarszttal határos hidegvízű nyíltkarszt.

1927-29 között PÁVAI VAJNA a Bükkben, Lillafüreden 734 m mély fúrást készített, mely célját – termálkarsztvíz feltárását – el nem érve fejeződött be. A talphőmérsékletet 28-32 °C-nak adta meg, a feltárt víz nem emelkedett a felszínre. (A tervező Budapest esetében a termálkarsztvíz kutató fúrásokat a Budai-hegységtől távolodva látta indokoltnak, itt ennek ellenére magában a hegységben fűrt, egy feltételezett termális vonalat keresve – sikertelenül.) A nagy vastagságú mészkövet feltáró fúrás készítése során valószínűleg a hideg karsztvizet tárta fel és mivel a fúrás a hegység belsejében készült, nem volt lehetősége az adott mélységben elérni a földi hőáram által felfűtött, de a hideg karsztvíz által az adott helyen a tervezettnél sokkal mélyebbre kényszerített termálvizes zónát. (Ha elérte volna, akkor jó vízföldtani kapcsolat esetén a termelés igen erőteljesen csökkenthette volna a hideg karsztvíz szintjét.)

PAPP, ill. méginkább SEEMAYER elképzelését SZLABÓCZKY (5. ábra) és az AUJESZKY-SCHEUER szerzőpáros (lásd: IZÁPY- MAUCHA 1992, 6. ábra) is továbbfejlesztette 1974-ben. (Előző esetben ez a K-i, az utóbbi pedig a DNy-i Bükkre vonatkozóan lett kidolgozva.) Az alap mindkét elképzelésben ugyanaz: a leszivárgó hideg karsztvíz nagy mélységbe lejutva felmelegszik (SZLABÓCZKY szerint a földi hőáram hatására a törmelekes üledékekkel fedett, nyomás alatti termálkarsztos területen). A termálkarsztvíz a hegységperemi törések mentén a langyos termálkarsztvíz forrásként emelkedik a felszínre, ill. a hegységperemtől egyre távolodva a karsztosodott, nagy mélységben lévő karsztkőzetből fúrásokkal lehet feltárni, egyre magasabb hőfokon.



6. ábra Eger környékének termohidraulikai vázlat (IZÁPY – SÁRVÁRI, 1992, AUJESZKY 1974 után; kiegészítve LÉNÁRT 2008)

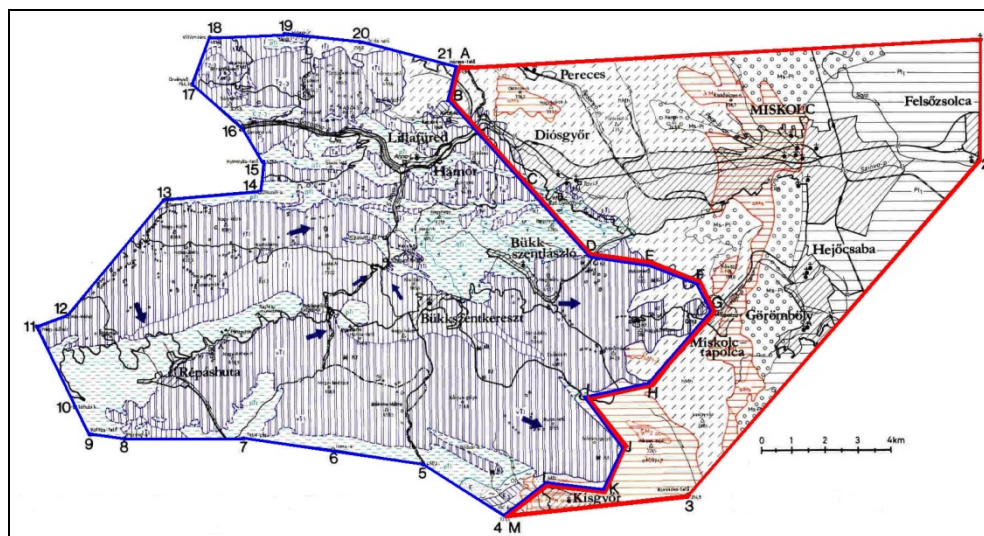
Fig. 6.: Thermohydraulic outline of the surrounding of Eger (based on IZÁPY – SÁRVÁRI, 1992; AUJESZKY 1974; complemented by LÉNÁRT 2008)

Hideg és meleg kapcsolódó karsztvíz-védőidomok

A miskolci termálkutak és a tapolcai Termál-forrás kapcsolatát már az 1960-as évek közepén kimutatták Kessler és munkatársai vizsgálatai alapján (KESSLER 1964). Azóta egyre gyűlnek az egymásra hatást bizonyító adatok (köztük saját, több, mint 2 évtizedes mérési eredményeink), bár van ellenvélemény is. (A döntési helyzetekben az utóbbiakat szokták komolyab-

ban venni, de remélhetőleg ez a felfogás a további újabb kutatások és a termálkarsztvíz tervezett miskolci további felhasználásának védelmében és biztonságának érdekében meg fog változni.)

Miskolc város vízműforrásainak (és termálkarsztkútjainak) védőidomát BÖCKER és kollégái határozták meg két fázisban. Az 1978-ban kijelölt védőidom a mainál kisebb volt, hiszen a Kisfennsík területét még nem tartalmazta, de a mai védőidomra vonatkozóan a további évek szakmai tevékenységét is meghatározta (BÖCKER–DÉNES 1979). Az új, ma is hatályos védőidomot 1987-ben határozta meg a vízügyi hatóság. Az igen sok újszerű elemet is tartalmazó munka szakmai eredményeit 1983-ban atlasz formában is kiadták (BÖCKER–VECSERNYÉS 1983). Ebben az egymáshoz kapcsolódó hideg és meleg (= termál), más kifejezéssel nyílt és fedett karsztra meghatározott védőidom volt a szakmai végeredmény (7. ábra). Ez az elképzelés volt az alapja a 2010-ben kezdett diagnosztikai vizsgálatok keretében elvégzett egymásra hatási kutatásoknak is, melynek kiértékelése most folyik.



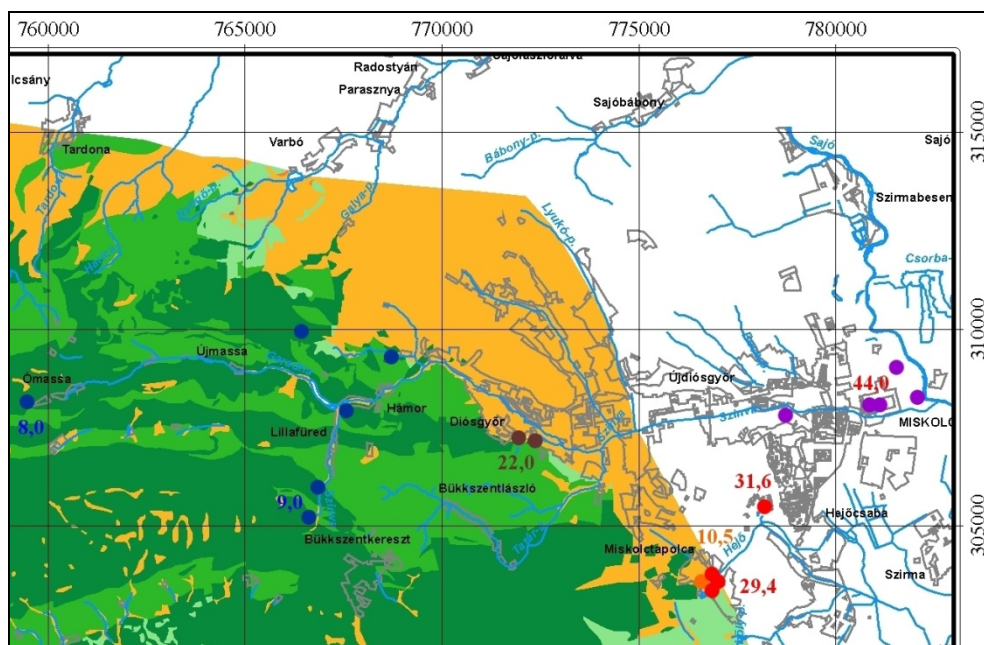
7. ábra. A hideg (nyílt 4M-11-18-21A) és a meleg (fedett, zárt, termál 1-4M-21A) karszt kapcsolódása a Bükk térségében (BÖCKER – VECSERNYÉS 1983)

Fig. 7.: The connection of cold (open 4M-11-18-21A) and warm (closed, covered, thermal 1-4M-21A) karst in Bükk region (BÖCKER – VECSERNYÉS 1983)

A hideg és meleg karszt kapcsolódására vonatkozó újabb kutatások

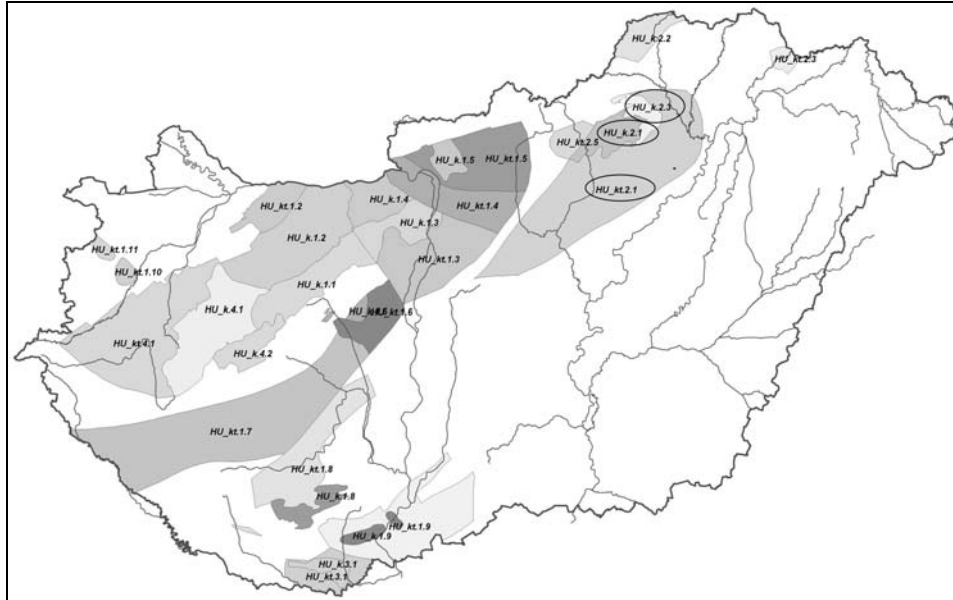
Elképzelésünk szerint a Bükk-térségben a hideg és a meleg (termál) karsztvizes zónák szorosan egymáshoz kapcsolódnak, de köztük egy keskenyebb langyos karsztvizes zóna húzódik. (A 30 °C-os termálvizes határt csak technikai határként tudjuk elfogadni.) A 8. ábrán Miskolc térségében feltüntetünk néhány nagy, hidegvízű forrást (10 °C alatti hőmérséklettel), valamint a meleg vizű forrásokat (25-37 °C) és a forró vizű (37 °C feletti) kutakat. (A feldolgozás a SMARAGD-GSH 2004. évi térképén történt.) A 10-25 °C között több vízműforrás is található, köztük a határhelyzetben lévő, 10,5 °C hőmérsékletű miskolctapolcai Hidegvízmű forrása. A zonalitás kitűnően látszik, de a határok meghúzása meglehetősen nehéz.

A magyarországi karsztos víztestek 2005-ben lettek kijelölve, amelyeket a 2009-ben szerkesztett 9. ábrán mutatjuk be, LIEBE munkája nyomán. Fontosságát indokolja a területi elterjedésük nagysága, hiszen Magyarország területének 9,9 %-a hideg karsztvizet adó nyíltkarszt, meleg és forró karsztvizet adó termálkarsztjainak aránya pedig az ország területének 24 %-a.



8. ábra. A hidegkarsztvíz zóna és a termálkarsztvíz zóna kapcsolódása Miskolc környékén (Smaragd-GSH Kft alaptérképen LÉNÁRT 2008)

Fig. 8.: The connection of cold karst water zone and thermal karst water zone in the Miskolc region (LÉNÁRT 2008; map: Smaragd-GSH Kft.)



9. ábra. Magyarország karsztos víztestjei (LIEBE 2009)

Jelmagyarázat: k: hidegkarszt; kt: termálkarszt; k.2.3=Bükk keleti karszt; k.2.1=Bükk nyugati karszt; kt.2.1=bükk termálkarszt; kt.2.5=Reck-Bükkszék termálkarszt

Fig. 9.: The karstic water bodies of Hungary (LIEBE 2009)

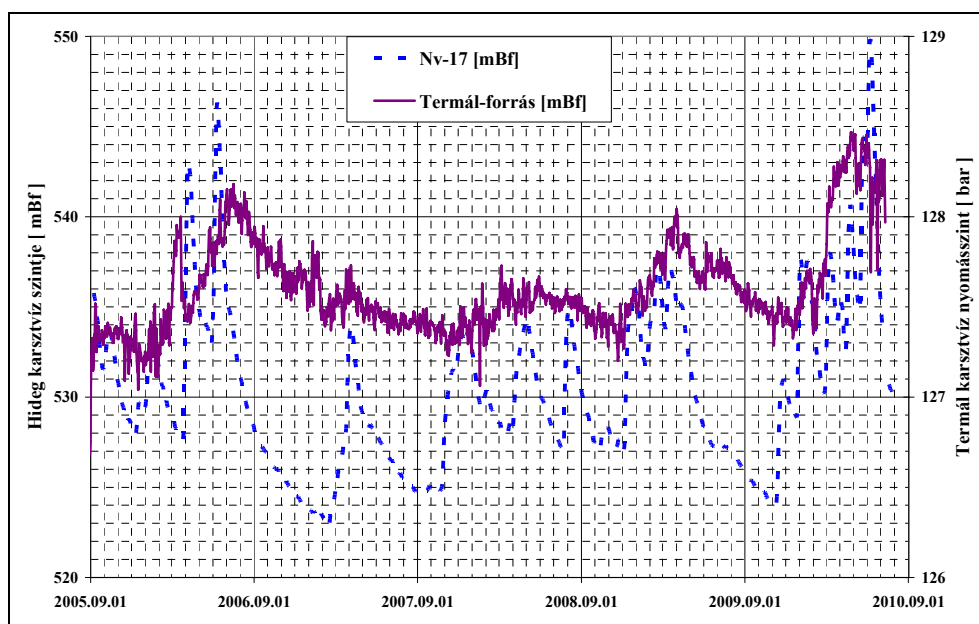
Legend: k: cold karst; kt: thermal karst; k.2.3=Bükk eastern karst; k.2.1=Bükk western karst; kt.2.1=bükk thermal karst; kt.2.5=Reck-Bükkszék thermal karst

A hidegkarsztos víztestek száma 14, ahol a Bükk nyíltkarsztja a maga összesen 823 km²-ével – szakmailag nem teljesen érthető okokból – két részre osztva szerepel. Teljes területét figyelembe véve Magyarország közepes területű nyíltkarsztjai közé sorolható, nála csak a dunántúli – szintén szétdarabolt – a nagyobb.

A 15 meleg (termál) karsztos víztestek közül a bükk a 2. legnagyobb 4286 km²-rel. (Jelen cikk ennek a Bükkhöz legszorosabban kapcsolódó K-i, D-i és DNy-i részével foglalkozik, kihagyva a Mátra és Cserhát előtereiben található területet.) (LÉNÁRT 2004, 2006, 2008, 2010, 2011a,b,c)

A 10. és 11. ábrákon a hidegkarsztvíz és a melegkarsztvíz napi szintjének (nyomásszintjének) a változását tüntettük fel. Az első esetben a Bükk peremén, Miskolctapolcán fakadó, a Barlangfürdő vízellátását adó Termálforrás vízszintjeit vetettük össze a legjobb hidegkarsztvízes adatokat adó, nagymezői Nv-17 karsztvízfigyelő kút adataival. (A kút egyébként Miskolc közigazgatási területén van, tévedésből került Nagyvisnyó területére, de nem akarták megváltoztatni a nevét.) A másodikon két nyomás alatti termálkarsztvízkút nyomásadatait vetettük össze az előző hidegvizes figyelőkút

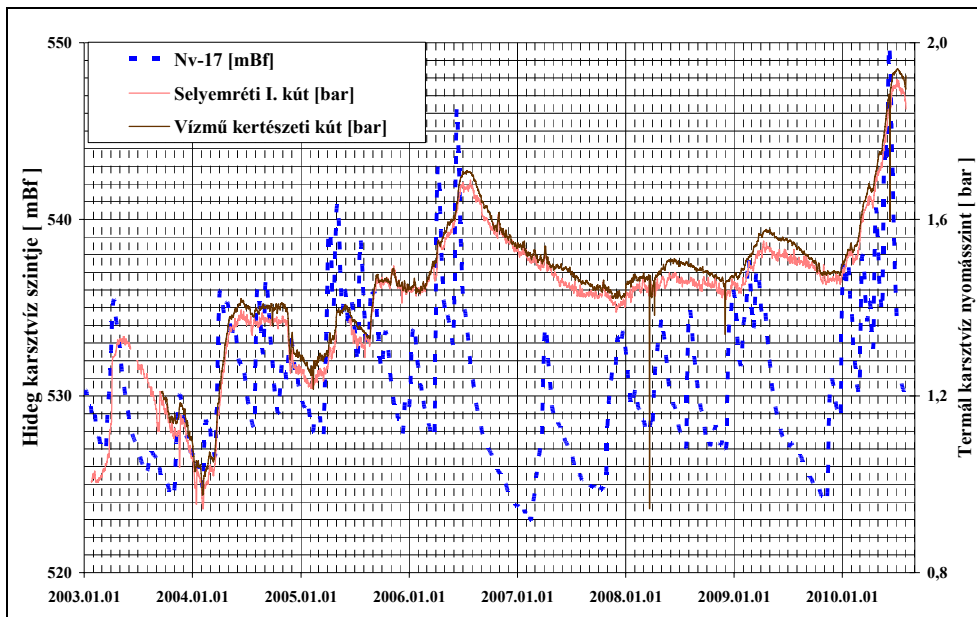
adataival. Jól látható mindkettőn, hogy a jelentős hidegkarsztvízes vízszint-emelkedéseket a termálkarsztvíz vízszintjei, ill. nyomásszintjei jól követik, de a termálkarsztvízek változása lényegesen kiegyenlítősebb. (A K-Ny-i csapásirányú, ún. anizuszi mészkőszárvra közel merőleges irányban a Nv-17 – Egerszalók-Demjén-i kutak kapcsolata a távolság és a földtani viszonyok miatt már nem ennyire szoros, bár eléggé egyértelmű.)



10. ábra. A hideg karsztvíz (Nv-17, szaggatott vonal) és a meleg karsztvíz (Miskolctapolca, Termál-forrás, folyamatos vonal) kapcsolata (LÉNÁRT 2011)

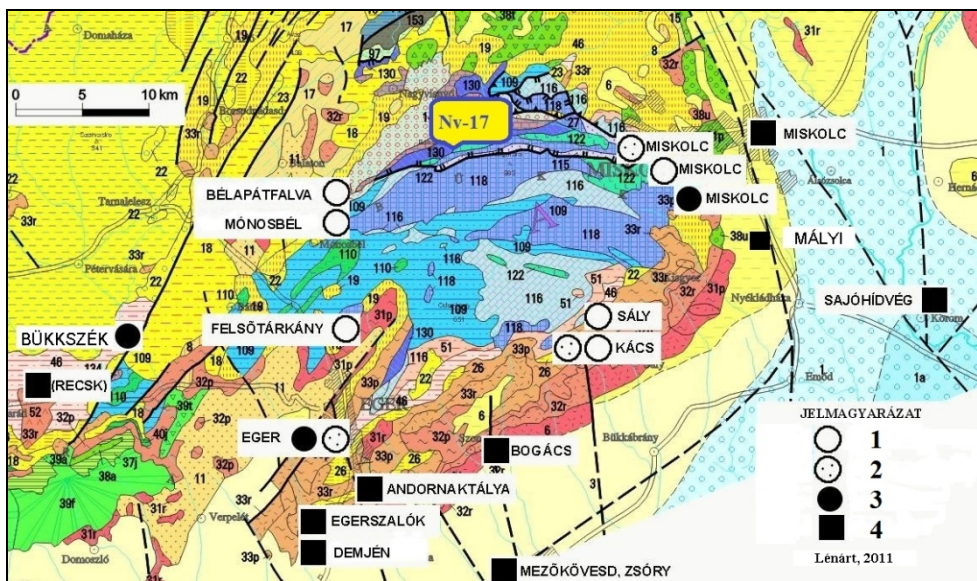
Fig. 10.: Relationship of cold karst water (Nv-17, broken line) and warm karst water (Miskolctapolca, Termál-spring, continuous line) (LÉNÁRT 2011)

A hideg-langyos-meleg karszt zonalitásának további bizonyítékait a 12. ábrán mutatjuk be. Ezen feltüntettük a Ny-i irányban kapcsolódó Reस्क-Bükkszéki termálkarszt két jellegzetes termálkarsztvízes előfordulási helyét (Reस्क és Bükkszék) is, valamint a térség legmélyebb, Mályiban 2010-ben mélyült, 2311 m mély fúrásának a helyét. Az előbbieket a Ny-felé történő kapcsolódáshoz adhatnak kutatási adatokat, az utóbbi a K-i irányban elnyúló termálkarszt földtani-vízföldtani viszonyait segíthet megismerni. (A mályi fúrásról részletes vizsgálati eredmények még nem állnak rendelkezésünkre.)



11. ábra. A hideg karsztvíz (Nv-17, szaggatott vonal) és a meleg karsztvíz (Miskolc, termálkutak, folyamatos vonal) kapcsolata (LÉNÁRT 2011)

Fig. 11.: Relationship of cold karst water (Nv-17, broken line) and warm karst water (Miskolc, thermal wells, continuous line) (LÉNÁRT 2011)



12. ábra. A Bükk-térség termálkarsztos vázlatja (LÉNÁRT 2011c)

Jelmagyarázat: Nv-17: Bükk, Nagy-fennsík, hideg karsztvíz mértékadó szint mérési helye, 1. hideg-langyos karsztvíz, 10-16 °C, 2. meleg-langyos karsztvíz, 16-25 °C, 3. meleg karsztvíz, 25-37 °C, 4. forró karsztvíz 37 °C felett.

Fig. 12.: The thermal karst draft of the Bükk region (LÉNÁRT 2011c)

Legend: Nv-17: Bükk, Nagy-fennsík, standard level measurement site of cold karst water, 1. cold tepid karst water, 10-16 °C, 2. warm tepid karst water, 16-25 °C, 3. warm karst water, 25-37 °C, 4. hot karst water, above 37 °C

Eredmények

A mai értelemben vett bükki termálkarszt meghatározásának kutatásai több, mint 100 évvel ezelőtt, Papp Károly 1907-es kutatásaival indultak meg, bár elég hosszú időn keresztül még nem szerepelt maga a termálkarszt kifejezés.

A hideg és meleg (=termál) karszt kapcsolatát elég hamar felismerték, de az együttes, védőidomban megfogalmazott védelem kimondására csak 1987-ben, Böcker Tivadar munkássága nyomán került sor.

Az egymással való szoros vízföldtani kapcsolatot bizonyító, a miskolctapolcai vízmű 1989-es bővítéséhez kapcsolódó kutatások hosszú éveig folytak. Ehhez kapcsolódóan a Miskolci Egyetemen 1992 óta működő Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) is egyre több adatot biztosít az összefüggés bizonyításához, valamint a jelenleg folyó diagnosztikai vizsgálatok is a hideg és meleg karszt egységéből indultak ki.

Köszönetnyilvánítás (acknowledgements)

A tanulmány/kutató munka a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

BÖCKER T.–DÉNES GY. (1979): Hidrogeológiai vizsgálatok a Keleti-Bükkben, és az ott foglalt források védőidomának meghatározása - VITUKI Közlemények, 23, p. 208-227, Budapest.

BÖCKER T.–VECSERNYÉS GY. (1983): Miskolc város vízellátására foglalt karsztforrások védőidomának víz- és környezetvédelmi atlasza - Hungalu, Budapest.

HALMAY B.–LESZIH A. (szerk.) (1929): Magyar városok monográfiája - Miskolc. (in: Seemayer)

IZÁPY G.–MAUCHA L. (1992): A Bükk-hegység vízháztartási viszonyai - A Bükk karsztja, vizei, barlangjai konferencia, ME, 1992. május 28-30. p. 131-142. Miskolc.

KESSLER H. (1964): Jelentés a Miskolc-Tapolca-i fürdőforrások elapadásával kapcsolatban végzett vizsgálatokról - VITUKI, szept. 29, Budapest.

LÉNÁRT L. (2004): Termálkarsztok Észak-Magyarországon és Dél-Szlovákiában; hévizes barlangképződésre utaló nyomok e területek barlangjaiból. Hévizes barlangok genetikája és képződményei - MKBT, 2004. júni-

us 21-24; p. 54-60, Budapest.

LÉNÁRT L. (2006), A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – a hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai - Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek, III. évf. 2. p. 17-28. Miskolc.

LÉNÁRT L. (2008): Hideg, langyos és meleg karsztvíz-zónák a Bükkben és környezetében. Mineral waters in the Carpathian Basin 5th International Scientific Conference. Csíkszereda, 2008. július 25-26. p. 41-50.

LÉNÁRT L. (2010): The Interaction of Cold and Warm Karst Systems in the Bükk Region - Proceedings of the 1th Knowbridge Conference on Renewables, p. 111-118, Miskolc.

LÉNÁRT L. (2011a): Adatok a magyarországi termálkarsztok kutatástörténetéhez - XIII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Gyergyószentmiklós - Gheorgheni, 2011, március 31 - április 3, p. 233-236.

LÉNÁRT L. (2011b): Hol kerestek és hol találtak termálkarsztvizet a Bükk térségében? Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban - Miskolci Egyetem, 2011.05.18. p. 411-420.

LÉNÁRT L. (2011c): Hidegkarsztvíz és melegkarsztvíz kapcsolatrendszere a Bükk térségében (A cikk az MHT honlapon és CD-n jelentek meg <http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/29/dolgozatok/dolgozatok.html>)

LIEBE P. (szerk.) (2003): Tájékoztatók hazánk felszín alatti vizeiről – Information on Groundwaters of Hungary, KvVM, CD, Budapest.

LIEBE P. (2009) Kéziratos térkép, Budapest.

PAPP K. (1907): Miskolcz környékének geológiai viszonyai - A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, XVI. 3. p. 91-135.

PÁVAI VAJNA F. (1929): A lillafüredi kutató mélyfúrás eddigi története és geológiai viszonyai - Hidrológiai Közlöny, 9, p. 38-50.

SMARAGD-GSH Kft. (2004): Egerszalók De-42 (K-4; 9-2) és De-42/A (K-7; 9-84) jelű hévízkutak védőidomának meghatározása - Kézirat.

SZLABÓCZKY P. (1974): Karsztvíz tározó rendszer termohidraulikai vizsgálata Miskolc környéki adatok alapján - Hidrológiai Közlöny, 54, 11. füz. p. 516-523.

GEOMATEMATIKAI VIZSGÁLATOK A BKÉR ADATSORAIN ACE ALGORITMUS ALKALMAZÁSÁVAL

NÉMETH ÁGNES

Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai - Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék
3515, Miskolc, Egyetemváros, nemeth.agnes85@gmail.com

Abstract: This paper introduces the alternating conditional expectation (ACE) algorithm for estimating the transformations of a response and a set of predictor variables in multiple regression problems in hydrogeology. The proposed nonparametric approach can be applied easily for estimating the optimal transformations of different hydrogeological data to obtain maximum correlation between observed variables. The approach does not require a priori assumptions of a functional form and the optimal transformations are derived solely based on the data set. The advantages and applicability of this new approach to solve different multiple regression problems in hydrogeology or in Earth sciences are illustrated.

Bevezetés

A földtudományok területén igen gyakran előfordul, hogy nyers mérési adatainkból szeretnénk a legtöbb hasznosítható információt kinyerni, és idősoraink között minél egyértelműbb, matematikailag is megfogalmazható összefüggéseket találni (NÉMETH 2008, DARABOS 2008). Az egyik ilyen alkalmazott megoldások közé tartoznak a regressziós vizsgálatok, melyek a változók közötti valamilyen függvénykapcsolat feltételezésén alapulnak.

A karsztos területek kutatása során egyre inkább előtérbe kerülnek a fizikai és hidrokémiai paraméterek segítségével történő vizsgálatok. Ezek a viszonylag könnyen mérhető paraméterek betekintést engednek a karsztos vízbázisokba. Jelen tanulmányunk a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) vízszint-idősorait vizsgálja. A rendszer keretein belül az első műszerek telepítése 1992-ben történt. A méréseket a bükki karsztvizet kitermelő vízmű Rt.-k kezdeményezték, a miskolci és Miskolc környéki lakosok megfelelő mennyiségű ivóvizének biztosítása érdekében. Ennek egyik kiváltó oka az volt, hogy a korábbi években gyakran veszélybe került a terület vízellátása. Az elmúlt 47 évben tartósan is előfordult rendkívüli aszály és rendkívüli csapadékbőség. A rendszer alapjait a Böcker Tivadar által 1983-ban tervezett és kivitelezett kutak képezték. Ezen mennyiségi monitoring keretein belül jelenleg 34 helyen, kutakban, megfigyelő kutakban és forrásokban történik folyamatos vízszint, vízhőmérséklet, ill. részben elektromos vezetőképesség mérés (LÉNÁRT 2007). A rendszer adatsoraiból kiválasztot-

tuk a 3 legjellemzőbb megfigyelőkut, és ezen vízszintadatsorok közti összefüggéseket próbáljuk megtalálni. Az eredményektől függően azt szeretnénk meghatározni, hogy az összefüggések alkalmasak-e a karsztos területek modellezésére, jellemző paramétereinek meghatározására, pontosítására.

Mindezek mellett tudni kell, hogy a Miskolci karsztvízbázis jelenleg az ország egyik legnagyobb területileg is összefüggő sérülékeny vízbázisa. Mint tudjuk a karsztosodott víztartókra kettős áramlási rendszerjellemező, a karszt érzékenységét legnagyobb mértékben a kőzet hidrogeológiai jellemzői határozzák meg, jelen esetben a felszín alatti vízrendszer a kőzettest törésrendszeréhez kapcsolódik, ezért például a terület modellezése esetén a kezdeti – biztosnak hitt – paraméterek egy felszín alatti nagyobb repedés miatt könnyen megdőlhettek (*MADARÁSZ 2005*).

Módszer

Az idősorok elemzésére 3 különböző regressziós vizsgálatot végeztünk el. A regressziók, más néven kiegyenlítések során a mért adatainkat (y_i) egy számított adatsorral (y_i^{cal}) próbáljuk közelíteni. A számított adatsort pedig egy függvénykapcsolat segítségével állítjuk elő. A számítás során a függvénykapcsolat paramétereit határozzuk meg, melyből megkapjuk az egyes idősorok közötti korrelációs tényező értékét, illetve a mért és számított értékek közötti ún. RMSE („root mean square error”) hibajellemző értékét.

A vizsgált megfigyelőhelyek a következők:

- Garadna-forrás
- Szinva-forrás
- Nv-17 megfigyelőkút

Az elemzés alapjául mindhárom monitoringhely esetében ugyanazon 2 éves időszak (2003.09.01-2005.08.31.) közötti intervallumot tekintettük, a mintavételezés mindhárom esetben napi gyakoriságú ($\Delta t=1\text{nap}$) volt, a minták száma pedig (N) háromszor 732 db, és ezekre alkalmaztuk a 3 különböző regressziós eljárást:

- legkisebb négyzetek elvére épülő többváltozós lineáris regresszió
- leggyakoribb érték (MFV) elvére épülő regresszió
- ACE („Alternating Conditional Expectation”) algoritmus

A legkisebb négyzetek elvére épülő többváltozós lineáris regresszió esetében a vizsgált függő változó értékét több független változó lineáris kombinációjának segítségével közelítjük. Ugyanezen metodikára épül az MFV módszer is, azonban előnye fentebb említett regresszióhoz képest, hogy nem érzékeny a kieső adatokra, és az adatok eloszlás típusának

változására sem. Az ACE algoritmus ezekkel szemben viszont egy olyan nem-paraméteres regressziós eljárás, mely olyan transzformációt alkalmaz az egyes vizsgált változók tekintetében, hogy a vizsgálatba bevont változók között a lehető legjobb kiegyenlítést érjük el, úgy, hogy nem szükséges semmilyen „priori” kapcsolat az egyes komponensek között, a létrehozott függvénytranszformációk csak a mérési adatainktól függenek (SZŰCS *et al.* 2006, HORNE-SZŰCS 2007).

Korrelációs számítással kiválasztottuk a 3 adatsor közül a legjobban korreláló megfigyelőhelyeket, így függő változóként a Garadna-forrást (y) állapítottuk meg, első független változóként a Szinva-forrást (x_1), második független változóként pedig az Nv-17 (x_2) megfigyelőhelyet. Az 1. ábra ezen mérőhelyek egymáshoz képesti viszonyát mutatja be.

Eredmények

A három eljárás elvégzése után az alkalmazott regressziós vizsgálatok megbízhatóságának a jellemezésére bevezethetjük az alábbi gyakran alkalmazott kifejezést a mért és számított vízszintek különbségének a jellemzésére (SZŰCS-HORNE 2009). Az RMSE (root mean square error) az alábbi kifejezéssel adható meg:

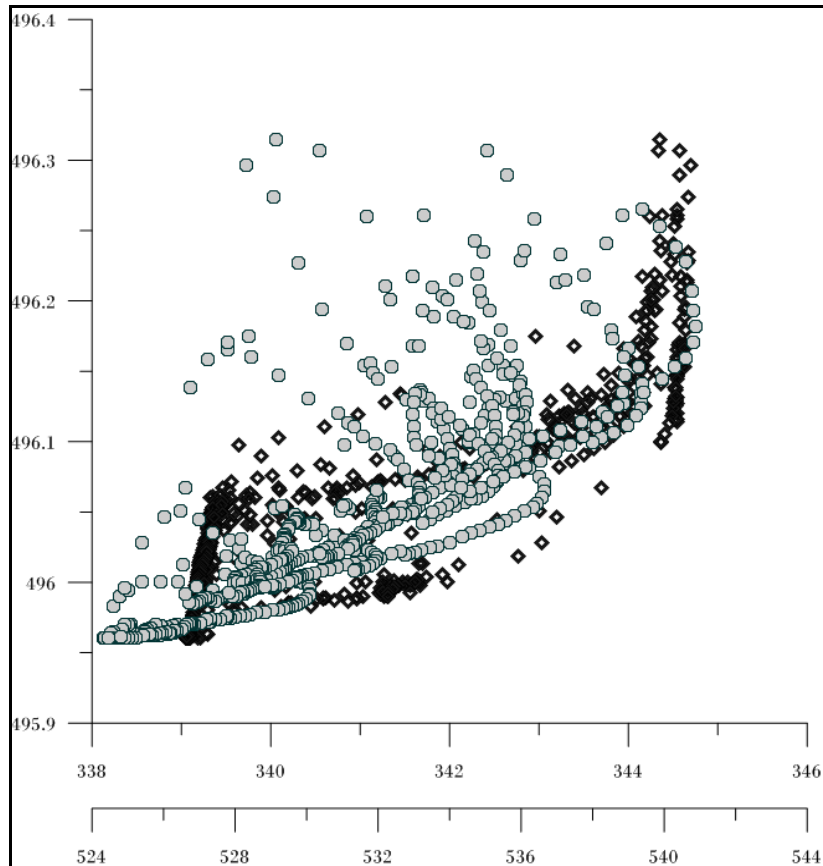
$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (y_j - y_j^{cal})^2}$$

Az 1. táblázat a három vizsgálat által kapott eredményeket mutatja be. Ez alapján megállapítható, hogy a 3 számítás közül a legkisebb különbséget a mért és a számított értékek között az ACE algoritmus szolgáltatja, a továbbiakban ezen módszer alkalmazását mutatjuk be.

*1. táblázat
Table 1.*

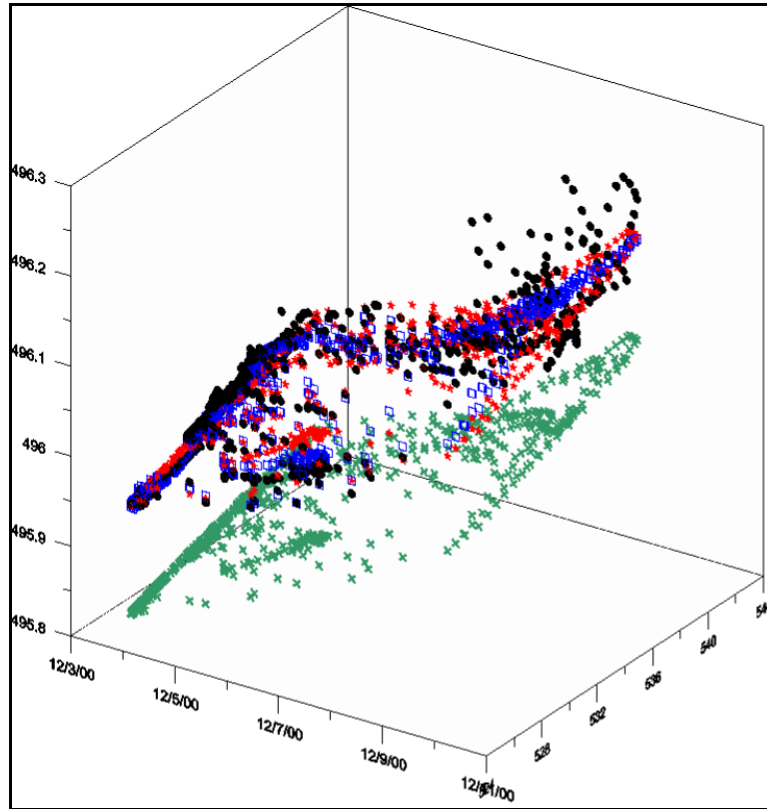
*A mért és számított adatok közötti szórások különböző regressziók alkalmazásával
The measured and the calculated data-series*

Módszer	Szigma
Regresszió	0,031000
MFV	0,032247
ACE	0,019636



1. ábra: A vizsgált adatsorok Garadna-forrással való kapcsolata (kör: Nv-17, négyzet: Szinva-forrás, függőleges tengely: Garadna-forrás karsztvízszintjei (mBf), vízszintes tengely: Szinva-forrás, Nv-17 karsztvízszintjei (mBf))
 Fig.1.: Relationship between the Garadna-gauge and the examined data-series (round: Nv-17, square: Szinva-gauge, x axle: Szinva-gauge, and Nv-17 waterlevel (mBf), y axle: Garadna-gauge waterlevel (mBf))

A 2. ábra a három eljárással kapott eredményeket szemlélteti a számítások elvégzése után a mért értékekhez képest. A legkisebb egyezést a hagyományos regresszió által szolgáltatott adatok adják, a második legjobb egyezést a leggyakoribb érték elvén működő regresszió szolgáltatja, a legjobb korrelációt pedig az ACE algoritmussal nyertük.

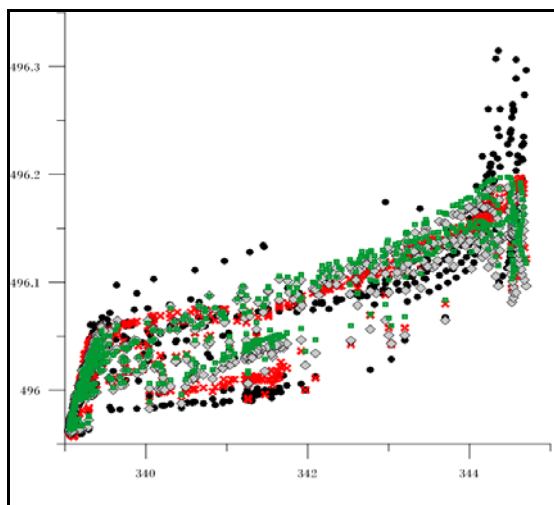


2. ábra: Különböző regresszióval elvégzett számítások a vizsgált adatsorokon
 Jelmagyarázat: kereszt: hagyományos regresszió, csillag: MFV módszer, kör: mért adatsor, négyzet: ACE algoritmus, x tengely: Szinva-forrás vízszintjei (mBf), y tengely: Nv-17 vízszintadatai (mBf), z tengely: Garadna-forrás vízszintjei (mBf))

Fig.2.: Analysis of the examined data-series with using different regression methods

Legend: cross: conventional regression method, star: MFV method, round: measured data-series, square: ACE algorithm, x axle: Szinva-gauge waterlevel (mBf), y axle: Nv-17 waterlevel (mB), z axle: Garadna-gauge waterlevel (mBf))

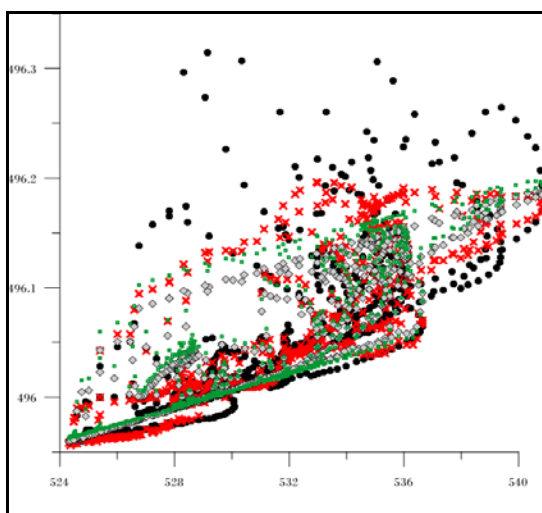
A 3. és 4. ábrákon szintén ugyanezek az eredmények láthatók, csak 2 dimenzióban ábrázolva, hogy jobban kivehetők legyenek az egyes mérőhelyek közötti összefüggések. A 3. ábra a Garadna-forrás és a Szinva forrás összefüggéseit mutatja be a különböző regressziós vizsgálatok elvégzése után. A 4. ábra pedig a Garadna-forrás Nv-17-tel való viszonyait szemlélteti.



3. ábra: Különböző regressziós vizsgálatokkal nyert összefüggések Garadna-forrás és a Szinva-forrás között
Jelmagyarázat: kereszt: hagyományos regresszió, csillag: MFV módszer, kör: mért adatsor, négyzet: ACE algoritmus, x tengely: Garadna-forrásvízszintjei (mBf), y tengely: Szinva-forrás vízszintjei (mBf)

Fig.3.: Analysis of the examined data-series with using different regression methods between the Garadna and the Szinva-gauge

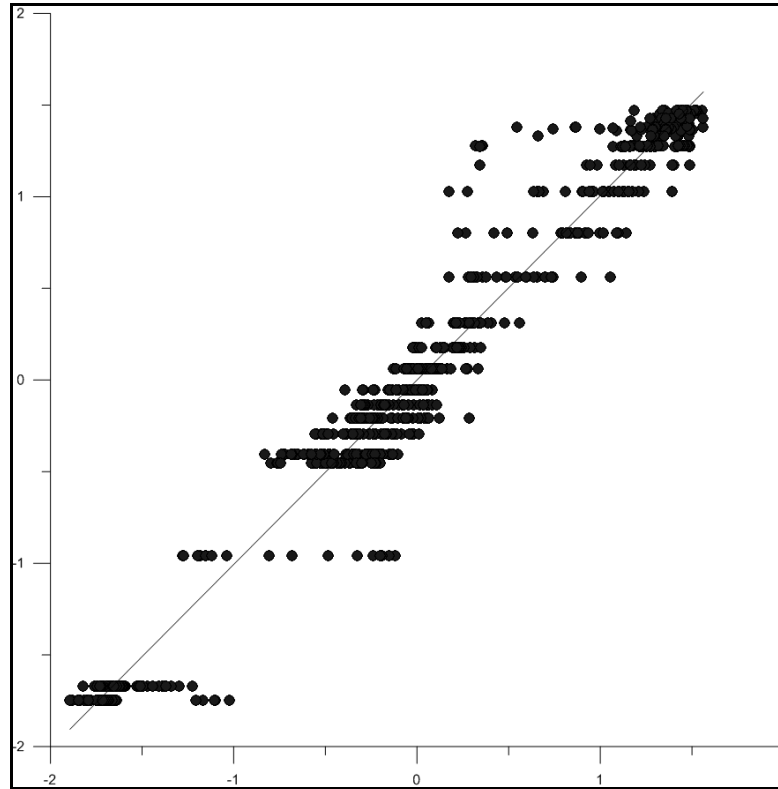
Legend: cross: conventional regression method, star:MFV method, round: measured data-series, square: ACE algorithm, x axle: Garadna-gauge waterlevel (mBf), y axel: Szinva-gaugewaterlevel (mBf)



4. ábra: Különböző regressziós vizsgálatokkal nyert összefüggések Garadna-forrás és a Szinva-forrás között
Jelmagyarázat: kereszt: hagyományos regresszió, csillag: MFV módszer, kör: mért adatsor, négyzet: ACE algoritmus, x tengely: Garadna-forrásvízszintjei (mBf), y tengely: Nv-17 vízszintjei (mBf)

Fig.4.: Analysis of the examined data-series with using different regression methods between the Garadna and the Szinva-gauge

Legend: cross: conventional regression method, round: measured data-series, square: ACE algorithm, x access: Garadna-gauge watrelevel (mBf), y tengely: Szinva-gauge (mBf), x axle: Garadna-gauge waterlevel (mBf), y axel: Nv-17 waterlevel (mBf))



5. ábra: A transzformált függő változó értékei a 2 független változó transzformáltjainak összege függvényében
 Fig. 5.: Relationship between the transformed dependent and the sum transformed independent variable

Az 5. ábrán a transzformált függő változó értékeit tekinthetjük meg (függőleges tengely) a 2 független változó transzformáltjainak összege (vízszintes tengely) függvényében. Az ACE transzformált térben a lineáris regresszió a következő eredményre vezetett:

$$\theta(y_j) = 1.00622 \left[\phi_1(x_{1j}) + \phi_2(x_{2j}) \right]$$

elég jó korrelációs értékkel ($R^2 = 0.9611$), mely sokkal magasabb, mint amelyeket a hagyományos többváltozós eljárások során kaptunk.

Következtetések

Jelen tanulmány az ACE nem paraméteres algoritmus adaptációját mutatja be hidrogeológiai többváltozós regressziós vizsgálatokhoz, ahol a vizsgált változók közötti kapcsolat a priori nem ismert. Az ACE algoritmus egyik

nagy előnye, hogy a legkülönbözőbb típusú és nagyságú adatok együtt kezelhetőek. Az ACE által szolgáltatott transzformáltak részletes vizsgálata új következtetésekre vezethet a vizsgált függő és független változók közötti kapcsolatok feltárásában (pl. ekvivalencia hatás, érzékenység vizsgálat, stb.). Természetesen az ACE algoritmusnak is megvannak a maga korlátai számtalan előnye mellett. Bizonyos esetekben az eljárás különböző eredményekre vezethet, ha megcseréljük a független változó sorrendjét. Másrészt az ACE algoritmus extrém kieső adatokra nagyon érzékenyen reagál. Természetesen itt is ki kell hangsúlyozni, hogy az ACE algoritmus csak akkor lehet tényleg hatékony, modern statisztikai eljárás, ha a vizsgált változók között létezik tényleges fizikai, vagy egyéb természettudományos kapcsolat, és a mérési adataink minőségellenőrzöttek.

Köszönetnyilvánítás

A cikkben ismertetett kutatómunka a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként - az Új-Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

- DARABOS E.* (2008): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer által szolgáltatott adatok kapcsolatainak vizsgálata - OTDK dolgozat, Szombathely, 2009., p. 34-36.
- LÉNÁRT L.* (2007): A bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere, XVI - Az 1992.10.10. – 2007.01.01 közötti mérések értékelése, 2007. február, Miskolc, p. 35-43
- NÉMETH Á.* (2008): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer hiányzó mérési adatainak pótlása, a pontosított adatsorok alapján előrejelzések kidolgozása - diplomamunka, Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, Hidrogeológiai - Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék , p. 71-78.
- SZUCS, P.–CIVAN, F.–VIRAG, M.* (2006): Applicability of the most frequent value method in groundwater modeling. - Hydrogeology Journal (2006), 14: p. 31-43. Springer-Verlag, DOI 10.1007/s10040-004-0426-1
- HORNE, R. N.–SZUCS, P.* (2007): Inferring Well-to-Well Connectivity Using Nonparametric Regression on Well Histories. - PROCEEDINGS, Thirty-Second Workshop on Geothermal Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 22-24, 2007, SPG-TR-183, p. 1-8.
- SZUCS P. - HORNE R. N.* (2009): Applicability of the ACE Algorithm for Multiple Regression in Hydrogeology. - DOI: 10.1007/s10596-008-9112-z

COMPUTATIONAL GEOSCIENCES : (13) p. 123-134 (2009). Springer
WOLFBAUER J.-STIBITZ M.-MADARÁSZ T.-SZABO I. (2005): Quality assurance in field remediation - Project Num.: Hungarian-Austrian S&T Cooperation Proj. A-9/2002 Period 2003-2004 (WTZ Ungarn/ÖAD); p. 1 – 25, 2005; Leoben;

VALAMIT AZ „ÁRNYÉKOLDÁS-ÁRNYÉKMÁLLÁS”-RÓL

HEVESI ATTILA

3515 Miskolc-Egyetemváros, Miskolci Egyetem, Földrajz Intézet

ecoheves@uni-miskolc.hu

Abstract: The impact of sunshine and wind on the rate of weathering is much less in the voids /cracks of the rock, than on the surface. The moisture content of the air in the voids and on the shaded sides of the rocks is always higher, due to the limited drying effect of the wind and direct sunshine. Therefore, it is very unlikely to find perfectly dry shaded surfaces. In the arid and semiarid regions – where the nighttime heat radiation from the surface is very high due to the cloudless sky - the condensed water from the cooling air accumulates on the surface and generates a slow weathering process. Chemical weathering is most expressed on surfaces with high amount of weatherable minerals. The resulting weathering forms, like holes, bridges – are most common in the arid and semiarid areas where soil and vegetation cover is not continuous.

Első kérdés: mi az az árnyékoldás meg az árnyékmállás? Valamiféle rokona a madáritatókat, tafonikat létrehozó folyamatoknak? Rokona. Aztán miféle kőzetekre vonatkozik, mely kőzetekben figyelhető meg? És egyáltalán mi a köze e fogalmaknak a karsztosodáshoz?

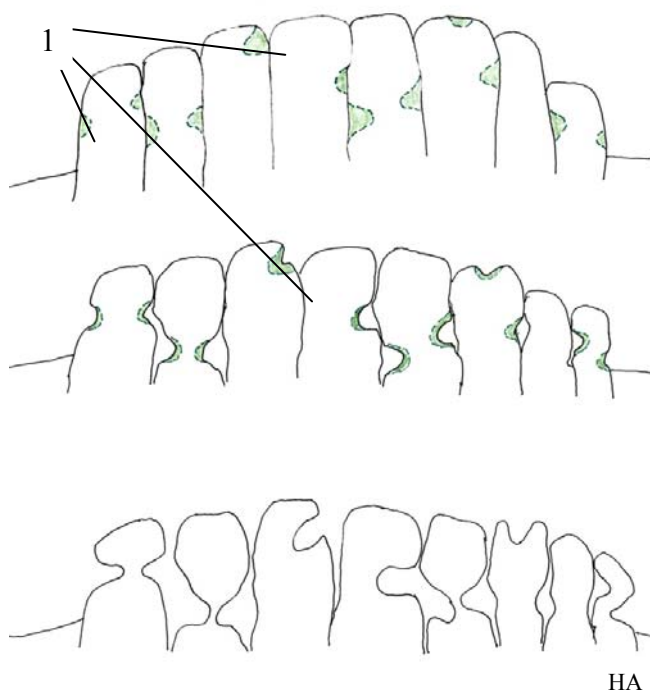
Ha elfogadjuk azt, hogy a karsztosodás olyan folyamat, amelynek lényege, hogy a víz oldatba viszi a vele vegyi (kémiai) kapcsolatba kerülő kőzetek ásványait, el köll fogadnunk azt is, hogy a víz, mint a kőzetek mállasztásának legfőbb és leggyakoribb okozója a nem karsztosodó kőzetek vegyi „romlásának” is egyik elsőrangú előidézője. Az ún. „tisza” karsztosodó kőzetek – egyásványúak: kősó, gipsz, mészkő – esetében a víz szerepe sokszor és jól, sőt képletekkel is leírható világos (?) folyamat. A dolomit, a mészmárga és a lösz esetében kevésbé.

Több ásványú kőzetek mállása két alapvető tényező függvénye: (1) mekkora a víz hatására könnyebben málló ásványok aránya és (2) azok kőzetben való eloszlása, azaz oldott térbeli sűrűsége.

Miért és hol lehet használni az „árnyékmállás” fogalmát? Az árnyékban lévő kőzetfelület olyan hely, ahol a napsütés és a szél hatása környékéhez képest kevésbé érvényesül.

A kiömlési és a felszínre kihámozott mélységi magmáskőzetek, valamint a sekély tengeri homok- és kavicskövek elsődleges (szingenetikus) repedéshálózata (hülési-, ill. száradási) általában négyszöges (nem négyzetes!) hasábokat metsz ki a „nyersanyag”ból. E hasábok között

törvényszerűen vannak szélsők és belsők. A belsők közötti határrepedések közé a derült éjszakák harmatja, borús napok csöndes esőjének vízcseppje beszivárog. Napfölkelte után vagy a szelíd esők multával a hasábok felszínéről derült reggeleken a napsugárzás a vizet hamar „kiszívja”, elpárologtatja. Az árnyékban lévő repedésekben azonban a nedvesség jelentős hányada ott marad. Ott marad, és folyamatosan mállaszt. Hatása törvényszerűen ott érvényesül leginkább, ahol a kőzetben az oldhatóbb, mállaszthatóbb ásványok sűrűsége a legnagyobb. E helyeken a kőzet felszínén ún. madáritató mélyedések, két szomszédos hasáb oldalában üregekké növekvő mélyedések jönnek létre. Ha a kőzet oldhatóbb ásványeloszlása olyan, egy-egy hasáb kettő, sőt négy szemközti oldalán növekednek az ilyen mélyedések, és akár össze is lyukadhatnak (1, 2. ábra). A mállás-, ill. oldásmaradékot később lemoshatja az eső, ha megszárad, elviheti a szél.

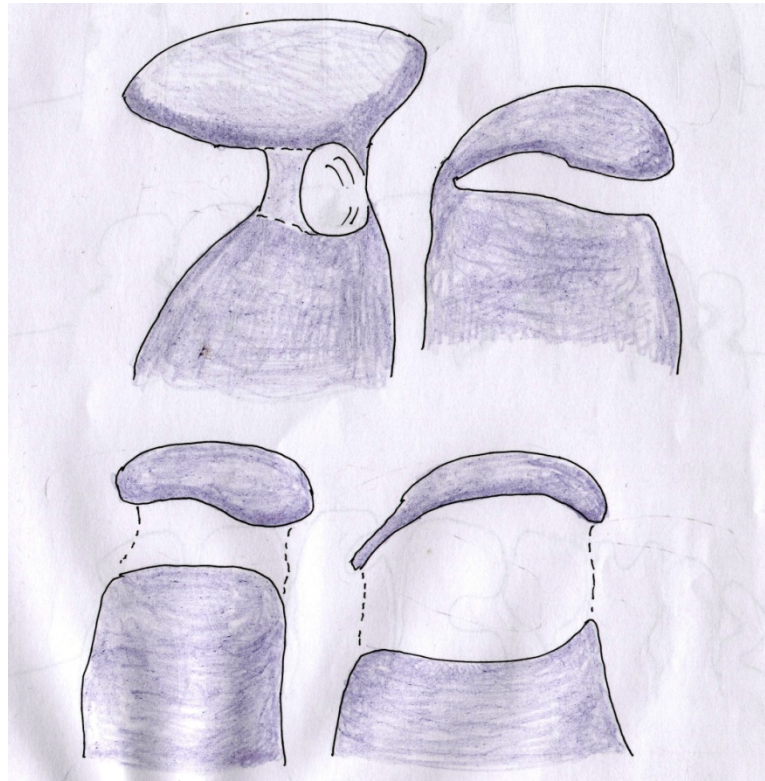


1. ábra Árnyékmállással-oldással kialakított mélyedések-üregek fejlődése négyzetes hasábú mélységi magmás kőzetekben vagy homok- és kavicskövekben.

Jelmagyarázat: 1. könnyebben málló ásványok sűrűbb előfordulása magmás kőzetekben, ill. könnyebben málló, oldódó kötőanyagok homok- és kavicskőben.

Fig. 1.: The development of shade-weathering forms - holes - on rectangular prism shaped magmatic rocks, sandstones and conglomerates.

Legend: 1. Higher concentration of weatherable minerals on magmatic rocks and easy to dissolve cementing materials on sandstones and conglomerates.



2. ábra. Árnyékmállással-oldással kialakult lyuk, sziklahíd magmás- vagy homok- és kavicskövek egyedül maradt négyzetes hasábjában.

Fig. 2.: Stone bridge and hole development due to shade weathering on magmatic rocks sandstones and conglomerates.

A fönnebb leírt alakzatok – annak ellenére, hogy fő kialakítójuk a víz – leglátványosabb példányai az ún. félszáraz, ill. száraz, azaz a félsivatagi, sivatagi éghajlatú térségekben a leggyakoribbak. Mert nyereséges vízháztartású nedves, félig nedves éghajlat alatt a kőzetek repedéseit gyorsan átmossa-mállasztja a víz, ezért a kőzetalkotó ásványok ellenállóképesség különbsége kevésbé érvényesül. Leglátványosabbak pedig azért, mert a veszteséges vízháztartású, félig száraz területeken az így létrejött felszínformákat összefüggő talaj- és növénytakaró többnyire nem fõdi.

A fõnirtakhoz hozzá köll tenni, hogy a félig száraz, száraz éghajlat alatt a derült éjszakák vannak túlnyomó többségben. A kőzetek bármilyen irányú repedéshálózatában éjszakára a levegõ viszonylagos (relatív) vízgõztartalma környékéhez képest nagyobb marad. Ezért a kisugárzás okozta lehülés jelentõs mennyiségû, ún. nem hulló csapadékot (harmat, dér)

eredményez. A kicsapódott víz ott van a kőzetek repedéseiben, a könnyebben málló ásványok miatt létrejött mélyedésekben, s ahogy nappal árnyékban nagyobb a levegő nedvességtartalma, mint nem árnyékban, ott a vízgőztöbblet folyékony vízzé válik, és mállaszt meg old. Mindez hasonlít a barlangi borsókő-képződés körülményeihez.

Saját tapasztalataim szerint az árnyékmállás – árnyékoldás legmeggyőzőbb példái a kaliforniai Mojave-sivatagban gránitban és monzonitban (Joshua Tree National Monument, *1. kép*), valamint riolitban (*2. kép*), a Mongol-Altáj DK-i végén gránitban (*3. kép*) és a Tüje Mujun (Tevenyak!) hegységben (Kirgizország) óidei kristályos mészkőben (*4. kép*), a dél-arizonai (Organ Pipe Cactus National Monument) andezitban (*5. kép*), a Balkán-hegység DNY-i előterében, Belogradcsik határában homok- és kavicskőben (konglomerátum, *6. kép*) és Szulyó (Sulov) határában (ÉNy-i Kárpátok, Szlovákia, *7. kép*) figyelhetőek meg. Az utóbbi kőzet lepusztulásának különlegesen látványos alakzatait – sziklakapuk, sziklahidak – díszítik számos helyen a Colorado-fennsíkot (Capitol Reef, ill. Arches National Park; Utah, *8, 9. kép*). Kavics- és homokkővek esetében a sajátos formák kialakulásának egyik fő oka a kőzet kötőanyagainak (mész, dolomit, kvarc, agyag, márga, limonit) váltakozása!

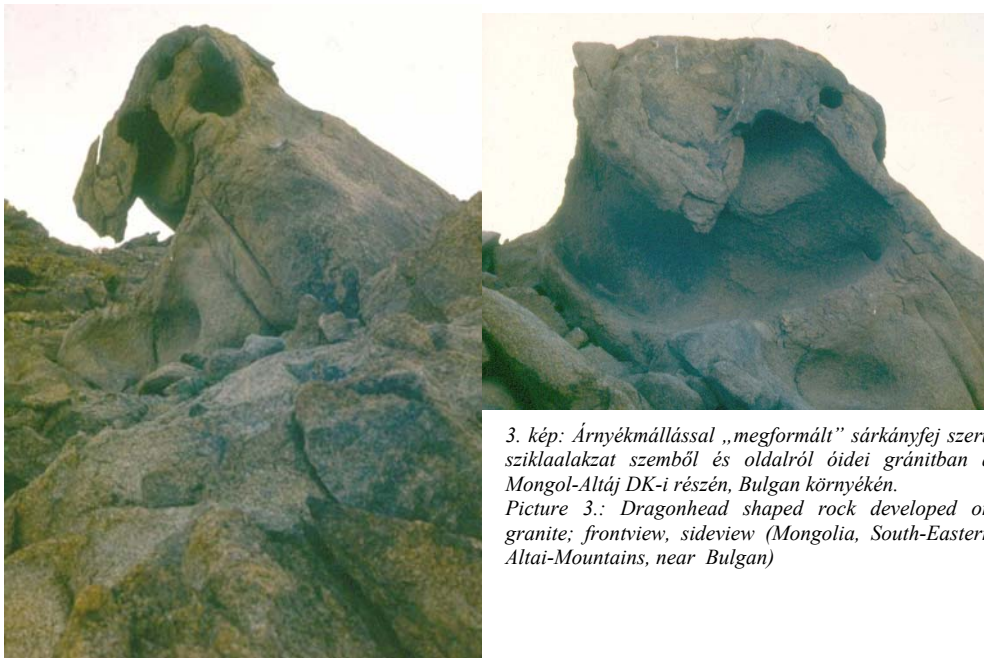


1. kép: Árnyékmállás formálta lyuk előidei monzonitban (D-Kalifornia, Joshua Tree National Monument, Mojave-sivatag).

Picture 1.: Hole developed on Proterozoic monzonite due to shade weathering (South-California, Joshua Tree National Monument, Mojave Desert).



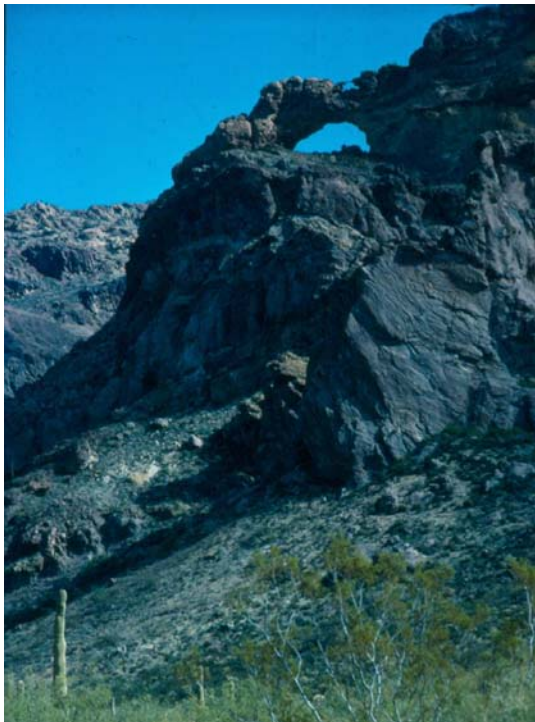
2. kép: Árnyékmállás létrehozta mélyedések, üregek miocén riolitban (D-Kalifornia, Hole on the Rock természetvédelmi terület, Mojave-sivatag).
 Picture 2.: Hole formed due to shade weathering in Miocene rhyolite (South –California, Hole on the Rock Nature Reserve, Mojave Desert).



3. kép: Árnyékmállással „megformált” sárkányfej szerű sziklaalakzat szemből és oldalról óidei gránitban a Mongol-Altáj DK-i részén, Bulgan környékén.
 Picture 3.: Dragonhead shaped rock developed on granite; frontview, sideview (Mongolia, South-Eastern Altai-Mountains, near Bulgan)



4. kép: Árnyékoldás kialakította üregek őidei mészkőben Os környékén (Kirgizország).
Picture 4.: Cavities developed on Paleozoic limestone (Kirgizistan, near Os).



5. kép: Árnyékmállással létrejött sziklahíd miocén andezitban (Organ Pipe National Monument, D-Arizona).
Picture 5.: Rock bridge developed on Miocene andezite due to shade weathering (South Arizona, Organ Pipe National Monument).

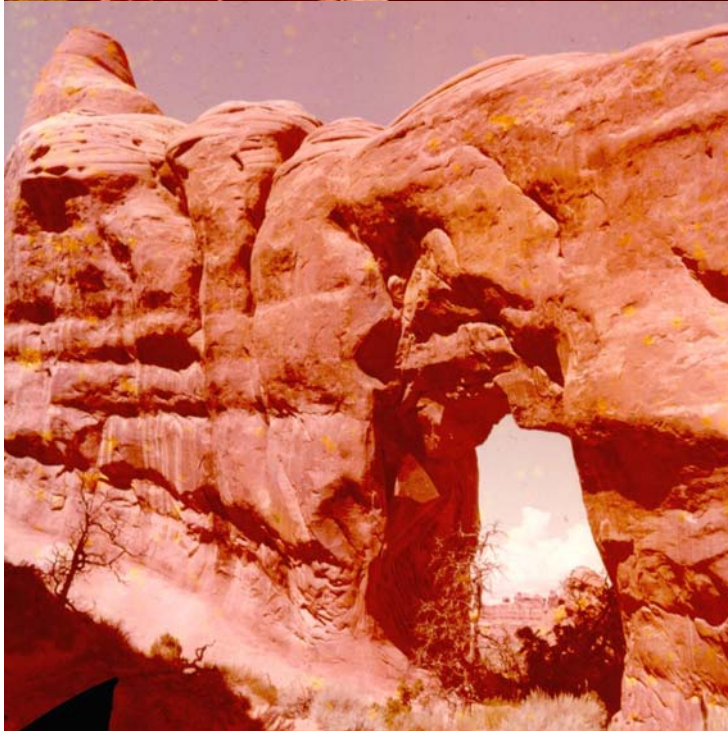
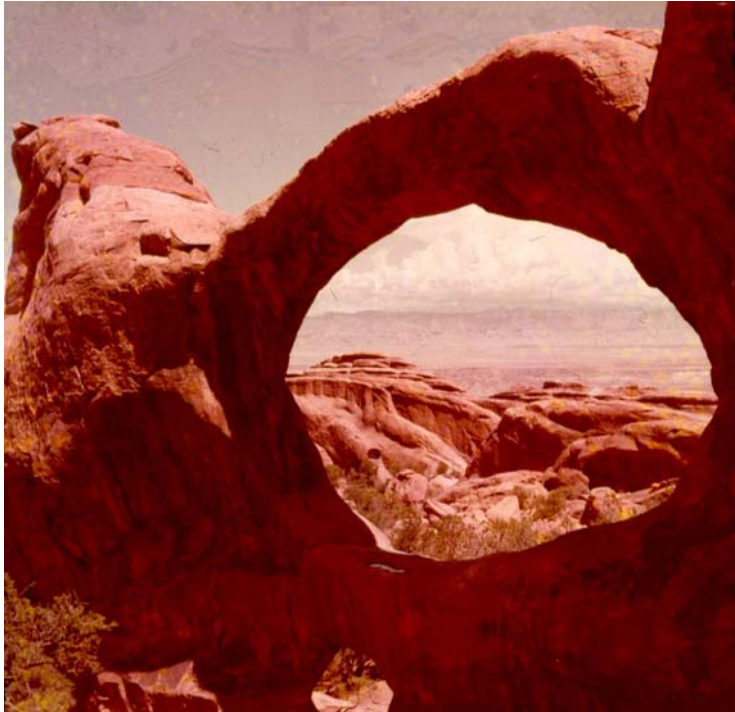


6. kép: Árnyékmállással létrejött sziklakapu középidői homok- és kavicskőben (Balkán-hg. DNy-i „lába”, Belogradcsik szomszédságában).

Picture 6.: Stone bridge developed on Mesozoic sand and gravel stones due to shade weathering (Southwestern foothill of the Balkan Mountains, near Belogradchik).

7. kép: Árnyékoldással kialakult sziklakapu középidői, mész kötőanyagú homok- és kavicskőben Szulyó (Sulov) határában (ÉNy-i-Kárpátok, Szlovákia).
Picture 7: Rock arch developed on calcium-carbonate cemented sandstone and conglomerate due to shade weathering Szulyó (Sulov) Northwestern Carpathians, Slovakia).





8-9. kép: Árnyékmállással létrejött szilakapu középidei homokkőben (Utah, Arches National Park). (E két kép nem a szerző felvétele).
Picture 8-9.: Natural arch developed on sandstone (Utah, Arches National Park). (The last two pictures are not by the author).

A KARSZTÖKOLÓGIAI KUTATÁSOK JELENTŐSÉGE NAPJAINKBAN

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SzTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722. Szeged, Egyetem u 2,
Pf.653. keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: In recent decades environmental impact influenced the dynamics of the karstecosystem unfavourably. An increasing number of studies deal with the changes of the sensitive karstecosystem in the modern era. The study first gives a short review on the main directions of previous karst research and afterwards points out the major changes and their consequences.

1. Bevezetés

Az 1990-es évektől előtérbe került nemzetközi szinten a különböző környezetterhelések és erőteljes antropogén hatás vizsgálata a karsztokon. A klaszikus karsztkutatások mellett napjainkban a karsztok konzerválásának és ökológiai problémáinak kérdései élveznek prioritást a karsztos kutatásokban. *PFEFFER* (1989, 1990) korábbi kutatások alapján megfogalmazta, hogy a karsztok tájmegőrzésében a vizsgált terület adottságainak megfelelő tájhasználat fontos szerepet játszik. Fel kell készülni a különböző környezeti problémák feltárására, ami csak úgy lehetséges, ha megismerjük a karsztok geoökológiai állapotát. Ezeknek a gondolatoknak a jegyében hozták létre először a „*Study Group on Man,s Impact on Karst*” (1984 Párizs), majd az *Environmental Changes and Conservation in Karst Areas* (1989) IGU bizottságokat. Ettől az időtől kezdődően indultak meg a karsztökológiai kutatások (*GAMS* 1987, *JAKUCS* 1987, *BÁRÁNY-KEVEI* 1987, 1992, 1996, *DREYBRODT* 1988, *URUISHIBARA YOSHINO* 1991, *WILLIAMS* 1993, *DAY* 1996, *URICH* 2002, *URICH – DAY – LYNAGH* 2001). Nem kétséges, hogy a világ kb. 20 millió km² kiterjedésű karsztterülete, és a benne tározott karsztvíz olyan természeti potenciál, amelynek védelme társadalmi szempontból is fontos.

A tanulmány vázlatos kutatástörténeti áttekintés után röviden összefoglalja az eddigi fontosabb karsztökológiai problémákat és ráirányítja a figyelmet a hazai karsztökológiai kutatások szükségességére.

2. Vázlatos kutatástörténet

Az első tudományos munkák a karsztokról az 1900-as évek elején jelentek meg. *CVIJIC* (1893), *GRUND* (1914), *SANDERS* (1921) és *LEHMANN O.* (1936) tollából. Ebben az időben a kutatások előterében a karsztjelenségek geomorfológiai értelmezése volt. A Davis-i ciklustan alapján próbálták a kutatók megérteni a karsztjelenségeket. A háború után az 1950-es évektől nemzetközi kooperáció alakult ki a karsztkutatásokban, melynek támogatója a Nemzetközi Földrajzi Unió (IGU) lett. A felélénkült karsztkutatások a megelőző időszak tudományos téziseinek ismeretében kísérelték megalkotni a karsztokra érvényes új genetikai modellt (*CORBEL* 1956). *LEHMANN, H.* (1954) klímazónánként különítette el a karsztjelenségeket és javaslatot tett egy nemzetközi karsztatlasz kidolgozására, amelyben a karsztjelenségeket mutatták be.

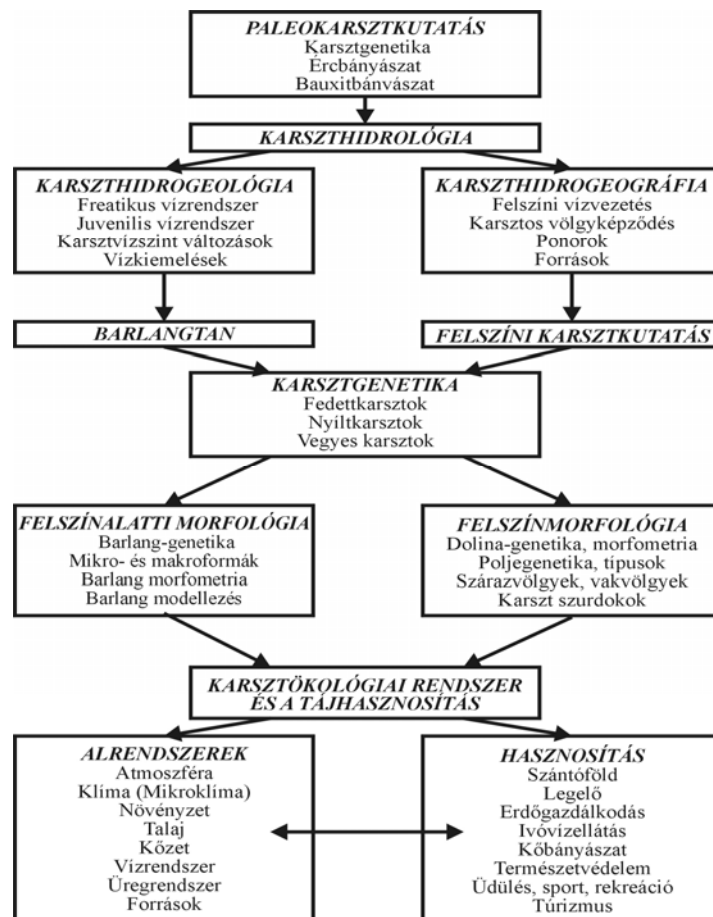
Ettől az időtől számítható a karsztok klímagenetikus kutatása. Megkezdődött a nedves trópusok „*cokpit*” karsztjain (*SWEETING* 1972), a periglaciális területeken és a magashegységekben (*ZÖTL* 1974) a klíma hatások elemzése. *CORBEL* nyomán indult meg a CO₂ karsztosodásban betöltött szerepének vizsgálata (*MIOTKE* 1974), a karsztvíz kémiai analízisének kutatása és a karrok geológiai korának meghatározása (*BÖGLI* 1980). Ehhez a korszakhoz kapcsolódnak *GAMS* (1979) mésztáblattás vizsgálata, növényzettel borított trópusi és szubtrópusi karsztokon végzett elemzések német kutatók részvételével a korrózió időbeli nagyságának meghatározása céljából (50mm/1000 év korróziós nagyságrendet határoztak meg). Később erről a kérdésről sok vita alakult ki, mivel a karsztok különböző mértékben pusztultak a földtörténet során, eltérő klímaviszonyok között, de eltérő geológiai helyzet szerint is.

SALOMON és *MAIRE* (1992) is a különböző klíma típusok eltérő oldási és eróziós folyamatait vizsgálták. Több kutató azt az álláspontot képviselte, hogy a különbség elsősorban a karsztos területek litofaciesbeli és szerkezeti különbségei alapján jelentkeznek (*ROSSI* 1976, *SWEETING* 1979, *DAY* 1979, *SALOMON* 1987, *NICOD* 1992). *WILLIAMS* (1985) a cokpit karsztokkal foglalkozva megállapította, hogy ez a karszt típus kialakul nemcsak trópusi klímán, hanem mindenütt, ahol az oldó víz hasonló mennyiségben rendelkezésre áll.

Az 1990-es évektől előtérbe került nemzetközi szinten a különböző környezetterhelések és erőteljes antropogén hatás vizsgálata a karsztokon. A fent említett klasszikus karsztkutatások ma is újabb és újabb eredményeket hoznak, de emellett a karsztok konzerválásának és ökológiai problémáinak

kérdése élvez prioritást a karsztos kutatásokban. Az 1. ábra bemutatja a karsztkutatások sokszínűségét napjainkban.

PFEFFER (1984, 1990) korábbi kutatások alapján megfogalmazta, hogy a karsztok tájmegőrzésében a vizsgált terület adottságainak megfelelő tájhasználat fontos szerepet játszik. Fel kell készülni a különböző környezeti problémák feltárására, ami csak úgy lehetséges, ha megismerjük a karsztok ökorendszerének állapotát. Ezeknek a gondolatoknak a jegyében hozták létre először a „Study Group on Man,s Impact in Karst” (1984 Parizs), majd az „Environmental Changes and Conservation in Karst Areas” (1989) IGU bizottságokat. Ettől az időtől kezdődően indultak meg a karsztökológiai kutatások (JAKUCS 1986, GAMS 1987, BÁRÁNY KEVEI 1987,1992,1996, 2000, GILLIESON 1988, KIERNAN 1988 a,b).

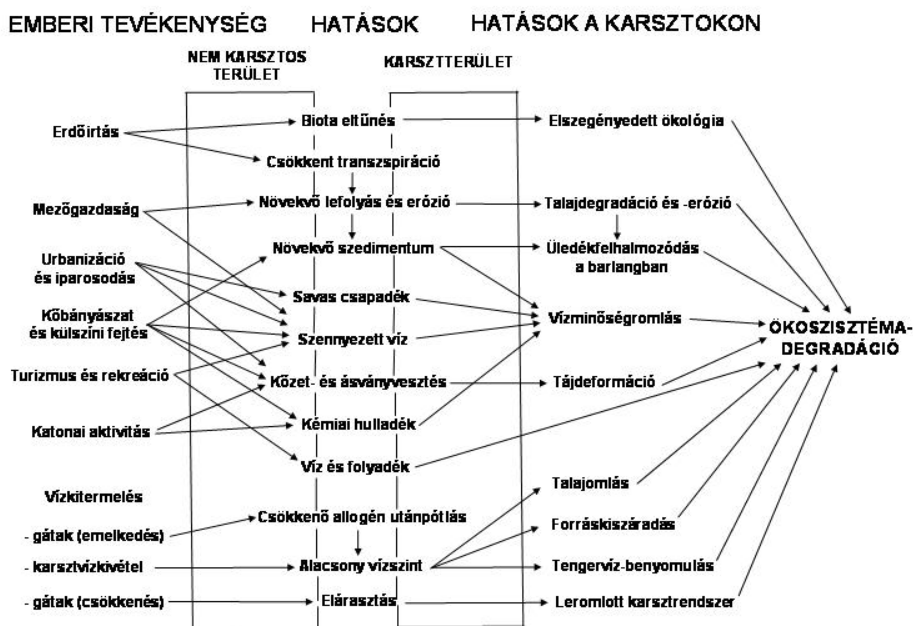


1. ábra. A karsztkutatások sokszínűsége a 2000-ik évben (KEVEINÉ BÁRÁNY 2000)
Fig. 1.: Diversified of karst researches in years 2000 (KEVEINÉ BÁRÁNY 2000)

3. A karsztok és az ember kapcsolata a karsztrendszer változásában

A kutatók egy része megfogalmazta már, hogy a *karsztok jelentős életteret biztosítanak az ember számára*. Ez azonban felveti a *tájhasználat és a tájkezelés kérdéseit* (KIERNAN 1988). WILLIAMS (1993) az emberi tevékenység karsztokra gyakorolt hatásáról a 90-es évek elején készített egy sémát (2. ábra).

Az egyik leggyakoribb tájhasználat a karsztokon az *erdőgazdálkodás*. A fenntartható erdőgazdálkodás úgy gazdálkodik az erdő termékeivel, védő- és üdülési funkciójával, hogy az ember számára az hosszú időn keresztül fennmaradjon. Ugyanakkor fontos, hogy megőrizzük biológiai sokféleséget, természet-közelségét, felújuló képességét, életképességét. Ismert, hogy az erdőirtás hatására változik a talaj kémiai összetétele, a szivárgó víz kémiai tulajdonságai a talaj biológiai jellemzői, felerősödik a talajeroszió és talajszennyezés is bekövetkezik ennek hatására (TANÁCS-SZMORAD-BÁRÁNY KEVEI, I. 2007). Megváltozik a mikroklíma, a szélsőséges hőmérsékletjárás akadályozza az újratelepítést.



2. ábra. Az emberi tevékenység hatása a karsztokon (WILLIAMS, 1993)
Fig.2.: Human impact on karsts (WILLIAMS, 1993)

Bár hazánkban kevésbé jellemző, de nemzetközi viszonylatban a *növénytermesztés* is gyakori a karsztokon (1. kép), ami ugyancsak terheli a karszt-

vízet, tömöríti a talajt, talajerózió léphet fel és öntözés esetén zavarja a természetes vízrendszert. A képen jól látható, hogy gyakran be is építik a karsztos dolinát, a nagyobb depressziókat pedig extenzív művelésre használják gyakran.



1. kép. Csili termesztés egy dolinában (Dél-Korea, balra) és extenzív földművelés a Popovo poljében (Dinári Karszt jobbra, a szerző felvételei)
 Picture.1. Chili culture in a dolines (South-Korea, left) and extensive field in Popovo polje on (Dinaric karst, right, Picture of author)

Az *urbanizáció*, amely települések kialakítását jelenti, általában *iparosodással* is jár. Települési környezet kialakítása jelentős terhelést okozhat a karsztokon, a szennyezett szivárgó vizek savasodása révén, a jelentős hulladéktermelés hatása is megfigyelhető a települési környezetben, de a fizikai terhelések is okozhatnak problémát pl. a települések alatt húzódó barlangok felszakadásával.

A karsztok ásványkincsekben és nyersanyagokban gazdagok (2. kép).



2. kép. Ókori mészkő bányászata Dél-Koreában (balra), márványbányászat Portugáliában (jobbra, a szerző felvételei)
 Picture 2.: Mining of carbon limestone in South-Korea (link), mining of marble in Portugal (right, Picture of author)

Szén, bauxit, kőolaj, földgáz, de különböző evaporitok, mint a gipsz, kősó, glaubersó is gyakori előfordulásúak a karsztokon. Ezeknek az anyagoknak a kitermelése sok környezeti problémát okoz napjainkban (DAOXIAN 1988).

A tömeges *turizmus és a rekreációs lehetőségek kialakítása*, *menedzsmentje* (KIERNAN 1988) is fontos feladat napjainkban. A turizmus növeli a szennyezett vizek mennyiségét, a szemétkerakást, ami további vízminőség romlással hozzájárul a karsztökológiai-rendszer degradációjához.

Megállapíthatjuk, hogy általában a különböző hasznosítási változások a *karsztvíz minőségi problémáihoz* vezetnek. *A víz raktározza, illetve elszállítja a szennyező anyagokat* a rendszerbe. A szennyezett víz csökkenti az ivóvíz bázist. Sok szakmai kérdés vetődik fel, ami további kutatásokat igényel a jövőben. Ilyen kérdés, hogy *milyen a szennyező anyagok szállítása és az üledékek közötti kapcsolat?* Hogyan függ össze a barlangi vizek és karsztforrások vízminőség romlása a változó amplitúdójú áradásokkal? A víztározó képesség fenntarthatóságát nehéz és nagyon drága biztosítani. *Új módszereket kell kidolgozni a vízellátás tervezésére* a karsztos régiókban.

Nem kevésbé fontosak azok a folyamatok, amelyek napjainkban a *légtéri- és talaj károsodásokkal kapcsolatosak*. Közöttük fontos kérdés pl. a *nehézfém szennyezések*, amelyek a karsztokon igen gyorsan a rendszerbe jutnak és károsítják a karsztok vízminőségét (KASZALA–BÁRÁNY KEVEI-POLYÁK 2003). Ugyancsak antropogén eredetűnek tartjuk (adataink bizonyítják) a *karsztos tavak gyors feliszapolódását és eutrofizálódását* (SAMU–BÁRÁNY KEVEI 2010.) (3, 4. kép). Alapkérdés az, hogy miképpen csökkenthető az eutrofizáció sebessége?



3. kép. Az Aggteleki-tó (1984)
Picture 3.: Aggtelek lake (1984)



4. kép. Az Aggteleki-tó (1999)
Picture 4.: Aggtelek lake (1999)

Itt kell említést tenni a karsztökörrendszerben megfigyelt *cseppkőkárosodásokról* (JAKUCS 1986), amelyek a felszínről beszivárgó vizek kémiai tulajdonságainak megváltozásával léptek fel az utóbbi néhány évtizedben (5, 6.

kép). Az európai barlangok cseppkő visszaoldási folyamatainak kutatása során a horvátországi Grasacs környékén találtunk olyan barlangot, amelyben a szivárgó vizek elsavasodása miatt a cseppkövek teljesen kilágyultak.



5. kép. Cseppkő degradáció a Baradla barlangban.
Picture 5.: Dripstone degradatio in Baradla cave (Hungary).



6. kép. Cseppkő degradáció a szlovákiai Szabadság barlangban.
Picture 6.: Dripstone degradation in Liberty cave (Slovakia).

Ez utóbbi folyamatok csak akkor mérsékelhetők, ha a karsztok vízgyűjtő területeit kivonjuk az antropogén hatás alól. Természetesen előzőleg a karsztrendszer egészének a működését meg kell ismerni, ezért is igen fontosak a karsztökológiai kutatások.

4. A karsztökorendszer kutatásának fő kérdései

A karsztrendszerek, mint láttuk, sérülékenyek, érzékenyen reagálnak a szennyezésre, az antropogén hatásokra. A lakosság ivóvíz készletének, az élővilág egyediségének megőrzése megkívánja a karsztok fokozott védelmét. A Föld lakosságának növekedésével az élelmiszer ellátás miatt elsősorban a mezőgazdasági hasznosítás egyre növekvő mértéke okozhat komoly problémát. A karsztok ásványainak és kőzeteknek kitermelése is egyre fontosabbá válik napjainkban. Annak ellenére, hogy a természetvédelem sokat tesz a karsztok védelem alá helyezése érdekében, az olyan országokban, ahol a lakosság száma folyamatosan nő, a megfelelő életminőség biztosítása érdekében a karsztok mezőgazdasági hasznosítása is jelentős.

A tájhasznosítás a karsztokon hosszú múltra tekint vissza. Az ember megtelepedésével már közvetlenül hatott a barlangi környezetre, azáltal

hogyan lakóhelyként használta azokat. A kezdetektől a karsztok jelentős változásokon mentek keresztül.

Napjainkban az *erdőirtások komoly károkat okoznak a karsztrendszer működésében*. Megváltozik a felszíni vízvezetés és megnő a hordalékszállítás a talajerózió révén, a nagymennyiségű hordalék a barlangi járatokat eltömítheti, rövid időn belül változhat a cseppkőképződmények fejlődési üteme és romolhat a karsztvíz minősége.

A *mezőgazdasági aktivitás* a talajerő utánpótlás vagy a rovarölő szerek felhasználása révén megváltozik a talajok kémiai jellege, ami láncreakciót indít el a talajbiológiai folyamatokban is, csökkenti a mikrobiális tevékenységet, ami viszont a korrózió nagyságrendjét is megváltoztathatja.

A *túllegeltetés* következtében jelentősen megnőtt több európai karszton a *talajerózió*, létrejöttek a kopár karrok. A gyors lefolyás következtében a kopár karrokon lecsökken vagy megáll a mésztufa gátak fejlődése, csökken a karsztvíz utánpótlás stb. A legeltetés talajkárosodást taposási erózió révén is kiválthat pl. a lejtős sztyepeken. A túlzott legeltetés is megváltoztatja talaj és a szivárgó víz kémiai tulajdonságait (nitrogén-gazdag szerves-trágya révén).

A *klíma változás* is meghatározó lehet a *karsztok jövőbeli fejlődésében*. A felmelegedés trendje az utóbbi évszázadban motiválta a karsztkutatókat. Különös figyelmet kell fordítani a hőmérséklet és csapadék közötti változékonyság vizsgálatára. Kívánatos tehát a múlt-, a jelen és a jövő klímaváltozások megismerése. *Meg kell érteni a vadózus zóna-, a felszínalatti víztározók- folyamatait*, amelyek a klímával függenek össze. A klíma vizsgálata segíthet a karsztrendszer működésével kapcsolatos egyéb kérdések megválaszolásában is.

Mint azt korábbi kutatásainkkal már jeleztük (*KEVEI - ZÁMBÓ* 1986) a *mikrobiális ökológiai vizsgálatok* is hozzájárulhatnak a karsztok bio-geokémiai ciklusának jobb megértéséhez. Akadémiai doktori munkámban (2003) megfogalmaztam, hogy „*az aerob körülmények között tesztelt mikrobátömeg a talajban szemianaerob viszonyok között, erjedés útján nyer energiát és magyarázhatjuk vele a nagymennyiségű CO₂ termelődését*”. „*A mikrobák által termelt széndioxid mennyisége tehát valódi értelemben vett ökológiai nagyság*”. Az is megállapítható, hogy *számottevő mikrobiális tevékenység a talaj felsőrétegében zajlik, az alsó szintekben a mikrobaszám jelentősen lecsökken*”. Az utóbbi időben egyre fontosabbá válik a barlangok mikrobiológiai kutatása is. Természetesen a két rendszer között szoros kapcsolat van, melynek közvetítője a szivárgó víz, ezért annak vizsgálata is elengedhetetlen.

A fentiek alapján egyértelmű, hogy a *karsztökorendszer kutatásának transz-diszciplinárisnak* kell lennie, a geológusok, geográfusok, környezet-tudósok, bioökológusok és más tudomány művelői közös kutatások révén tárhatják fel a rendszer folyamatait. Szép példája az együttműködésnek az amerikai Karst Waters Institute által kiadott „*Frontiers of Karst Research*” (2007) c. munka, amely foglalkozik a karsztrendszer működésének többféle aspektusával. Ugyanitt SIMON „*Ecosystem Science and Karst Systems*” c. tanulmányában a karsztrendszer anyag és energia forgalmát, a funkcióit, azok térbeli változatait, a karsztok energiájának limitáltságát és a karsztrendszer szerves-anyag biokémiáját vizsgálta USA-beli karsztokon.

5. Összegzés

A tanulmány célja a karsztökológiai rendszerben bekövetkező változások kutatásának fontosságára való figyelemfelkeltés volt. A *karsztökológiai rendszer elemei* egymással és a hasznosítás típusával szoros kapcsolatban állnak, s meghatározzák a *táj működését* (dinamikáját). Az emberi tevékenység megváltoztatja ezt a működést, ami a táj változását eredményezi. *A karsztökológiai kutatások feladata tehát megvizsgálni a tájban a hasznosítás során bekövetkezett változásokat. A jelenlegi állapotot először minősíteni kell, s az ökológiai állapot ismeretében kell javaslatot tenni a természetközeli hasznosításra. A javaslatnak ki kell terjednie a karsztok fenntartható fejlődésének és megőrzésének vizsgálatára is. Ki kell dolgozni a tájkezelésre, tájhasznosításra és tájmenedzsmentre vonatkozó terveket, amihez ismerni kell azokat a hatás mechanizmusokat, melyek a karsztok ökológiai rendszerének működését jellemzik.*

IRODALOM

- BÁRÁNY KEVEI, I. (1987): Tendencias to change in the compositions of the karstic soil and the vegetation in the dolines in the Hungarian Bükk Mountain. - ENDINS, n. o. 13. Ciutat de Mallorca. p. 87-92.
- BÁRÁNY KEVEI I. (1992): Karst soil as indicators of karst development in Hungarian karsts. - Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. - Bd. 85. Berlin-Stuttgart. p. 101-110.
- BÁRÁNY KEVEI I. (1996): Ecological condition of Hungarian karsts. - Acta Geogr. Szegediensis. Tom. XXXV. p. 89-99.
- BÁRÁNY KEVEI I. (2000): Daten zur karstökologischen Forschung im Aggtelek - Gebirge (NE-Ungarn). - Mitteilungen des Verbandes der deutschen

- Höhlen- und Karstforscher e.V. München. Nr.1/2-2000.Jahrg.46.1/2. Quart. p. 8-11.
- BÖGLI, A.* (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology. - (Berlin: Springer-Verlag), 284 p.
- CORBEL, J.* (1956): A new method for the study of limestone regions. - Rev.Canad. Geogr. 10- p. 240-242.
- CORBEL, J.* (1959): Karsts du Yucatan et de la Floride. - Bull. Ass. Geogr. Fr.n° 282-283. (Paris). p. 2-14.
- CVIJC, J.* (1893): Das Karstphaenomen. Geogr. Abhandl. - Vienne. p. 215-319.
- DAY, M.* (1979): The hydrology of polygonal karstdepression in northern Jamaica. - Zeitschrift für Geomorphologie. N. F. Suppl.-Bd.32. p. 25-34.
- DAY, M.* (1996): Conservation of karst in Belize. - Journal of Cave and Karst Studies. 58(2): p. 139-144.
- DREYBRODT, W.* (1988): Processes in karst systems: Physics, Chemistry, and Geology. - Berlin: Springer, 288 p.
- DAOXIAN, Y.* (1988): Karst environmental system. - In: Research management in limestone landscapes: international perspectives.Proceed. of IGU Study Group Man,s Impact on Karst.(Ed.: Gillieson, D. and Smith, D. I.) Sydney. p. 149-165.
- GAMS, I.* (1979): The polje: the problem of definition. - Zeitschrift für Geomorphologie N. F.22(2), p. 170-181.
- GAMS, I.* (1987): Karst and Man - (Ed.: Gams, I. Kunaver, J.). Ljubljana. 265 p.
- GILLIESON, D.* (1988): Effects of land use on karst of Ausztralia. - In: Research management in limestone landscapes: international perspectives. Proceed. of IGU Study Group Man,s Impact on Karst.(Ed.: Gillieson, D. and Smith, D. I.) Sydney. p. 43-61.
- GRUND, A.* (1914): Der geographische Zyklus im Karst. - Z. Ges. Erd. Berlin 52. p. 621-640.
- JAKUCS L.* (1986): Traces of effects of acid rain (sedimentation) in the re-dissolution of cave dripstones. - IGU Study Group on Man,s Impact in Karst Areas, Palma de Mallorca Meeting.
- KASZALA R. – BÁRÁNY KEVEI I.-POLYÁK K.* (2003): Heavy metal content of the vegetation on karstic soils. - Acta Climatologica at Chorologica. Tom. XXXVI-XXXVII. p. 57-62.
- KEVEI I. - ZÁMBÓ L.* (1986): Study of the relationship between bacteria activity in karstic soils and corrosion. - Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Tomus XX-XXI. p. 325-333.

- KIERNAN, K.* (1988a): Human impact and management responses in the karsts of Tasmania. - In: Research management in limestone landscapes: international perspectives. Proceed. of IGU Study Group Man,s Impact on Karst.(Ed.: Gillieson, D. and Smith, D. I.) Sydney. p. 69-93.
- KIERNAN, K.* (1988b): Karst management issues at the Jenolan tourist resort, NSW. - In: Research management in limestone landscapes: international perspectives.Proceed. of IGU Study Group Man,s Impact on Karst.(Ed.: Gillieson, D. and Smith, D. I.) Sydney. p. 111-133.
- LEHMANN, H.* (1954): Das Karstphenomen in den verschiedenen Klimazonen. - Erdkunde 8. p. 112-139.
- LEHMANN, O.* (1936): Die Hydrographie des Karstes. - FranzDeutike, Wien.
- MIOTKE, F. D.* (1974): Carbon dioxide and the soil atmosphere. - Abhandlung zur Karst und Höhlenkunde, A9. 49 p.
- NICOD, J.* (1992): Recherches sur l'évolution du massif de Montrieux (Basse-Provence) - Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl, Bd. 85, p. 39-57.
- PFEFFER, K-H.* (1984): Einführung in die Hydrologie der verkarsteten Regionen des Rheinischen Schiefergebirges. - Kölner Geogr. Arbeiten, 45, p. 399 - 414; Köln.
- PFEFFER, K-H.* (1989): Ökologische Ausstattung und antropogene Veraenderung der Naturlandschaft im Umland der Stadt Kerpen/Rheinland.- Frankfurter Geowiss. Arb. Serie D, Bd. 10. p. 85-94.
- PFEFFER, K-H.* (1990): Süddeutsche Karsökosysteme. Beitrage zu Grundlagen und praxisorientierten Fragestellungen.Tübinger Geographische Studien 105. Tübingen.
- ROSSI, G.* (1976): Karst et dissolution des calcairesn milieu tropical. - Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 26.
- SALOMON, J. N.* (1987): Le gouffre des Tourettes ou la montagne qui accouche d'un trou Karsologia n°10, p.52.
- SALOMON, J. N. – MAIRE, R.* (1992): Karst et Évolutions climatiques. Presses Universitaires de Bordeaux. Talence. p. 520.
- SANDERS, E.M.* (1921): The Cycle of Erosion in Karst Region (Cvijic) - Geogr. Rev. 11. p. 593-604.
- SAMU A. – BÁRÁNY KEVEI I.* (2010): Jelenlegi és múltbeli állapot a Gömör-Tornai-Karszt tavain a Papverme-tó példáján. - Tájökológiai Lapok 8 (1): p. 111-121.
- SIMON K.S.* (2007): Ecosystem Science and Karst System. - Frontiers of Karst Research. Karst Water Institute. Special Publication 13.. p. 49-53.
- SWEETING, M.M.*(1972): Karst Landforms. - (London Macmillan). 362.p

- SWEETING, M. M.* (1979): Weathering and solution of the Melinau limestone in Gulung Mulu National Park, Saravak Malaysia. - *Ann. Soc. Geol. Belg.* 102, p. 53-57.
- TANÁCS E. –SZMORAD F. – BÁRÁNY KEVEI I.* (2007): A review of the forest management history and present state of Haragistya karst plateau (Aggtelek Karst, Hungary). - *Acta Carsologica* 36/3. p. 441-453.
- URICH, P. B.* (2002): Land use in karst terrain: review of impacts of primary activities of temperate karst ecosysteme. - *Science for Conservation*, 198. p. 49.
- URICH, P. B. – DAY, M. – LYNAGH, F.* (2001): Policy and practice in karst landscape protection: Bohol, the Philippines *Geographical Journal* 167(4): p. 305-323.
- URUISHIBARA YOSHINO, K.* (1991): Land use and soils in karst areas of Java, Indonesia. *Proceed. Of Int. Conf. On Environmental Changes in Karst Areas.* Quaqd. Del Dipartimento di Geografia, Universita Padova. p. 61-67.
- WILLIAMS, P.W.* (1985): Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. - *Zeitschrift für Geomorphologie.* 29. p. 463-482.
- WILLIAMS, P.W.* (1993): Environmental change and human impact on karst terrains: an introduction. - In: Williams P.W. (Ed) *Karst Terrains, environmental changes, human impact.* Catena Supplement 25. p. 1-19.
- ZÖTL, J.* (1974): *Karsthydrogeology.* - Vienna. Springer Verl.

HÁROM KÜLÖNBÖZŐ KÖRNYEZETŰ LEJTŐ KARROSODÁSA (TOTES GEBIRGE)¹

VERESS MÁRTON

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

Abstract: We compared the karren formation of various slopes. The research area is in a glacier valley close to Tragl peak (in Totes Gebirge). We investigated three bare slopes and two slopes with a plant patch. We covered them with a net to use it for mapping of the slopes. (The size of the squares of the net had 50x50 centimetres.) We mapped the karren features of the slopes, we measured the width and the depth of the karren features along profiles. The averages of the specific width the specific width of the rinnenkarren (channel, runnel), the specific cross section area of the runnel, the density of the runnel were calculated. The averages were calculated on profiles and on slope parts. It could be established: the bare slopes have great average specific width, great channel shape and great channel density. The specific width and the specific cross-section area decrease moving from the lower towards the upper margin on bare slopes. The specific width and the specific cross-section area of the runnels increase towards the margin of the plant patch on the slopes with plant patch. The phenomena can be explained with the fact that the solution capacity comes from the plant patch on the slope with plant patch. Newer water with solution capacity flows from the surroundings surfaces into the karren forms on bare slopes. Therefore the solution capacity does not decrease along the slope downwards but increases. The solution capacity is small but scattered on the upper part of the bare slope. The solution is intensive and concentrated on the upper part of the slope with plant patch. The increasing of the karren features are different on the bare slopes and slopes with a plant patch. Karren features rather widen on bare slopes, while they rather deepen on slopes with a plant patch. The specific width is greater on slope with Pinus mugo than on slopes with grass patch, and the specific cross-section area of the channel is also greater. Hence the solution intensity is greater on slopes with Pinus mugo than on slopes with a grass patch.

1. Bevezetés

Tanulmányunkban három, egymáshoz közeli, néhány m²-es kiterjedésű törpefenyővel-, gyepvel szegélyezett-, ill. csupasz lejtőrészlet karrosodását (mennységileg és minőségileg) kívánjuk összehasonlítani. A célból, hogy milyen mértékben térnek el a csupasz lejtők és a növényfoltos lejtők (a növényfolt lehet törpefenyő és gyep), valamint a törpefenyőfoltos és gyepfoltos lejtők karrformái, sűrűsége és méretbeli jellemzői. Ennek ismeretében ugyanis következtetni lehet a talajnak az oldódásban betöltött szerepére. De következtetni lehet a disszimilációs eredetű CO₂ szerepére is. Ez utóbbi a hó alatti törpefenyőből származhat (VERESS 2010). Ehhez a vizsgált területen

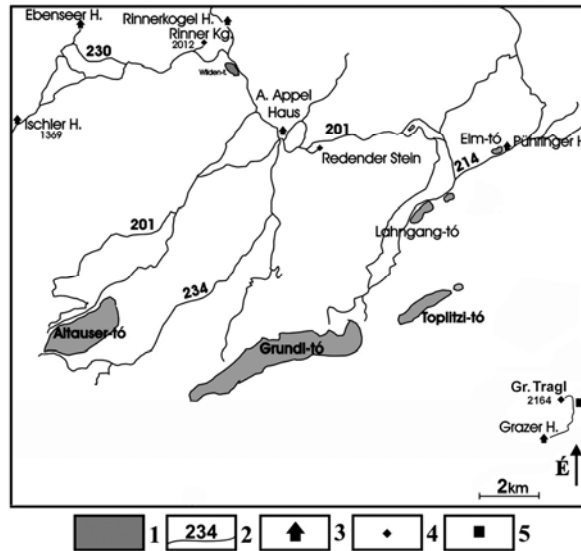
¹ Készült a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 pályázat támogatásával.

a karrformákat térképezni kell (helyük, méretük, típusuk), továbbá e formák méretét mérni kell.

Amikor a karrosodás intenzitását mérjük, akkor a karsztos oldódás mértékére kapunk adatokat a karszt felszínén. Ez történhet közvetlenül és közvetve. Közvetlen mérés esetén a vízben lévő oldott anyag tartalmát határozzuk meg. Közvetett mérésnél többnyire a létrejött, vagy létrejövő forma méretváltozásából következtetünk az oldódás mértékére. Az oldódásnak a mérése történhet a karros formában, de lehet azon kívül is.

Közvetlen módszer alkalmazása során a csupasz felszínen lefolyó vagy a karrformákban összegyűlt víz oldott anyag tartalmát határozzák meg (*SWEETING* 1966, *THOMAS* 1970, *NEWSON* 1970, *HIGH-HANNA* 1970, *HOBLEA* et al. 2001). Az oldott anyagtartalmat különböző csapadékosságú karsztokon, ill. különböző talajfedettségű karrformák esetében is megmérték, miáltal az oldódást befolyásoló tényezőknek (csapadék mennyisége, talaj minősége) a szerepére következtetnek. Közvetett módszert alkalmazott *BÖGLI* (1961), aki a karrasztalok magasságát mérte. Utóbbinak és az oldódás időtartamának felhasználásával (amelyet a gleccserek visszahúzódásának ideje ad meg) számítható a karrasztal környezetében a légköri eredetű CO_2 által gerjesztett leoldódási intenzitás. Ugyancsak a közvetett módszerek közé sorolható *CUCCHI* et al. (1996) nagy pontosságú módszere: a kőzetbe fémplácákat helyeznek, majd a fémplácáknak a magasságát a hordozó kőzetfelszínhez képest újramérik. Ezzel a felszín leoldódásának a mértéke és így az oldódás sebessége adható meg. Más módszerek alkalmazásával a karsztos oldódás mértékére következtetnek. Így *JAKUCS* (1971) a talajban mért CO_2 tartalomból, míg *TRUDGILL* (1975) a talajban elhelyezett márványtabletták tömegváltozásából következtetett az oldóképességre, míg *KEVEINÉ* (1986) a törbrök növényzetéből az oldódás intenzitásának térbeli eloszlását állapította meg.

A karrosodás intenzitása, jellege nagy mértékben függ a környezettől. Így a magasságtól, a lejtőszögtől, a növényzettől (*GINES* 1996, *VERESS* 2010), a hordozó formák (magaslatok) alakjától, növényzetétől, így a fedettség mértékétől és annak minőségétől (*SMART-WHITAKER* 1996). Magashegységi környezetben is hozzájárul az oldóképességhez a biogén eredetű CO_2 , amely azonban csak részben talaj eredetű. Törpefenyőfoltokat fedő hóban ugyanis felhalmozódhat a disszimilációs eredetű CO_2 , amely az olvadékvízbe kerülve növeli a csupasz lejtőrészen végigfolyó víz oldóképességét (*VERESS* 2010).



1. ábra: Kutatási terület

Jelmagyarázat: 1. tó, 2 turistaút, 3. turistaház, 4. hegycsúcs, 5. kutatási terület

Fig. 1. The research area

Legend: 1. lake, 2. hiker's track, 3. hiker's hut, 4. peak, 5. research area

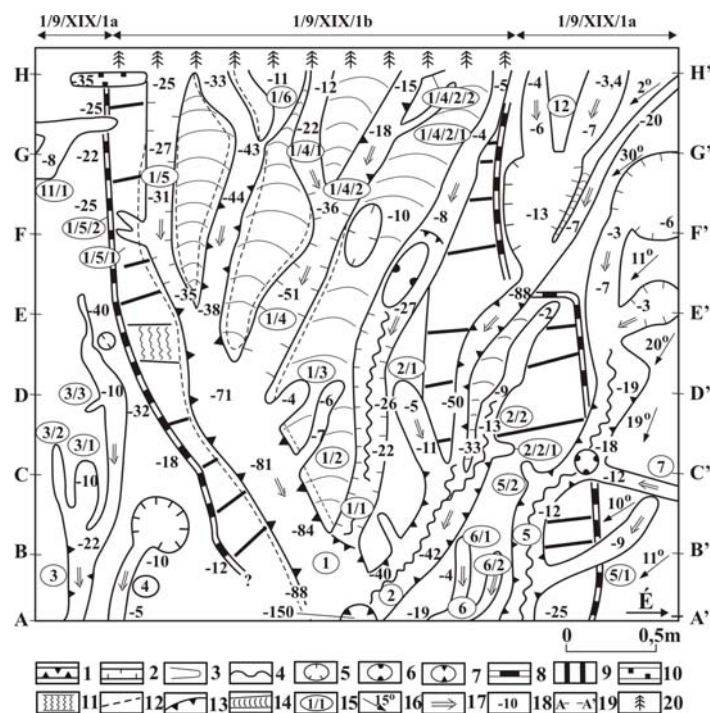


1. kép: A törpefenyős lejtő

Picture 1. Slope with Pinus mugo patch

A vizsgálati helyszín (1/9/XIX jelű) a Tragl-csúcs alatti gleccser-völgy (Totes Gebirge) D-i végénél 1800-1900 m-es magasságok között van a völgytalp réteglépcsőinek egyik réteglapján (1. ábra). A törpefenyővel

szegélyezett helyszín (1/9/XIX/1 jelű) 10,41 m² kiterjedésű lejtőrész K-i irányba dől 10-20° dőléssel (1. kép). Területének nagy részét elfoglalja egy, a törpefenyőfoltnál kezdődő nagyméretű oldódásos mélyedés (nem zárt medence). A medencét elsősorban vályúk (rinnenkarrok) tagolják fel, amelyek között többnyire keskeny gerincek sorakoznak. A vályúk keskenyek és mélyek. Többnyire a törpefenyőn, vagy annak pereménél kezdődnek (2. ábra). A vályúk egy része a törpefenyőfoltból nem kap vizet. A medencét tagoló vályúk egyetlen nagyméretű kürtőhöz kapcsolódnak. Tehát a térszínrésze-
ten nincs felszíni vízelvezetés.



2. ábra: A törpefenyőfoltos lejtő (1/9/XIX/1 jelű)

Jelmagyarázat: 1. B típusú fővályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. belső (vályútalpi) III. típusú meander, 5. madáritató, 6. talpi madáritató, 7. vályútalpi kürtő, 8. vályúkat hordozó medence pereme, 9. medence oldallejtője, 10. hasadék, 11. félkörös bemélyedés, 12. aláhajló fal, 13. lépcső, 14. vályúk közti gerinc, 15. vályú azonosító jele, 16. lejtésirány és lejtőszög, 17. vályútalpi dőlésének iránya, 18. karrforma mélysége (cm-ben), 19. szelvény jele, 20. törpefenyő

Fig 2. Slope with *Pinus mugo* patch (marked 1/9/XIX/1)

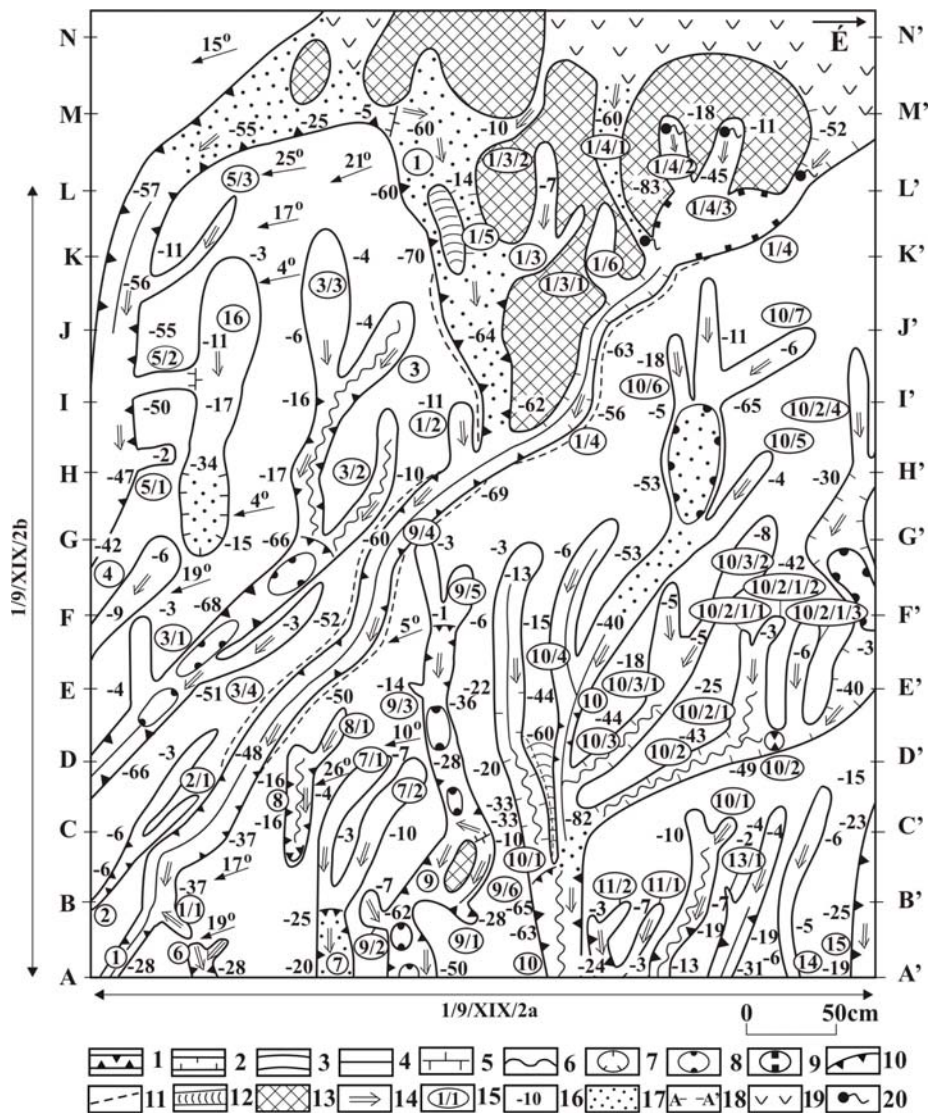
Legend: 1. type B main channel, 2. type B tributary channel, 3. type A channel, 4. internal (channel floor) type III channel, 5. kamenitza, 6. channel bottom kamenitza, 7. channel bottom pitkarren, 8. the margin of the basin bearing the channels, 9. the side slope of the basin, 10. grike, 11. half-circular depression, 12. overhanging wall, 13. step, 14. ridge between channels, 15. mark of channel, 16. dip direction and dip angle, 17. the dip direction of the channel floor, 18. the depth of karren feature (in centimetres), 19. mark of the profile, 20. *Pinus mugo*



2. kép: A gyepfoltos lejtő
Picture 2: Slope with grass patch



3. kép: A csupasz lejtő
Picture 3: Bare slope



3. ábra: A gyepfoltos lejtő (1/9/XIX/2 jelű)

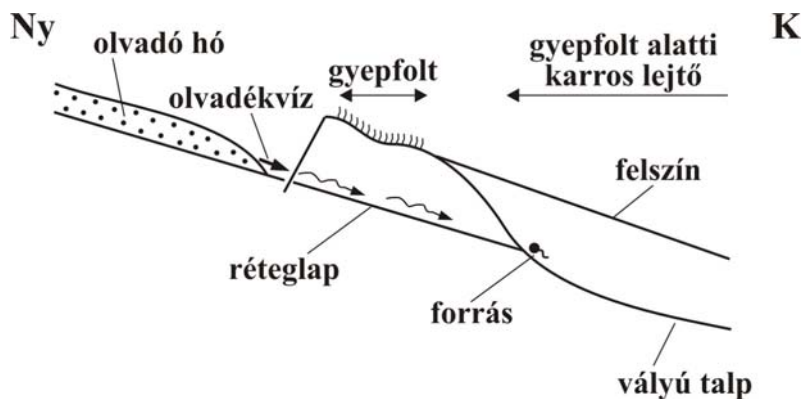
Jelmagyarázat: 1. B típusú fővályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. belső (vályútalpi) III. típusú meander, 5. vályútalpi vízválasztó, 6. meanderező belső (vályútalpi) III. vályú, 7. madáritató, 8. talpi madáritató, 9. talpi medence, 10. lépcső, 11. aláhajló fal, 12. vályúközi gerinc, 13. maradvány térszín, 14. vályútalp dőlésének iránya, 15. vályú azonosító jele, 16. karrforma mélysége (cm-ben), 17. talaj és növényzet, 18. szelvény jele, 19. gyep, 20. forrás

Fig.3. Slope with grass patch (marked 1/9/XIX/1)

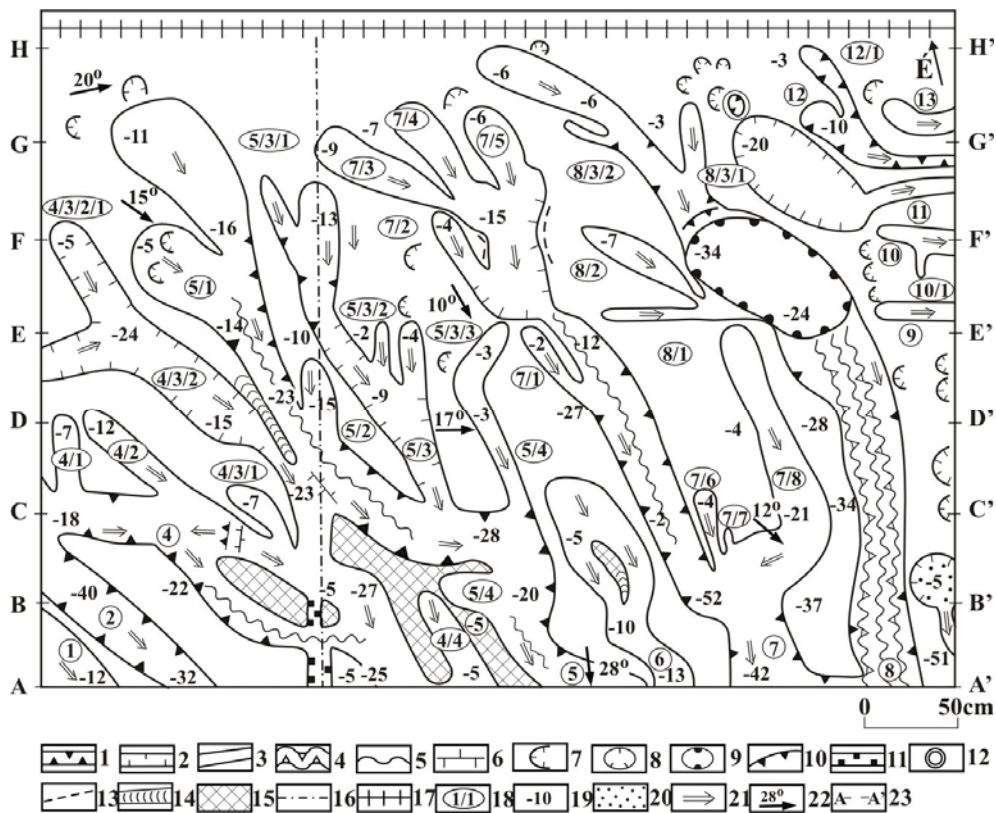
Legend: 1. type B main channel, 2. type B tributary channel, 3. type A channel, 4. internal (channel floor) type III channel, 5. channel floor drainage divide, 6. meandering internal (channel floor) type III channel, 7. kamenitza, 8. floor kamenitza, 9. floor basin, 10. step, 11. overhanging wall, 12. ridge between channels, 13. surface remnant, 14. dip direction of the channel floor, 15. identification mark of the channel, 16. the depth of the karren feature (cm), 17. soil and plant, 18. mark of profil, 19. grass, 20. spring

A gyepvel szegélyezett helyszín (1/9/XIX/2 jelű) 35,42 m² kiterjedésű lejtőrész DK-re dől, dőlésszöge mintegy 5-20° (2. kép). E területen is uralkodnak a vályúk, amelyeknek azonban csak egy része táplálkozik a gyepfoltról. A vályúk vályúrendszereket képeznek és DK-i irányba tartva kapcsolódnak egymásba, majd többségük a területet DK-ről határoló hasadékbá torkollik. A vályúk kisebb formákkal (madáritató, medence) tagoltak. A vályúk között az eredeti térszín kisebb-nagyobb szélességű sávjai sorakoznak (3. ábra). A vályúk egyike nem csak a réteglap területéről kap vizet, hanem a felette elhelyezkedő réteglépcső rétegfejénél összegyűlt hóból is. A keletkezett olvadékvíz egy réteglap mentén szivárogva forrásokként bukkan elő a vályú vályúfőjében tavasszal hóolvadáskor (4. ábra).

A csupasz helyszín (1/9/XIX/3 jelű) 17,17 m² kiterjedésű lejtőrész D, DK-i irányba dől 10-20°-os dőléssel (3. kép). Formakincse változatos (vályúk, madáritatók, saroknyomok fordulnak elő) azonban itt is főleg a vályúk uralkodnak. Vízelvezetése kevésbé egységes és részben a felszínen történik. Ny-i részén a vályúk kevésbé összetettek és közöttük az eredeti térszínből már csak keskeny gerincek maradtak meg, K-i részén a vályúk összetettebbek, közöttük az eredeti térszínnek még szélesebb sávjai is előfordulnak. A K-i részen a vályúk széles madáritatószerű formáktól indulnak (5. ábra).



4. ábra: A gyepfoltos lejtő vályújában található időszakos forrás
 Fig. 4. The water feed of the intermittent springs, which occurs in a channel on the slope with grass patch



5. ábra: A csupasz lejtő (1/9/XIX/3 jelű)

Jelmagyarázat: 1. B típusú fővályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. meanderező belső (talpi) II. típusú vályú, 5. meanderező belső (talpi) III. típusú vályú, 6. vályútalpi vízválasztó, 7. saroknyom, 8. madáritató, 9. talpi madáritató, 10. lépcső, 11. hasadék, 12. kürtő általában, 13. aláhajló fal, 14. vályúközi gerinc, 15. maradványtérzsín, 16. törés, 17. vízválasztó a lejtőn, 18. vályú azonosító jele, 19. karrforma mélysége (cm-ben), 20. talaj és növényzet, 21. vályútalp dőlésének iránya, 22. felszín dőlésiránya és dőlésszöge, 23. szelvény jele

Fig. 5. Bare slope (marked 1/9/XIX/3)

Legend: type B main channel, 2. type B tributary channel, 3. type A channel, 4. meandering internal (floor) type II. channel, 5. meandering internal (floor) type III. channel, 6. channel floor drainage divide, 7. tritkarren, 8. kamenitza, 9. floor kamenitza, 10. step, 11. grike, 12. pitkarren generally, 13. overhanging wall, 14. ridge, between channels, 15. remnant surface, 16. fracture, 17. drainage divide on the slope, 18. mark of channel, 19. the depth of the karren feature (in centimetres), 20. soil and plant, 21. the dip direction of the channel floor, 22. the dip direction and dip angle of the slope, 23. the mark of profile

2. Módszerek

- A karrok térképezése több módszerrel is lehetséges (VERESS 1998a, Veress 1998b, VERESS-BARNA 1998, VERESS-TÓTH 2004, VERESS 2010). Ezek egyike a hálós módszer. Ekkor a térképezendő területen zsinórokkal egyenközű hálót alakítunk ki. A háló négyzetei megadják a karrformák helyét, a négyzetek oldalhosszai a karrformák méretét. Hálós módszerrel (a hálók négyzetei 50x50 cm-sek voltak) térképeztük a három lejtőrészt. 1:25

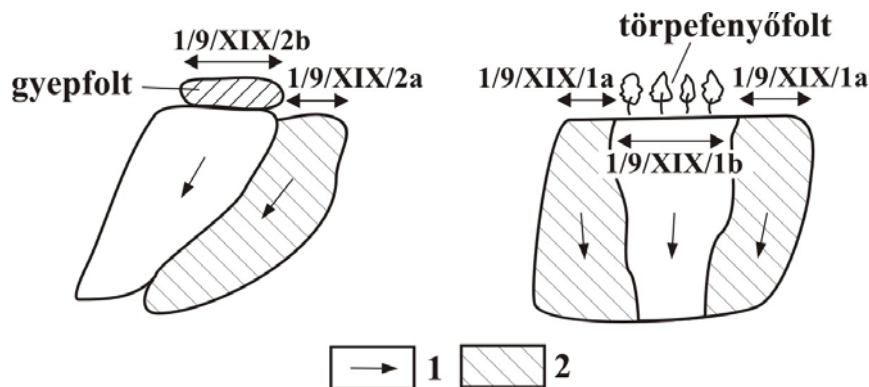
méretarányú karrmorfológiai térképet készítettünk (1, 2, 3 jelű területek térképei). A fentebb említett térképeken minden egyes karrforma ábrázolásra került.

- Szelvények mentén mértük a karrformák mélységét és szélességét (a szelvények a kialakított háló csapásirányú tengelyei mentén lettek kialakítva).

- Számítottuk szelvényenként és lejtőnként a fajlagos leoldódást (az összes karrformára és külön a vályúkra), az átlagos fajlagos leoldódást (ugyancsak az összes karrformára és a vályúkra is), a fajlagos vályúkeresztmetszeterületet, a fajlagos vályúalakot és a sűrűséget (az összes karrformára és a vályúkra is, *I. táblázat*). A törpefenyős, de különösen a gyepes lejtőn előfordulnak olyan karrformák, amelyek vizüket nem a talaj- és növényfolt területről kapják. Ezek környezete lényegében csupaszt lejtő. Ezért a törpefenyős és gyepes lejtők két lejtőrészre különülnek: a növényfolttól kap (1/9/XIX/1a, 1/9/XIX/2a), ill. nem kap vizet (1/9/XIX/1b, 1/9/XIX/2b) a karrforma (*6. ábra*).

- Ábrázoltuk a különböző lejtők fajlagos leoldódását az összes karrformára (*7. ábra*), valamint csak a vályúkra (*8. ábra*), a fajlagos vályúkeresztmetszeterületet (*9. ábra*) és a vályúsűrűség értékeit (*10. ábra*) a távolság függvényében.

- Összehasonlítottuk a 3 lejtőrész karrformáit.

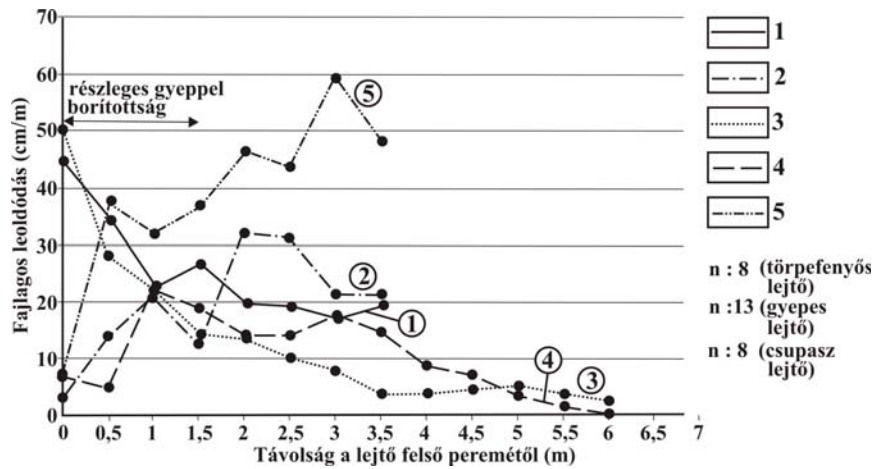


6. ábra: Törpefenyős és gyepes lejtők részei aszerint, hogy a lejtő növényfolttól kap, vagy nem kap vizet.

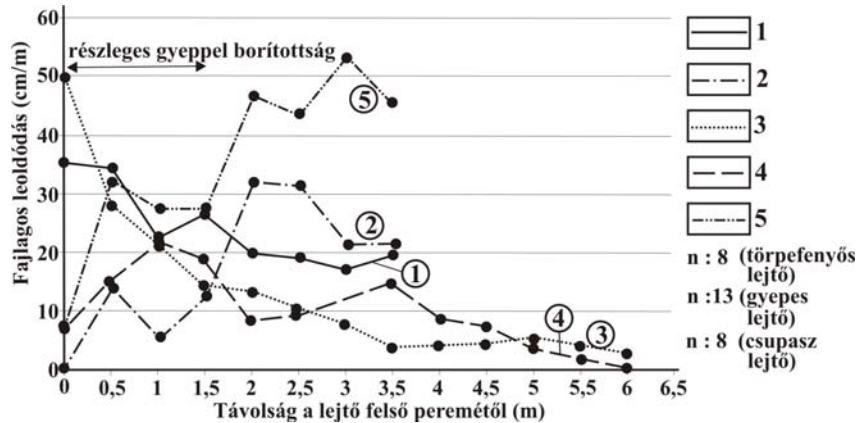
Jelmagyarázat: 1. lejtésirány, 2. növényfolttól nem kap vizet

Fig. 6. The part of the slopes with *Pinus mugo* patch and slopes with grass patch according to those which receive water from the plant patch

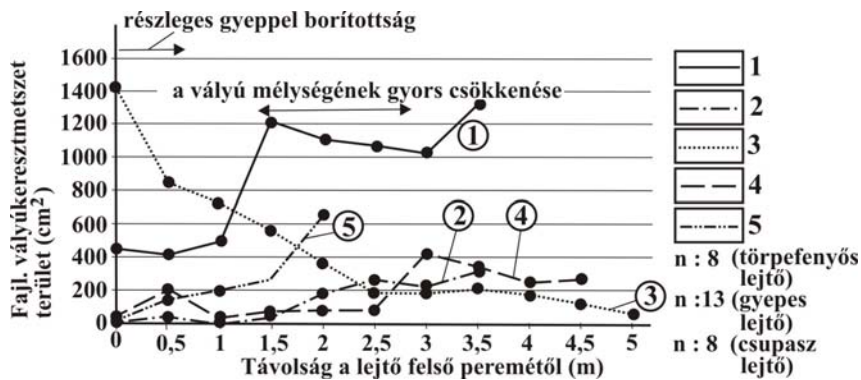
Legend: 1. dip direction, 2. it does not receive water from the plant patch



7. ábra: A vizsgált lejtőrészek átlagos fajlagos leoldódásai a távolság függvényében a lejtők szelvényeinél számított átlagok felhasználásával
 Jelmagyarázat: 1. törpefenyőfoltos lejtő medence nélkül, 2. törpefenyős lejtő, de a törpefenyőfoltól nem kap vizet, 3. gyepfolt alatti lejtő, 4. gyepfoltos lejtő, de a gyepről nem kap vizet, 5. csupasz lejtő
 Fig. 7: The specific width of the investigated slopes parts in the function of the distance by using the average values of the profiles of the slopes
 Legend: 1. slope with *Pinus mugo* patch (without basin), 2. slope with *Pinus mugo* patch but it does not receive water from the *Pinus mugo* patch, 3. slope with grass patch, 4. slope with grass patch but it does not receive water from the grass patch, 5. bare slope



8. ábra: A vizsgált lejtőrészek a vályúk által képviselt átlagos fajlagos leoldódás a lejtők szelvényeinél számított átlagok felhasználásával
 Jelmagyarázat: 1. törpefenyőfolt alatti lejtő (medence nélkül), 2. törpefenyős lejtő, de törpefenyőfoltól a lejtőrész nem kap vizet, 3. gyepfolt alatti lejtő, 4. gyepfoltos lejtő, de a gyepfoltól a lejtőrész nem kap vizet, 5. csupasz lejtő
 Fig. 8: The specific width of the channels in the function of the distance by using the average values of profiles of the slopes on the investigated slopes
 Legend: 1. slope with *Pinus mugo* patch (without basin), 2. slope with *Pinus mugo* patch, but it does not receive water from the *Pinus mugo* patch, 3. slope with grass patch, 4. the slope part with a grass patch but it does not receive water from the grass patch, 5. bare slope

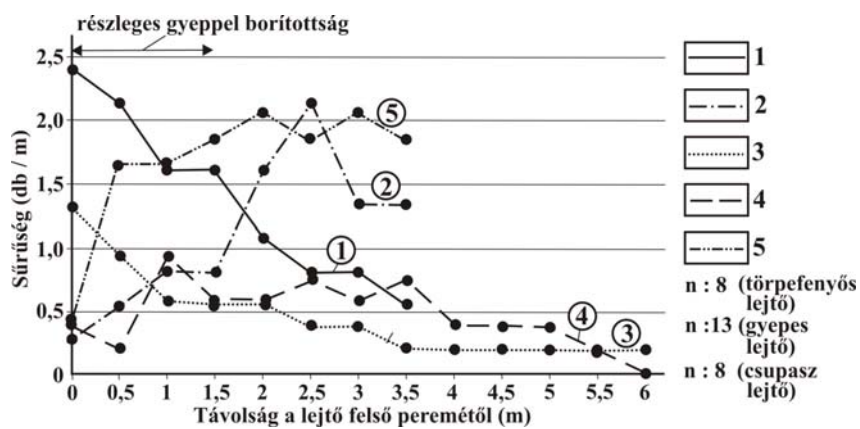


9. ábra. A vizsgált lejtők fajlagos vályú összekeresztmetszet területei a távolság függvényében a lejtők szelvényeinél számított átlagok felhasználásával

Jelmagyarázat: 1. törpefenyőfoltos lejtő, 2. törpefenyőfoltos lejtő, de a törpefenyőről nem kap vizet, 3. gyepfoltos lejtő, 4. gyepfoltos lejtő, de a gyepről nem kap vizet, 5. csupasz lejtő

Fig. 9. Specific cross-section areas of the channels in the function of the distance by using the average values of the profiles of the slopes on the investigated slopes

Legend: 1. slope with *Pinus mugo*, 2. slope with *Pinus mugo*, but it does not receive water from the *Pinus mugo* patch, 3. slope with grass, 4. slope with grass, but it does not receive water from the grass patch, 5. bare slope



10. ábra: A vizsgált lejtőrészek vályúsűrűsége a távolság függvényében a lejtők szelvényeinél számított átlagok felhasználásával

Jelmagyarázat: 1. törpefenyőfoltos lejtő, 2. törpefenyős lejtő, de a törpefenyőről nem kap vizet a lejtőrész, 3. gyepfoltos lejtő, 4. gyepfoltos lejtő, de a gyepfoltról a lejtőrész nem kap vizet, 5. csupasz lejtő

Fig. 10. Channels density in the function of the distance by using the average values of profiles of the slopes on the investigated slopes

Legend: 1. slope with *Pinus mugo* patch, 2. slope with part *Pinus mugo* but it does not receive water from the *Pinus mugo* patch, 3. slope with grass patch, 4. slope with grass patch but it does not receive water from the grass patch, 5. bare slope

3. Kiértékelés

3.1. A karrformák paramétereinek átlagai

Megállapítható, hogy a fajlagos leoldódás, ha a törpefenyős lejtőn a medencét nem számítjuk, csupasz lejtőn a legnagyobb (39 cm/m), és gyepfoltos lejtőrészen a legkisebb (13 cm/m). Ha a törpefenyőfoltos lejtőn a medencét is bevontuk volna a számításba, akkor e lejtőn lenne a legnagyobb a fajlagos leoldódás. Ettől azonban eltekintettünk, mert tapasztalatunk szerint a medence egyedi forma. Más törpefenyőfoltos lejtőkön ugyanis ilyen formát nem észleltünk. Ugyanakkor a fajlagos vályúkeresztmetszet terület – amely leginkább jellemzi egy lejtőn a kioldódás mértékét – a törpefenyős lejtőn a legnagyobb. Jóval kisebb a gyepes lejtőn és alig haladja meg a csupasz lejtőn számított fajlagos vályúkeresztmetszet területet. A fajlagos vályúalak a gyepes lejtőn a legkisebb és csupaszon a legnagyobb. A vályúsűrűség a gyepes lejtőn a legkisebb és csupaszon a legnagyobb. Hasonló értékeket kaptunk az egyes területeknek a karrforma sűrűségére is. Ennek értéke a csupasz lejtőkön a nagyobb, és kisebb a törpefenyős ill. gyepes lejtőn.

Módosul a fajlagos leoldódás értéke, ha annak átlagát képezzük (fajlagos leoldódás/sűrűség). Ekkor, bár az 1/9/XIX/3 jelű csupasz lejtőn még mindig a legnagyobb az átlagos fajlagos leoldódás (a három csupasz lejtő átlagos fajlagos leoldódása azonban 20,17-tel már a legkisebb), de a másik kettő csupasz lejtőrészen már az átlagos fajlagos oldódás kisebb, mint a növényfoltos lejtőrészekén. Látható továbbá az is, hogy a gyepfoltos lejtőn immár az átlagos fajlagos leoldódás nagyobb lesz, mint a törpefenyőfoltos lejtőrészen (*I. táblázat*).

Tehát igen nagy fajlagos leoldódás, vályúalak és vályúsűrűség jellemzi a csupasz lejtőt (1/9/XIX/3), továbbá igen nagy fajlagos vályúkeresztmetszet terület a törpefenyős lejtőt. Valószínűleg a csupasz lejtő nagy fajlagos leoldódása – ami nem jellemző az Alpok más karsztjain – azzal hozható kapcsolatba, hogy itt a legnagyobb a vályúsűrűség. A kicsi fajlagos vályúalak, amely keskeny és mély vályúkat jelent, azért lehet a gyepes lejtőn a legnagyobb, mert itt a réteglap mentén átszivárgó víz a vályú (vagy vályúk) talpán tartós oldást és így mélyülést okoz. A törpefenyős lejtőn számított nagy fajlagos vályúkeresztmetszet a törpefenyőnek a jelentős szerepére utal, összhangban már korábbi megállapításainkkal (Veress 2010). A hó alatti törpefenyő által produkált CO₂ a hóba, majd onnan az olvadékvízbe kerül.

I. táblázat

Table I.

A vizsgált lejtők szelvényei mentén előforduló karrformáinak jellemzői
The characteristics of karren features which occur along profiles of the three slopes

A lejtő jellege	L_k	ρ_k	\bar{L}_k	T	f	L_v	ρ_v	\bar{L}_v
törpefenyőfoltos lejtőrész	25	1,3	20,67	889	1,5	24	1,35	17,78
törpefenyőről nem kap vizet	19	1,09	18,11	136	2,3	17	1,09	15,60
gyepfoltos lejtőrész	13	0,44	23,16	567	0,81	13	0,44	29,55
gyepfoltról nem kap vizet	10	0,45	19,57	143	1,29	10	0,45	22,22
csupasz lejtő	39	1,64	22,83	590	4,0	35	1,82	19,23

$$L_k = \frac{\sum V_k}{m} \quad \rho_k = \frac{n_k}{m} \quad \bar{L}_k = \frac{L_k}{\rho_k} \quad T = \frac{\sum F_0}{m} \quad F_0 = a \cdot b$$

$$f = \frac{\sum f_0}{m} \quad \rho_v = \frac{\rho_w}{m} \quad \bar{L}_v = \frac{L_v}{\rho_v}$$

ahol

L_k : karrformák fajlagos szélessége (cm/m)
 V_k : a karrformák szélessége a szelvény mentén (cm)
 m: szelvény hossza (m)
 ρ_k : karrformák sűrűsége a szelvény mentén (db/m)
 n_k : a karrformák darabszáma a szelvény mentén (db)
 \bar{L}_k : a karrformák átlagos fajlagos szélessége (cm/db)
 T: fajlagos vályúkeresztmetszet terület (cm²/m)
 F_0 : vályúkeresztmetszet terület (cm²)
 a: vályúszélesség (cm)
 b: vályúméllyesség (cm)
 f: fajlagos vályúalak
 f_0 : vályúalak
 L_v : vályúk fajlagos leoldódása (cm/m)
 V_v : a vályúk szélessége a szelvény mentén (cm)
 ρ_v : vályúk sűrűsége a szelvény mentén (db/m)
 n_v : a vályúk darabszáma a szelvény mentén (db)
 \bar{L}_v : a vályúk átlagos fajlagos szélessége (cm/db)

where

L_k : specific width of karren features (cm/m)
 V_k : width of karren features of the along profile (centimetres)
 m: the length of the profile (metres)
 ρ_k : the density of karren features along the profile (pieces/metres)
 n_k : the pieces of the karren features along the profile (pieces)
 \bar{L}_k : average specific width of the karren features (cm/pieces) (cm²/m)
 T: area of cross-section of channel
 F_0 : area of cross-section of channel (cm²)
 a: width of channel
 b: depth of channel
 f: specific shape channel
 f_0 : shape channel
 L_v : specific width of channels (cm/m)
 V_v : the width of channel along profile (cm)
 ρ_v : density of channel along profile (piece/m)
 n_v : piece of channel along profile (piece)
 \bar{L}_v : average specific width of the channels (cm/piece)

3.2. A fajlagos leoldódás és fajlagos vályúkeresztmetszet változása a távolság függvényében

Az alábbiak állapíthatók meg.

- Az összes csupasz lejtőn a fajlagos leoldódás nagysága a lejtő felső pereme felé – igaz nem egyforma mértékben – csökken (7. ábra).
- A növényfoltos lejtőkön a fajlagos leoldódás mértéke a lejtő felső pereme felé nő. A törpefenyőfoltos lejtőn ezek az értékek nagyobbak, mint a gyepfoltos lejtőn. A különbség a törpefenyőfoltos lejtő javára a növényfolt irányába nagyobb lesz (7, 8. ábra).
- Az összes csupasz lejtőn a fajlagos vályúkeresztmetszet terület a lejtő felső pereme felé csökken. Mindez visszavezethető a sűrűség, ill. vályúméretek csökkenésére (9. ábra).
- A növényfoltos lejtőkön a fajlagos vályúkeresztmetszet a növényfolt felé nő (a lejtő felső pereme felé). Ugyanakkor a törpefenyőfoltos lejtőn a növényfolt peremétől számított 1,5 m-en belül csökkenésbe megy át. A törpefenyőfoltos lejtőn azonban mintegy 1-1,5 m-nél nagyobb távolságra mindenhol nagyobb, mint a gyepes lejtőn. Miután a lejtő felső pereméhez képest 1 m-nél közelebbi tartományban mind a vályúsűrűség (10. ábra), mind a vályúk fajlagos leoldódása (8. ábra) nő, a jelenség a vályúmélységek számottevő csökkenésével magyarázható.

3.3. Karrformák

Látható, hogy dominálnak a térképezett lejtőrészek a vályúk, gyakoriak még a madáritatók és a saroknyomok (II. táblázat).

Összegeztük a növényfoltos és csupasz lejtőrészek karrformáit. A növényfoltos lejtőkön az egyszerű vályúk aránya a legnagyobb (az összes karrforma 62,5 %-a). Az összetett vályúkkal együtt a karrformák 78,1 %-a vályú. A vályúkon kívül még a madáritatók aránya mondható jelentősebbnek (12 %). A csupasz lejtőkön is jelentős a vályúk aránya (72,3 %). A vályúk mellett a meanderkarok (7,4 %), a saroknyomkarok (17,3 %) és a madáritatók (11,1 %) említhetők a csupasz lejtőkről. Feltűnő a hasadékkarok hiánya, mind a növényfoltos, mind a csupasz lejtőkön (III. táblázat).

II. táblázat
Table II.

A vizsgált lejtők karrformái
The karren feature of the three slopes

Lejtő jellege	Egyszerű vályú	Összetett vályú	Meanderkarr	hasadék	madáritató	saroknyom	kürtő	összesen	Formasűrűség [db/m ²]
törpefe-nyós foltos lejtőrész	16	3	1	-	3	1	1	25	2,4
törpefe-nyóról nem kap vizet	8	3	2	1	5	-	-	19	1,82
gyepes foltos lejtőrész	4	2	-	-	1	-	-	7	0,20
gyepről nem kap vizet	36	12	7	-	10	4	-	65	1,95
csupasz lejtő	37	5	3	2	3	24	0	74	4,31

$$\rho_k = \frac{n_k}{A}$$

ahol:

n_k : a lejtő összes karrformája

A: a lejtő kiterjedése (m²)

where:

n_k : altogether of the karren features of the slope

A: size of slope (m²)

III. táblázat
Table III.

Növényfoltos (2 darab) és csupasz lejtők (3 darab) karrformái
The karren features of slope with plant patch (2 piece) and bare slope (3 piece)

Lejtő jellege	egyszerű vályú		összetett vályú		Meanderkarr		Saroknyomkarr		Hasadékkarr		Madáritató		Kürtő		Összesen	
	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	Db	%
növényfolt alatti lejtő	20	62,5	5	15,6	1	3	1	3	-	-	4	12	1	3	32	100
csupasz lejtő	81	50	20	12,3	12	7,4	28	17,3	3	1,8	18	11,1	-	-	162	100

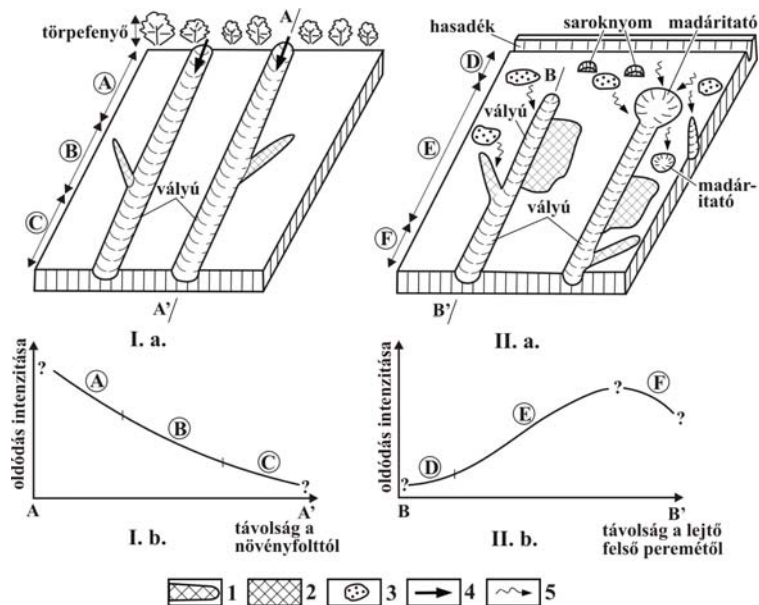
4. Következtetések

Törpefenyős lejtőn a fajlagos leoldódás nagyobb, mint gyepfoltos lejtőrészen. Hasonlóképpen a fajlagos vályúkeresztmetszet terület is nagyobb, kb. 10 %-kal törpefenyős lejtőrészen, mint a gyepfoltos lejtőrészen. Ennek oka a törpefenyőfolt által termelt CO₂. E különbséghez azonban más tényezők is hozzájárulnak (pl. a növényfoltok nagysága, összetétele, a növényfolt kora és fejlődése stb.). Ugyanakkor néhány helyen a csupasz lejtőn az oldódás intenzitása akár meg is haladhatja a növényfolt alatti lejtőkét. Ezt az oldóképességnek a lejtő mentén való változása, vagy a lejtő morfológiájának a jellege okozhatja.

Különbözőképpen fejlődnek a karrformák a csupasz (itt inkább szélesednek és kevésbé mélyülnek), ill. a növényfoltos (inkább mélyülnek és kevésbé szélesednek) lejtőkön.

Az oldódás intenzitása a lejtő különböző részein igen változatosan alakul. Az oldódás térbeli változása a még nem ismert tényezők mellett valószínűleg a növényfolt jelenlététől, vagy hiányától is függ. Növényfoltos lejtőkön a fajlagos leoldódás a növényfolttól távolodva csökken, míg a csupasz lejtőkön a felső lejtőperem felé közeledve csökken. Az előző tendencia arra utalhat, hogy a növényzetről le, ill. kifolyó víz CO₂-ban gazdag. Emiatt az oldódás a növény- és talajfoltról kiáramló néhány vízág területére koncentrálódik, de az oldóképesség a lejtőn lefolyó vízben a növényfolttól távolodva fokozatosan felhasználódik. (A CO₂ biogén eredetű, amely a talajból, ill. törpefenyőfolt esetében a törpefenyőt fedő hóból származik. Utóbbi disszimilációs eredetű.) Csupasz lejtőn viszont ilyen hatás nincs. Az oldóhatás fennmarad, sőt a lejtő alsó része felé nőhet is, miután a már kialakult formákba környezetükből újabb és újabb oldóképes víz áramlik. Az oldóképesség változása lejtőnként igen eltérő lehet, miután adott helyen a karrformákba kerülő víz mennyisége nagymértékben függ a lejtő morfológiájától (11. ábra).

Törpefenyőfoltos lejtőn mind a fajlagos leoldódás, mind a fajlagos vályúkeresztmetszet terület ugyanakkora távolságra a növényfolttól mindenhol nagyobb, mint a gyepfoltos lejtőn. Ez ugyancsak a törpefenyőfolt disszimilációs CO₂-ja által gerjesztett oldódást bizonyítja. A törpefenyőfoltos lejtőn a növényfolttól számított 1,5 m-en belül a vályúmélység lecsökkenésének lehetséges magyarázata: a törpefenyőt fedő hó olvadáka csak a folttól távolabb éri el a vályúkat. Mivel a törpefenyőfoltos lejtőn 1,5 m-en belül a vályúkeresztmetszet értékek változása ellentétes a gyepfoltos lejtőjével, a törpefenyőfoltos lejtő vályúi nem jöhettek akkor létre, amikor a törpefenyőfolt helyén még gyepfolt létezett.



11. ábra: Növényfoltos és csupasz lejtők oldódási modellje

Jelmagyarázat: I.a. növényfoltos lejtőn, az oldódás tényezői, Ib. növényfoltos lejtőn a becsült oldódási intenzitás változása, II.a. csupasz lejtőn az oldódás tényezői, IIb. csupasz lejtőn a becsült oldódási intenzitás változása, 1. vízág, 2. lepelvíz, 3. hófolt, 4. biogén eredetű CO₂ általi oldódás, 5. légköri eredetű CO₂ általi oldódás; A. oldódási intenzitás nagy, az oldódás koncentrált (biogén eredetű), B. oldódási intenzitás közepes (az A zóna maradék oldóképességéből és a légköri CO₂-ből származik), C. oldóképesség kicsi (maradék oldóképesség), D. kicsi oldódási intenzitás, az oldódás nem koncentrált (légköri eredetű a CO₂), E. oldódási intenzitás közepes (légköri eredetű a CO₂, de a karrformák vízgyűjtője nagy), F. oldódási intenzitás kicsi (az E zóna maradék oldóképessége)

Fig. 11. Solution model of bare slopes and slopes with a plant patch

Legend: Ia. Solution characteristics of the slope with plant patch, Ib. the change of the solution intensity of the slope with plant patch (estimated), II. a solution characteristics of the bare slope, IIb. the change of the solution intensity of the bare slope, 1. rivulet, 2. sheet water, 3. snow patch, 4. solution due to of CO₂ biological origin, 5. solution due to of CO₂ atmospherical origin; A the solution intensity is great, it is (biological origin), B the solution intensity is medium (the solution can come from the residual solution capacity of the A zone, and from concentrated atmospherical origin CO₂), C. the solution capacity is small (residual solution capacity), D the solution intensity small, the process is diffuse (the CO₂ is of atmospherical origin), E. the solution intensity is medium (the CO₂ comes from atmosphere, but the catchment area of the karren features is great), F. the solution intensity is small (residual solution capacity of the E zone).

A különböző környezetű lejtők karrosodása nem tekinthető egy a lejtő benövényesülését kísérő fejlődés egy-egy fázisának. Ezt nem csak a törpefenyős lejtőn a fentebb említett vályúkeresztmetszetnek a gyepfoltos lejtővel ellentétes változása bizonyítja, hanem a karrformák sűrűség értékei valamint a csupasz és növényfoltos lejtők fajlagos vályúalak értékeinek eltérései is. A lejtők karrosodása tehát nem, vagy kevésbé alkalmazkodik a nö-

vényzet fejlődéséhez. A különböző környezetű lejtők karrosodását eltérő és az egyes lejtőtípusokra speciálisan jellemző.

A növényfoltos és csupasz lejtők karrformái alapvetően nem különböznek. Mindkét lejtőtípuson uralkodnak a vályúk. Azonban a csupasz lejtők karrformái változatosabbak. Ez arra utalhat, hogy csupasz lejtőn az oldódás kevésbé irányított, mint növényfoltos lejtőn.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeit. f. Geomorph. 5. p. 185-193.

CUCCHI, F.-FORTI, F.-MARINETTI, E. (1996): Surface degradation of carbonate rocks in the karst of Trieste (Classical Karst, Italy). - In: *FORNÓS, I. J. – GINÉS, Á.* (szerk.): Karren Landforms, p. 41-51, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca

GINÉS, A. (1996): An Enviromental approach to the typology of karren landform assemblages in a Mediterranean mid-mountain karst: the Serra de Tramuntana, Mallorca, Spain - In: *FORNÓS, J.J. - GINÉS Á.* (szerk.): Karren Landforms, p. 163-176, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

HIGH, C. J. – HANNA, K. J. (1970): A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 5.

HOBLEA, F.-JAILLET, S.-MARIE, R. (2001): Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océanique les calcaires de Patagonie - Karstologia, 38, p. 13-18.

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája - Akadémia Kiadó, Budapest, 310 p.

KEVEINÉ BÁRÁNYI. (1986): Újabb adatok a karsztdolinák képződéséhez – NME Közl. 1. sor. 33. 1-4 p. 149-154.

NEWSON, M. D. (1970): Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains – PhD thesis, University of Bristol

SMART, P. L. - WHITAKER, F. F. (1996): Development of karren landform assemblages - a case study from Son Marc, Mallorca - In: *FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á.* (szerk.): Karren Landforms p. 111-122., Universitat de les Balears, Palma de Mallorca

SWEETING, M. M. (1966): The weathering of limestones - In: *DURY, G. H.* (szerk.): Essays in Geomorphology, p. 177-210. Heineman, London

- THOMAS, T. M.* (1970): The limestone pavements of the North Crop of the South Wales coalfield with special reference to solution rates and processes – Transactions, Institute of British Geographers, 50. p. 87-105.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York 196. p.
- VERESS M.* (1998a): Adatok karrvályúk meanderfejlődéséhez – Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), p. 75-90. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- VERESS M.* (1998b): Karrmeanderek – Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), p. 35-57. BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- VERESS M.* (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mountains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.
- VERESS M. – BARNA J.* (1998): Karrmeanderek morfológiai térképezésének tapasztalatai – Karrfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), p. 59-73. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- VERESS, M.-TÓTH, G.* (2004): Types of meandering karren – Zeits. f. Geomorph. 48. p. 53-77.
- ZÁMBÓ L.-TELBISZ T.* (2000): A mikrobiális befolyásoltságú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon – Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 21-39.

RINNENKARR RENDSZEREK FEJLŐDÉSE¹

VERESS MÁRTON¹-ZENTAI ZOLTÁN¹-PÉNTEK KÁLMÁN²-
MITRE ZOLTÁN²

¹Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@ttk.nyme.hu,
zzoltan@ttk.nyme.hu

²Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Matematika Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. pentek@ttk.nyme.hu,
mitre.zoltan@ttk.nyme.hu

Abstract: We measured the depth and the width of the main channels of three channel systems, the distance between the measuring points was 10 centimetres. These channels occur on the floor of the glacier valley, which is under the Tragl peak in the Totes Gebirge. By using these data we calculated the cross-section areas of the channel (as the product of the width and the depth of the channel) along the profile. We found that main channel of the channel system marked V/1 has the most regular data among the investigated channels. Connection was examined between the distance measured from the margin of the slope (x[m]) and the cross-section area (T[cm²]) here. We found that cross-section area data heaps have their own local maxima. These places are located on the main channels at 1-2 decimeter distance towards the dip direction of the slope from the connecting sites of the tributary channels. Further on, it may also be seen that there is direct proportion between the length of the tributary channels and the maximum cross-section area. The longer the tributary channel, the greater the increase of the main channel cross-section area. Probably, the cause of the phenomena is that the water flowing from the tributary channel into the main channel contributes to the solution. Although the water of the tributary channel may be saturated, turbulence probably causes dissolution as a result of mixing of the water of the tributary channel and the main channel. As for the turbulence the main channels can be classified as continuously turbulent and non-continuously turbulent channels. In the non-continuously turbulent main channels there are separated turbulent zones in the rivulets of the main channel as tributary channels can be found rarely. In case of continuously turbulent main channels, the water flow of the main channel is unique as the tributary channels have great density along the main channel. In case of only few type B tributary channels, the turbulent flow will be weak or it does not develop at all.

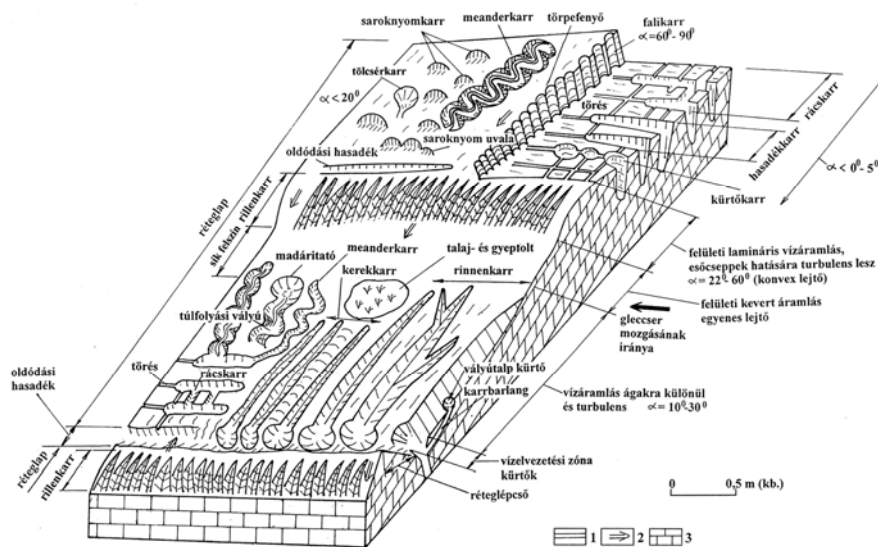
1. Bevezetés

E tanulmányban, akárcsak egy korábbiiban (VERESS et al. 2010) kis dőlésű lejtők vályúrendszerei, B típusú fővályúinak fejlődését vizsgáljuk a vályúrendszerek paramétereinek felhasználásával. Ehhez a lejtő felső peremétől számított távolság és e távolságnál mérhető vályúkeresztmetszet terület nagysága közti kapcsolatot elemezzük. Vizsgáljuk továbbá a fővályú keresztmetszet terület maximumai és e helyeknél előforduló mellékvályúk hossza közti kapcsolatot is. A rinnenkarok kialakulása és fejlődésének

¹ Készült a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 pályázat támogatásával.

vizsgálata fontos területe a karrosodás megismerésének. Ugyanis a rinnenkarrok a magashegységi karsztok csupasz lejtőin uralkodnak. Így az Alpok törpefenyőövében az összes fajlagos szélesség (az megadja, hogy a lejtő 1 m-én a karrformáknak, vagy valamely karrformának az összes szélességét) 67 %-át, míg a növénytelen övben 54 %-át képezik (VERESS 2006, 2009). Jelentőségük miatt számos kutató vizsgálta e karrformákat (ECKERT 1898, WAGNER 1950, SWEETING 1955, HASERODT 1965, LOUIS 1965, BÖGLI 1976, JENNINGS 1985, GLADYSZ 1987, WHITE 1988).

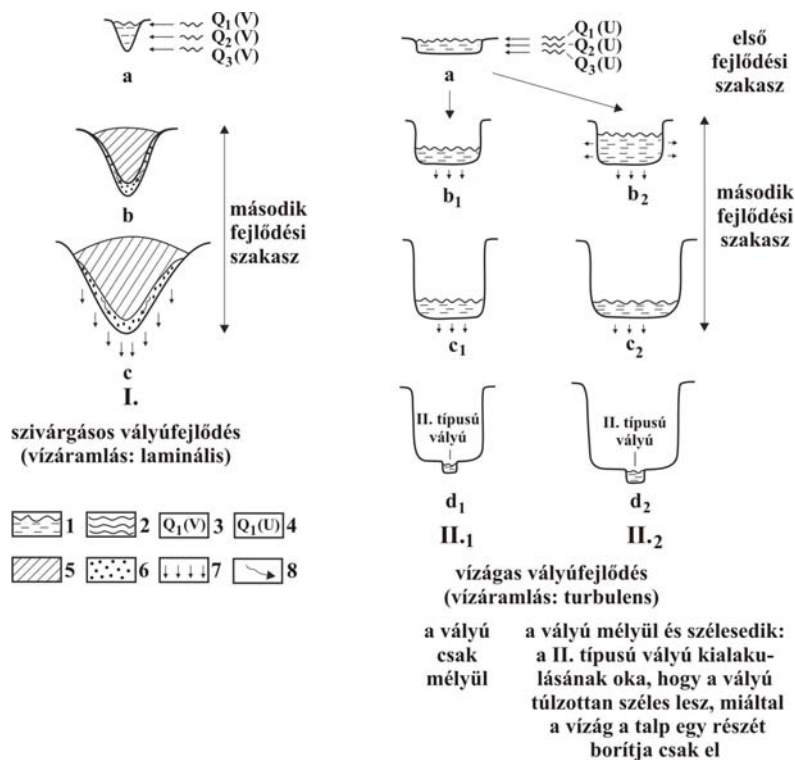
A rinnenkarrok (vályúkarrok) lejtésirányú, zárt csatornák (Veress 2009). Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm, míg hosszuk néhányszor 10 m lehet (1. ábra). Típusaikat és morfológiai jellemzőiket több tanulmányban is összefoglaltuk (VERESS 2009, VERESS et al. 2010).



1. ábra: Karrformák magashegységek réteglepcsős térszinein
 Jelmagyarázat: 1. törés, 2. lejtő dőlésiránya, 3. mészkő
 Fig. 1: Karren forms on cuesta surfaces of high mountains
 Legend: 1. joint, 2. dip direction of the slope, 3. limestone

A vályúk vízágak alatt jönnek létre és fejlődnek (BÖGLI 1960, 1976, TRUDGILL 1985, FORD-WILLIAMS 1989, 2007, VERESS 1995). A vályúk kialakulásának jobb megértéséhez a törpefenyős és csupasz lejtők vályúit egyaránt vizsgáltuk. Bevezettük a vályúkeresztmetszet-terület, a vályúalak fogalmát (VERESS et al. 2007), majd vizsgáltuk a lejtő törpefenyőfoltjának

szélessége és a vályúperemtől számított távolság függvényében ezen paraméterek változásának jellegét (VERESS et al. 2007, VERESS et al. 2008). Az alak és a vályúkeresztmetszet számításához kezdetben a vályúk teljes hossza mentén 1 helyen (VERESS et al. 2007), majd 1 m-ként (VERESS et al. 2009), legutóbb 10 cm-ként (VERESS et al. 2010) mértük a vályúk szélességét és mélységét.



2. ábra: Vályúfejlődés csupasz, kis dőlésű lejtőkön

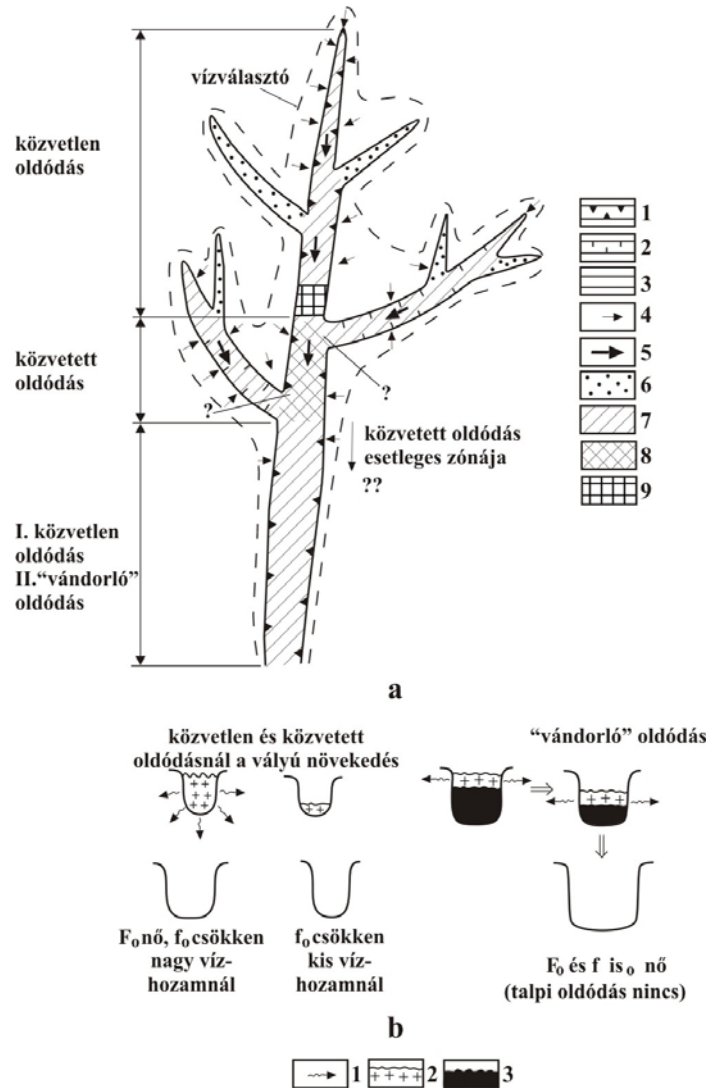
Jelmagyarázat: 1. vízág, 2. vízág szintjei, 3. V alakú vályú vízhozama különböző időpontokban, 4. U alakú vályú vízhozama különböző időpontokban, 5. hó, 6. hólé, 7. oldódás, 8. olvadákvíz szivárgása, I. szivárgásos vályúfejlődés, II₁. vízágas fejlődés a vályú szélesség növekedése nélkül, II₂. vízágas fejlődés a vályú szélesség növekedésével

Fig. 2: Channel development on bare slopes with small dips

Legend: 1. rivulet, 2. water levels of rivulet, 3. discharge of shape V channel at different times, 4. discharge of shape U channel at different times, 5. snow, 6. melt water, 7. solution, 8. melt water percolation, I. channel development due to percolation, II₁. channel development due to rivulet, without the increase of the channel width, II₂. development due to rivulet with the increase of the channel width

A vizsgálatok megmutatták, hogy a vályúk alapvetően két csoportra különíthetők: a nagyobb méretű, meredek oldalú (U alakú), nagy vízgyűjtő területű B típusú vályúkra és a kisebb méretű, lankásabb oldalú (V alakú),

kis vízgyűjtő területű A típusú vályúkra. Az A típusú vályúknak legfeljebb egy-egy mellékvályújuk van és vízgyűjtőterületük mindig kicsi.



3. ábra: A fő B típusú vályúk oldódási modellje felülnézetben (a) és oldalnézetben (b)
 Jelmagyarázat: a. 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. oldóképes víz beáramlása a vályúkba, 5. vízáramlás a vályúkban (vízágak), 6. szivárgásos oldás (hókitöltésnél), 7. közvetlen oldás (vízagnál), 8. közvetett oldás (mellékvályú vízágánál), 9. vízág vize telített, b. 1. oldódás, 2. oldóképes víz, 3. telített víz
 Fig. 3: Solution model of the main type B channels in planimetric representation (a) and in cross-section (b)
 Legend: a. 1. main type B channel, 2. type B tributary channel, 3. type A channel, 4. unsaturated water entering the channels, 5. water flow in the channels (rivulets), 6. solution during seepage (below snow cover), 7. direct solution (at the rivulet), 8. indirect solution (at the rivulet of the tributary channel), 9. saturated water of the rivulet, b. 1. solution, 2. unsaturated water, 3. saturated water

Részletesen vizsgáltuk a vályúrendszereket, kapcsolatot kerestünk a vályúkeresztmetszet terület nagysága, valamint e helynek a lejtőperemtől mért távolsága, ill. a keresztmetszet terület és a fővályú vízgyűjtője között (VERESS et al. 2010).

Méréseink szerint a B típusú vályúk a lejtő vízága alatt fejlődnek. Az A típusú vályúkban a kezdeti vízág alatti oldódást felváltja a hólé oldóhatása. A hólé nem áramló víz, hanem szivárog és a vályú hókitöltéséből származik (2. ábra). Elemezve a függvénykapcsolatot (a vályúkeresztmetszet és a távolság között) különböző oldódási módokat különítettünk el a vályúrendszerek B típusú fővályúiban (3. ábra).

A vizsgált vályúrendszerek a Tragl-csúcs (Totes Gebirge) alatti gleccservölgy D-i elvégződésénél 1800-1900 m magasságban a réteglépcsőkkel tagolt völgytalp réteglapjain találhatóak.

2. Módszer

- Három vályúrendszer fővályúinak mértük 10 cm-ként a mélységét és szélességét.
- Számítottuk 10 cm-ként a fővályúk keresztmetszet területét (4a. ábra).
- Ábrázoltuk a d távolság függvényében (a lejtő peremétől vagy a vízgyűjtő felső peremétől) az F_0 vályúkeresztmetszet területeket, majd ezen paraméterek közt függvénykapcsolatot kerestünk (F_0 - d függvény).
- Megállapítottuk a mellékvályúk hatását (H) a fővályúkra. Ez képezhető a következőképpen:

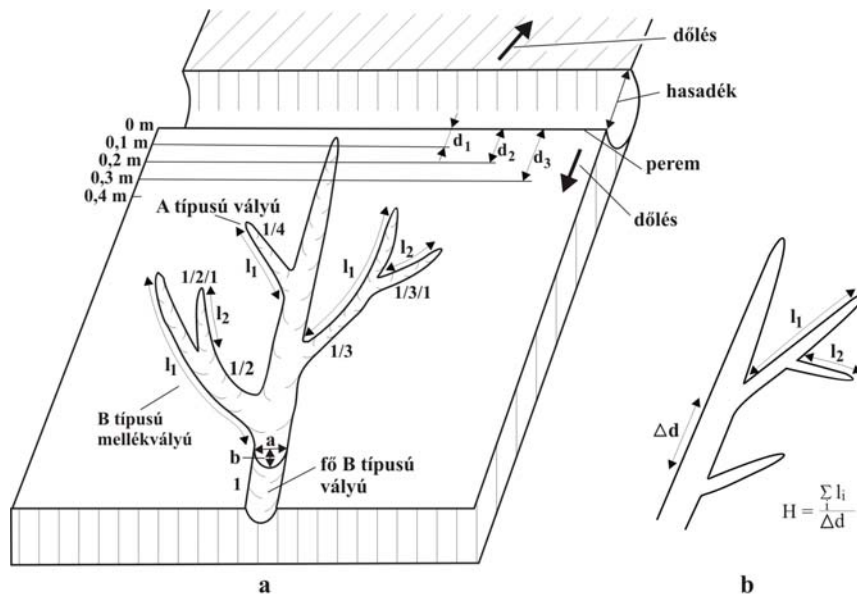
$$H = \frac{\sum_i l_i}{\Delta d}$$

ahol

$\sum_i l_i$ valamely mellékvályú összhossza (ehhez figyelembevettük a mellékvályúk mellékvályúinak hosszát is)

Δd ezen mellékvályú és a lejtésirányba eső szomszédos mellékvályú közt mérhető távolság a fővályún (4b. ábra),

- Vizsgáltuk az F_0 - d függvény maximumhelyei és a mellékvályúk közti függvénykapcsolatot. Azért elemeztük e kapcsolatot a vályúhosszak között, mert a mellékvályúk vízgyűjtőjét mérési adatok hiányában nem tudtuk számítani. A vályúhosszak és a vízgyűjtők között ugyanakkor feltehetően egyenes arányosság van.



$F_0(U_k) = a \cdot b$ $F_0 =$ vályúkeresztmetszet-terület
 $F_0(V_k) = \frac{a \cdot b}{2}$
 U_k : U keresztmetszetű vályú H: mellékvályú hatása a fővályújára
 V_k : V keresztmetszetű vályú Σl_i : mellékvályú összhossza
 $d_1; d_2; d_3$ a lejtő felső pereme és a szelvényhelyek közti távolságok Δd : két szomszédos mellékvályú fővályúba történő becsatlakozási pontja közti távolság a fővályún

4. ábra: A felmérés módszere
 Fig. 4. Measuring method of the channel system

Kiértékelés

A 3 db részletesen felmért vályúrendszerből 2 db esetében a fővályú vályúkeresztmetszet területeik a távolság függvényében nem mutatnak kiemelkedő maximumokat (5, 6. ábra).

Az V/1 jelű vályúrendszer fővályúja (7, 8. ábra) esetében a méret növekedés szabályszerűséget mutat. Ez már a vályú térbeli és hosszmetzeti ábráján is felismerhető (9, 10. ábra). A vályúkeresztmetszet területeknek nagy maximumai vannak (I. táblázat).

A 11. ábrán látható, hogy az F_0 -d függvény grafikus képe 4 helyen rendelkezik lokális maximummal (amelyekhez szakaszonként alkalmas másodfokú polinom függvények reciprokait illesztettük). Megállapítható, hogy a maximumhelyek a mellékvályúk becsatlakozási helyei alatt fordulnak elő a fővályún (II. táblázat). Már a III. táblázaton is látható, hogy a mellékvályúk összhossza és a keresztmetszet területek értékei között kapcsolat van.

Látható, minél hosszabb valamely mellékvályú, annál nagyobb a fővályú keresztmetszet területe a becsatlakozási helye alatt (12. ábra). Megállapítható, hogy egyenes arányosság tapasztalható az oldalvályúk összhossza és a becsatlakozási helyeik alatti F_0 -d függvény lokális maximumainak nagyságai között. A függvény maximumhelyei arra is utalnak, hogy az oldódhatóság a fővályúban korlátozott hosszúságban hat. A lokálisan megnövekedett oldódásnak az alábbi okai lehetnek:

- a mellékvályúból oldóképes víz érkezik,
- a keveredési korrózió,
- A fő- és mellékvályú vizének összefolyása miatt fellépő turbulens áramlás.

I. táblázat
Table I.

A fővályúban előforduló maximum vályúkeresztmetszet területek
The maximum cross-section areas of the main channel

Sorszám	szakaszok [m]	maximum helye [m]	vályúkeresztmetszet területek maximum értéke [cm ²]
1	1,1-2,6	1,9	1291,5
2	2,7-3,9	2,8	1258,0
3	4-5,2	4,9	1058,4
4	5,3-8,0	6,5	5557,5

II. táblázat
Table II.

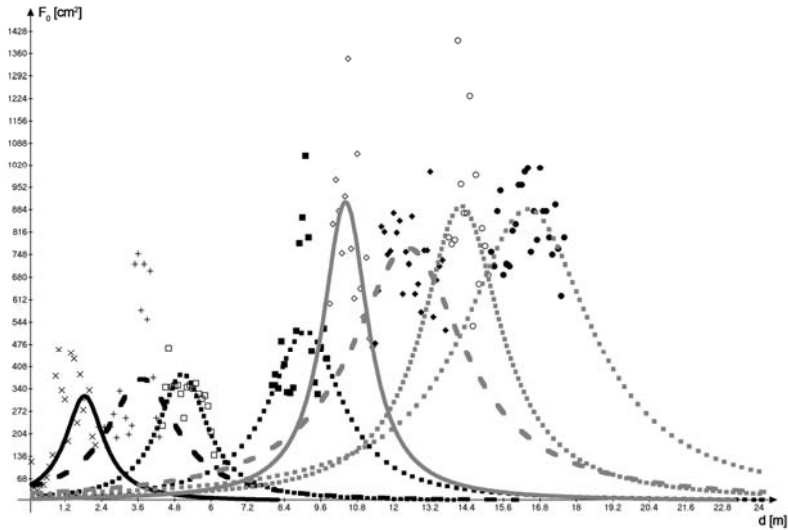
A mellékvályúk becsatlakozási helyei
The connection sites of the tributary channels

Sorszám	számolt max. helye [m]	mellékvályú csatlakozásának helye [m]	a keresztmetszet terület maximumának késése [m]
1	2,01	1,87	0,14
2	2,70	2,54	0,16
3	4,75	4,42	0,33
4	6,71	6,62	0,09
		átlag	0,18

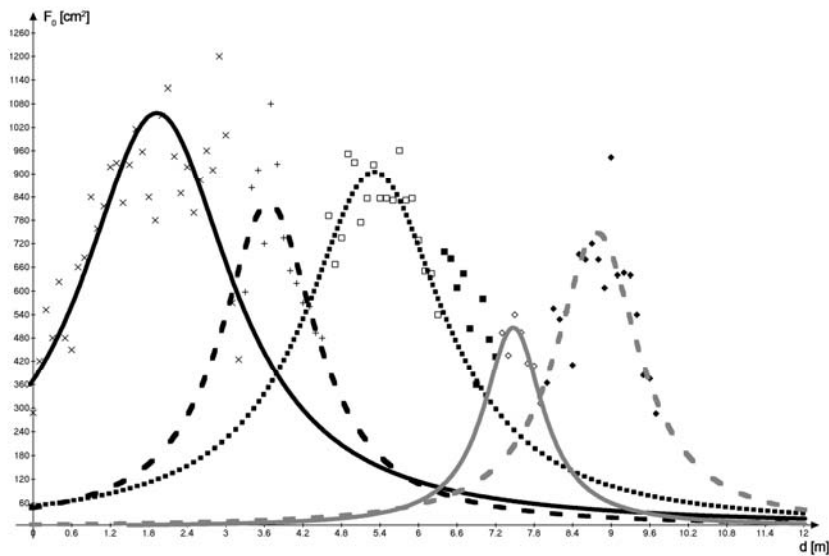
III. táblázat
Table III.

A mellékvályúk hossza és alattuk a fővályún előforduló keresztmetszet területek maximumai
The length of the tributary channels and maximum of the cross-section areas on the main channel under them

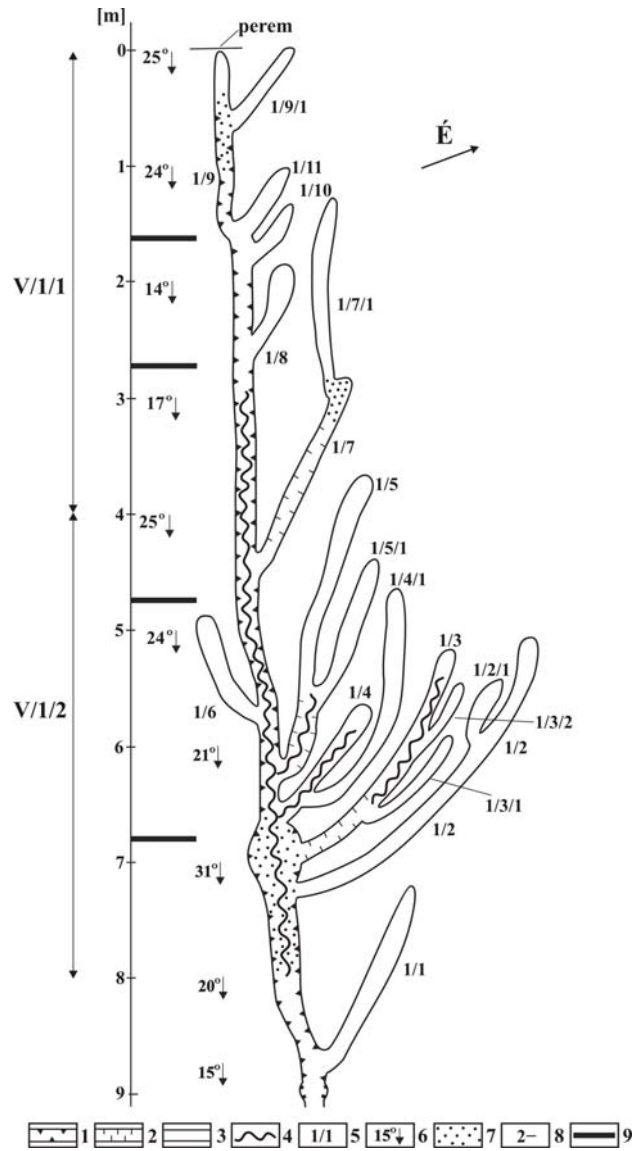
Sorszám	mellékvályú összhossza [m]	a keresztmetszet terület maximumának értéke [cm ²]
1	1	1291,5
2	1	1258,0
3	3,3	1058,4
4	7	5557,5



5. ábra: A VII/2 jelű vályúrendszer fővályújának vályúkeresztmetszet területei a távolság függvényében (a keresztmetszetnek nincsenek kiemelkedő maximum helyei)
 Jelmagyarázat: a vonalak a különböző keresztmetszet maximumokra illesztett függvények grafikonjai
 Fig. 5. The cross-section areas of the main channel of the channel system marked VII/2 in function of the distance (the cross-section areas have no maximum places)
 Legend: the lines are the graphes sites of the fitted to the maximums of various profiles



6. ábra: A IV/2 jelű vályúrendszer fővályújának vályúkeresztmetszet területei a távolság függvényében (a keresztmetszetnek nincsenek kiemelkedő maximum helyei)
 Jelmagyarázat: a vonalak a különböző keresztmetszet maximumokra illesztett függvények grafikonjai
 Fig. 6. The cross-section areas of the main channel of the channel system marked IV/2 in function of the distance (the cross-section areas have no maximum places)
 Legend: the lines are the graphesl sites of the fitted to the maximums of various profiles

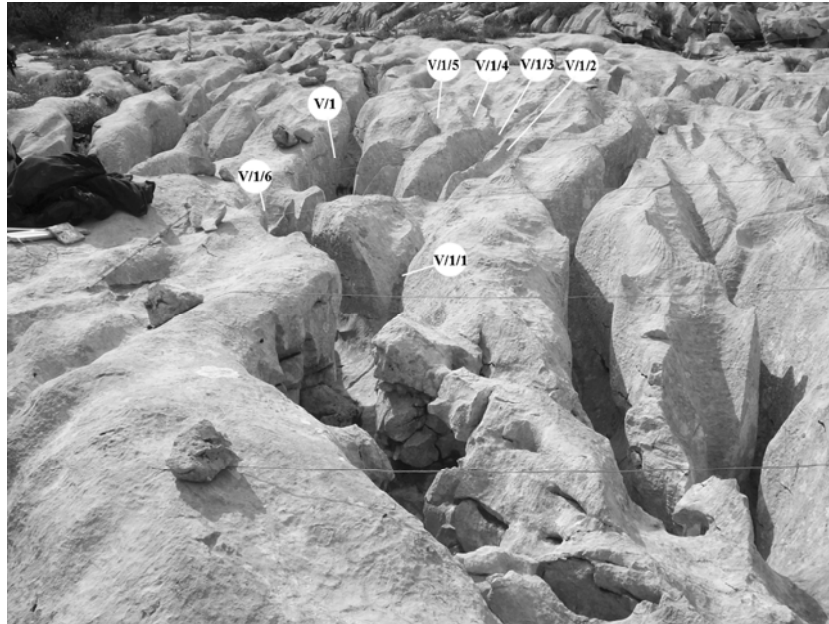


7. ábra: Az V.1. jelű vályúrendszer morfológiai térképe

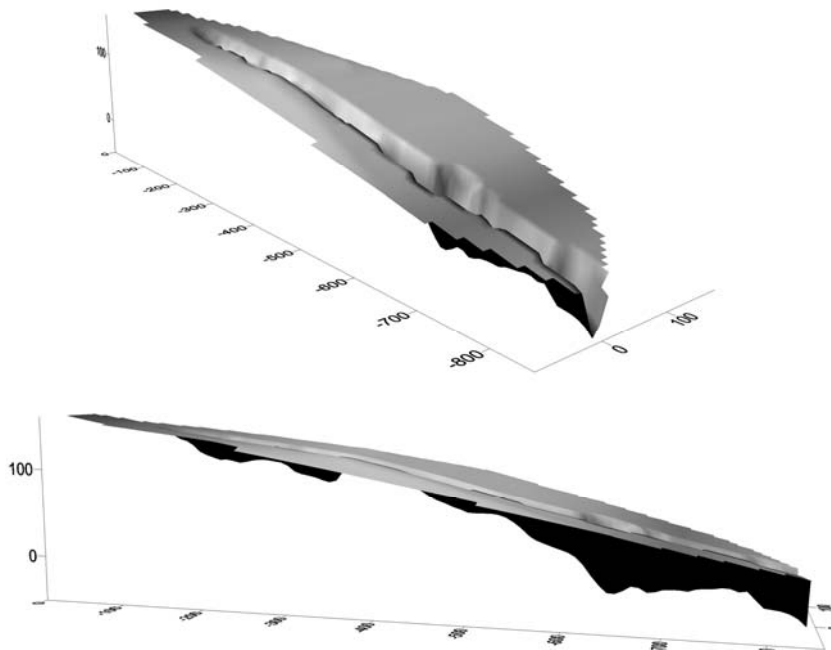
Jelmagyarázat: 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. meanderező III. típusú vályú, 5. vályú azonosító jele, 6. lejtésirány és lejtőszög, 7. talaj és növényzet a vályútalpon, 8. szelvény helye és távolsága, 9. keresztmetszet területek maximum helyei

Fig. 7: Morphological map of the channel system marked V.1.

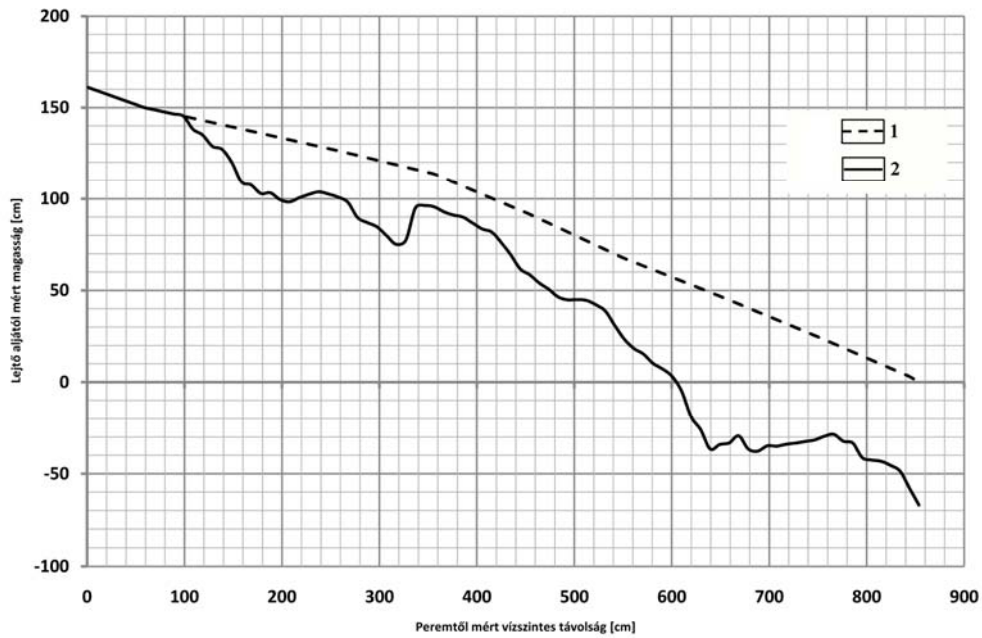
Legend: 1. main type B channel, 2. tributary type B channel, 3. type A channel, 4. meandering type III. channel, 5. identifying mark of the channel, 6. dip direction and dip angle of the slope, 7. soil and plant cover on the floor of the channel, 8. site and distance of the profile, 9. maximum places of cross-section areas



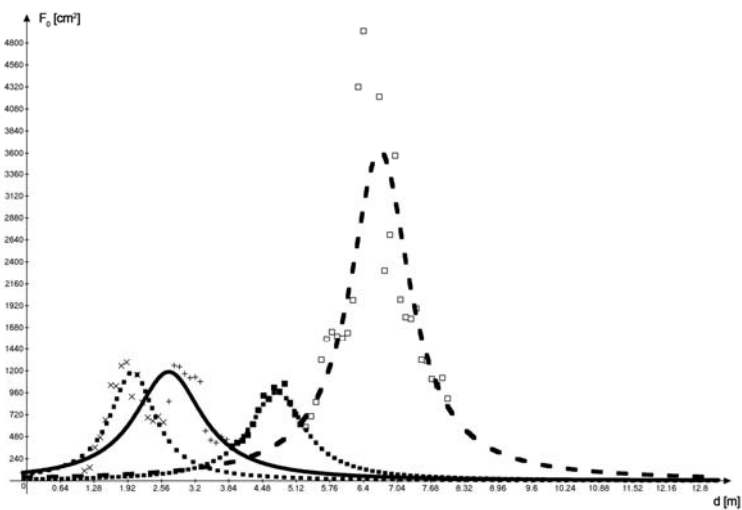
8. ábra: Az V.1. jelű vályúrendszer
 Fig. 8: Channel system marked V.1.



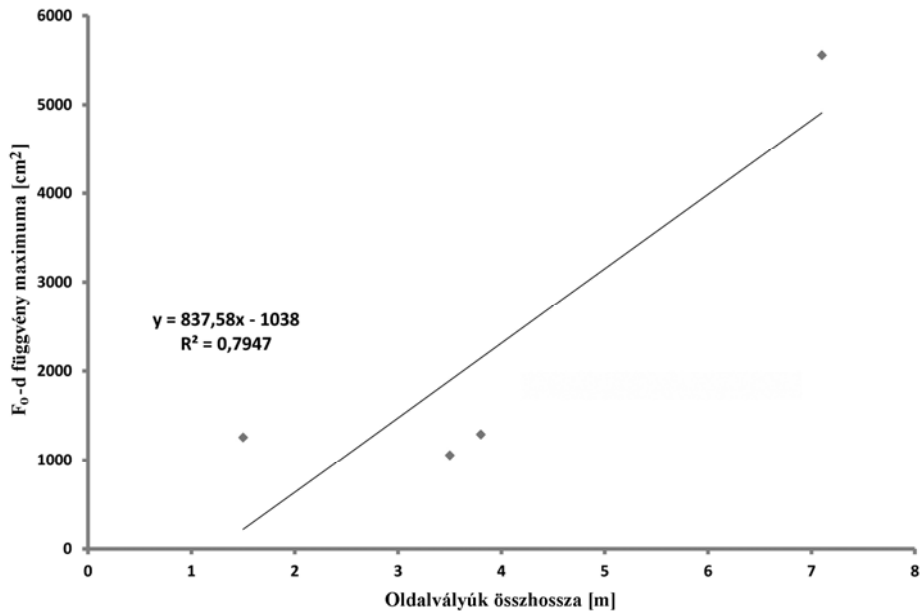
9. ábra: Az V/1 jelű vályúrendszer fővályújának térbeli képe
 Fig. 9. The 3-dimension figure of the main channel of the channel system marked V/1



10. ábra: Az V/1 jelű vályúrendszer fővályújának hosszmetezete
 Jelmagyarázat: 1. a vályú pereménél a felszín, 2. a vályú aljzata
 Fig. 10. Longitudinal-section of the main channel of the channel system marked V/1
 Legend: the surface at the margin of the channel, 2. the floor of the channel



11. ábra: Az V/1 jelű vályú F_{σ} -d függvénye
 Jelmagyarázat: a vonalak a különböző keresztmetszet maximumokra illesztett függvények grafikonjai
 Fig. 11. The F_{σ} -d function of the channel system marked V/5
 Legend: the lines are the graphes sites of the fitted to the maximums of various profiles



12. ábra: A F_0 -d függvény maximumhelyei és a mellékvályúk összhossza közti függvénykapcsolat az V/1 jelű vályúrendszer fővályújánál

A függvény előállításához felhasznált adatszám statisztikailag kevés, de a kapcsolatot jól szemlélteti.

Fig. 12. The functional relationship between the maximum places of the F_0 -d function and the total length of the tributary channels at the channel system marked V/1
The number of the data used for producing the function is small in a statistical sense, but it described the connection well.

A vízág alatti oldódást okozza, ill. fokozza a vízág vízének a turbulens áramlása (TRUDGILL 1985). Turbulens áramlásnál ugyanis örvénylées diffúzió jön létre. Örvényléses diffúziónál a diffúziós koefficiens 10^4 -szer nagyobb, mint molekuláris diffúziónál (ez utóbbi lamináris áramlásnál lép fel) a kőzet és az áramló víz között (DREYBRODT 1988, SLABE 1995). Az örvénylés miatt légköri eredetű CO_2 kerülhet a vízbe (VINCENT 1983).

A mellékvályúból nem érkezhets oldóképes víz. Ugyanis ha ilyen víz érkezne, akkor a fővályún a keresztmetszet növekedés már a mellékvályú torkolatánál bekövetkezne. Keveredési korrózió sem valószínű, mivel ennek hatékony működéséhez nagyjából egyenlő vízmennyiségek keveredése szükséges. Erre esetünkben kicsi az esély, másrészt, ha így lenne, akkor az összes mellékvályúnál be kellene következni e hatásnak és így a keresztmetszet lokális növekedésnek.

Legvalószínűbbnek tartjuk a turbulens áramlás megjelenését. Turbulens áramlás ugyanis egyrészt csak ott jön létre, ahol elég intenzív a mellékvályú felől a hozzáfolyás a fővályú vízágához, ezért a keresztmetszet növe-

kedés (maximum hely) nem minden egyes mellékvályú torkolatnál jön létre. Másrészt a turbulens áramlás újabb hozzáfolyás hiányában megszűnik. Ezért az oldódás mértéke és keresztmetszet nagysága a becsatlakozástól távolodva előbb nő, majd csökken.

A másik két vizsgált vályúrendszer fővályúján (VII/2 és IV/2 jelű), a kiemelkedő maximum helyek hiánya az örvénylés (és az ebből fakadó oldódás) folytonosságára, ill. annak hiányára utalnak. Az ún. vályúhatás (H) a VII/2 jelű rendszer fővályúján 8,41, míg a IV/2 rendszer fővályúján 3,6. (Az V/1 jelű vályúrendszer fővályúján 4,03) A 8,41 érték a nagy vályúsűrűséget (ill. kicsi mellékvályú hosszt) jelzi. A nagy vályúsűrűség miatt a fővályúba a mellékvályúkból érkező vízágak fenntartják a fővályú vízágának teljes hosszában az örvénylést. Ezért a fővályú teljes hosszában oldódik, miáltal nem képződnek azon kiszélesedések, vagy mélyülések. Más a helyzet a IV/2 jelű vályúrendszerénél. (Itt a vályúhatás nem nagyobb, hanem kisebb, mint az V/1 jelű rendszer fővályúján.) E vályúrendszernek a 8 mellékvályújából mindössze 2 db B típusú és 6 db A típusú. (Ezzel szemben az V/1 jelű rendszer fővályújának a 11 db mellékvályújából 5 db B típusú.) Az A típusú vályúk vízágainak hozama viszont kicsi. Emiatt a mellékvályúk vízágai feltehetőleg a fővályú vízágában nem képesek (vagy csak nagyon csekély mértékben) örvénylést gerjeszteni.

Következtetések

A nagy vályúrendszerek fővályúinak mérete adott helyen attól függ, hogy milyen összhosszúságú mellékvályú kapcsolódik hozzájuk.

A mellékvályú sűrűségtől, a mellékvályúk hosszától és típusától függ a fővályúk vízágában az összefolyás által gerjesztett turbulens áramlás mintázata. Kicsi mellékvályú sűrűség esetén a fővályúban a turbulens áramlás nem marad meg összefüggően. Nagy mellékvályú sűrűség esetén viszont igen. Kevés B típusú mellékvályúnál a turbulens áramlás valószínűleg lokális, időszakos és gyengén fejlett lesz.

Ha a vízág turbulens áramlása nem egységes, a fővályún lokális mélyülések és szélesedések jönnek létre azokon a helyeken, ahol örvénylés lép fel. E helyeken medencék, madáritatók jöhetnek létre. Itt talaj és növényfoltok alakulnak ki. E helyeken emiatt, de azért is, mert a létrejövő formák az örvényességet tovább erősítik, az oldás még fokozottabb lesz. Végeredményben azon fővályúk, amelyeknél a mellékvályúk sűrűsége nem túlzottan nagy, de azok hosszabbak (B típusúak), nagyobb eséllyel tagolódnak fel medencékkel, talpi madáritatókkal és kürtökkel, mint azok, amelyeknél a

vályúsűrűség túlzottan nagy, vagy a mellékvályúk rövidek (vagyis A típusúak).

IRODALOM

- BÖGLI, A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.
- BÖGLI, A.* (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: Karst Processes and Relevants Landforms. ISU Comission on Karst Denudation, Ljubljana p. 141-149.
- DREYBRODT, W.* (1988): Processes in karst Systems – Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg 288 p.
- ECKERT* (1898): Die Karren oder Schratten - Pet. Mitteilangen, p. 69-71.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London 601 p.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd. 561 p.
- GLADYSZ* (1987): Karren on the Quatsino Limestone. Vancouver Island - BSc thesis, McMaster University
- HASERODT* (1965): Untersuchungen zur Hohen - und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen - Munchner Geogr. H. 27.
- JENNINGS* (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293 p.
- LOUIS* (1965): (1968) Allgemeine Geomorphologie - Berlin
- SLABE T.* (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Ljubljana 128 p.
- SWEETING, M. M.* (1955): Landforms in North-West Country Clare, Ireland - Trans. Inst. Br. Geog. 21. p. 218-249.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York 196. p.
- VERESS M.* (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p. 7-30.
- VERESS M.* (2006): Hozzászólás Bauer Norbert: „A növényzet egy újabb lehetséges hatása a magashegységi karros térszínek fejlődésére” című tanulmányához – Karszt és Barlang, p. 49-52.
- VERESS M.* (2009): Rinnenkarren – In: Gines, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (szerk.): Karst Rock Features, Karren Sculpturing p. 151-159. Postojna-Ljubljana 561 p.

- VERESS M.-PÉNTEK K.-CZÖPEK I.-ZENTAI Z.-DEÁK GY.* (2007): Adatok a Totes-Gebirgei lejtők karrosodásához – Karsztfejlődés XII, BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 137-152.
- VERESS M.-PÉNTEK K.-ZENTAI Z.-MITRE Z.* (2008): Development of rinnenkarren on bare slopes and slopes with dwarfpine – Geographical studies of the University of West Hungary, Faculty of Sciences, Szombathely, p. 52-68.
- VERESS M.-PÉNTEK K.-ZENTAI Z.-MITRE Z.* (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai – Karsztfejlődés XV. NYME TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 61-85.
- VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-EŐRY M.-MITRE Z.* (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés XIV. TTMK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 139-159.
- VINCENT, P.* (1983): The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren – Zeit. f. Geomorph. 27 p. 205-222.
- WAGNER* (1950): Rund um Hochifen Gottesackergebiet - Öhringen p. 72-80.
- WHITE* (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains – Oxford University Press, New York 464 p.

A FELSŐ-HEGY, A MÉSZKŐ-TETŐ, A BARKAI- ÉS A SZÁDELŐI-FENNCSÍK DOMBORZATI ÉS TÖBÖR-MORFOMETRIAI ELEMZÉSE TÉRINFORMATIKAI ESZKÖZÖKKEL

TELBISZ TAMÁS - ÁDÁM ESZTER

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány
1/C., telbisztom@ludens.elte.hu, adeszter@gmail.com

Abstract: In this study we analyzed the highest, northeastern part of the Gömör-Torna Karst area (Aggtelek and Slovak Karst). Four plateaus are included in our study, the smallest Mészkö summit (Zlab), the highest Barka plateau (Borcianska planina), the largest Felső-hegy (Horný vrch) plateau and the Szádelő plateau (Zádielska planina). First, we studied the relief of the area based on SRTM digital elevation model and derived maps. Histogram analysis demonstrated the similarity of elevation zones of Mészkö summit and Barka plateau suggesting that these plateaus were parts of the same paleosurface. The double peak in the Szádelő plateau elevation histogram discriminates the two characteristic levels of the plateau separated by an extended $\sim 7^\circ$ slope step. This step in the Szádelő plateau is related to the Csermosnya (Cremosná) and Miglinc valleys, all forming parts of the same structural line. The valley network is analyzed based on ridge and valley map derived from the DEM by a filtering method. This map supports that cross-valleys of probably fluvial origin are inherited to the karst surface. In the present morphology these are N-S oriented, shallow, dry valleys in the W-Felső-hegy and N-Szádelő plateau. Four types of doline were identified in the field: (i) large and shallow depressions; (ii) small, funnel-shaped sinkholes; (iii) partly open, half dolines and (iv) „classical” dolines. Dolines were analyzed in terms of morphometry. Most of the dolines (111 out of 138 present in the whole study area) are found in the W-Felső-hegy. Only this area shows doline density typical of other parts of Gömör-Torna Karst, whereas the other studied plateaus are very poor in dolines. On the other hand, larger closed depressions are mainly found in the northern, higher plateaus. These can be attributed to either lithological differences (reef vs lagoon facies of Wetterstein Limestone) or (paleo)climate differences. In these relatively high plateaus, Pleistocene periglacial slope processes are likely to fill in dolines (uvalas) creating large and shallow closed depressions. Plateau width can be an important factor in the distribution of dolines as it is statistically justified for the Felső-hegy plateau.

Bevezetés

A Gömör-Tornai-karszt fennsíkjai többnyire töbrökben igen gazdag területek, így a morfológiai elemzéshez jó alapot nyújtanak. Korábbi vizsgálatainkban az Aggteleki-karszt (TELBISZ 2001), a Szilicei-fennsík (TELBISZ-MÓGA 2005, TELBISZ et al, 2006) és a Pelsőci-fennsík (TELBISZ et al. 2009) töbreit jellemeztük. A Jászói-fennsík töbör-morfológiáját PETRVALSKÁ (2010b) vizsgálta. Jelen tanulmányban hasonló eszközökkel most a karsztvidék ÉK-i részét elemezzük. Az itt található fennsíkok többek között azért is érdekesek, mert ezek a Gömör-Tornai-karszt legmagasabbra kiemelt részei.

A vizsgált terület a Felső-hegyet, a Barkai- és a Szádelői-fennsíkot foglalja magába (1. ábra), de ide sorolható még a Lucska falu fölé

magasodó Mészkö-tető (894m) is, melyet meredek lejtőkkel körülvett lapos tetőszintje alapján fennsíknak tekinthetünk, jóllehet kiterjedése meglehetősen csekély, így töbrök sem alakultak ki rajta. A Szádelői-fennsíkot az Áji-patak szurdoka választja el a Jászói-fennsíktól, nyugat felé pedig a Szár(Határ)-patak jelenti a választvonalat a Felső-hegy és a Barkai-fennsík felé. A Szár-patak híres szurdoka a Szádelői-völgy. A Barkai-fennsíkot a Felső-hegytől a Barkai-nyereg ill. a Baksa-völgy választja el, a Mészkö-tetőtől pedig a Csermosnya-patak felső szakasza. A Felső-hegy nyugati végén a Szoros-kő-nyergen túl már a Szilicei-fennsík következik. Északról és délről meredek letörések, a Csermosnya illetve a Torna-völgy képezik a határt. A Barkai-fennsíkról közölt rövid tanulmányt HEVESI (2011), melyben a fennsík É-i részét víznyelős, fiatal üledékkel fedett karszvápának (poljénak) írta le.



1. ábra: A vizsgált terület fennsíkjai a töbrökkel és a domborzati keresztmetszvények helyével.
 Fig. 1: Karst plateaus of the study area with dolines and topographic profile locations.

Közettani szempontból a vizsgált területen (akárcsak a Gömör-Tornai-karszt nagy részén) meghatározó a középső-triász Wetterstein Mészkö, amelynek több fáciese (zátony, lagúna) is megtalálható itt. A Felső-hegy nyugati részén és a Mészkö-tetőn a zátony, keleti részén illetve a Szádelői-fennsík nagy részén a lagúna fácies a meghatározó (ez alapján osztottuk két részre a Felső-hegyet vizsgálataink során), míg a Barkai-fennsík fáciese nem meghatározott (MELLO 1996, 1997). Ez utóbbi fennsík északi részét viszonylag nagy kiterjedésben negyedidőszaki törmelékes kőzetek takarják be. Más kőzet csak alárendelten bukkan elő a vizsgált fennsíkokon. Fennsíknak ugyan jóindulattal sem nevezhető, ám ezekhez hasonló

magasságú a Dernőtől K-re fekvő Som-hegy (804m), melynek fölépítő kőzete a Dachstein Mész-kő.

A szerkezet-alakulás a jurától a miocénig tartott, melynek során gyűrődések illetve takarós szerkezetek alakultak ki, amelyek a karsztfennsíkakat is alkotják (*LESS* 1998). *MÓGA* (1998) szerint a miocénban szubtrópusi körülmények között kúp-karsztosodás zajlott, melynek maradványa lehet területünkön a Barkai-fennsíkon található Matesz-kő (Csirak) és Selypdomb. A pannon időszakban az Érchegység kiemelkedésének hatására annak déli előterében, vagyis a mai Gömör-Tornai-karszt területén hegyláb felszín-képződés zajlott, melynek hatására nagy mennyiségű kavicsanyag teregetődött szét a karszton (*GAÁL-BELLA* 2005, *PETRVÁLSKÁ* 2010a). Más kutatók (pl. *LÁNG* 1955, *ZÁMBÓ* 1998) ennek idejét a pliocénra teszik. Ezt követően a karsztvidék is emelkedni kezdett, ám nem egységesen, hanem tektonikusan darabokra törve. A fennsíkok enyhe, D-ies lejtése azonban megmaradt (*MÓGA* 1998, *SÁSDI* 1990, *ZÁMBÓ* 1998). Az átlagos lejtés pontos, digitális domborzatelemzéssel kapott számítások alapján kevesebb, mint 1°, a lejtésirány pedig legyezőszerűen nyugatiastól keletiesig változik, de meghatározó a DDNy-i irány (*TELBISZ-ÁDÁM* 2011). A völgyek átörklődésével, a futásirányok megváltozásával, elsősorban a karsztvidék D-i, DNy-i részeire vonatkozóan *SÁSDI* (1990), *MÓGA* (1999) és *VERESS* (2008) foglalkozott.

Jelen cikkben elsősorban azt vizsgáljuk, hogy a választott terület többrés felszínfejlődésére hogyan hatnak a domborzati, közettani, szerkezeti illetve vízhálózati tényezők.

Módszertan és alapadatok

A térinformatikai vizsgálatokhoz ArcGIS 9.3 szoftvert használtunk. Felhasznált alapadatok:

- Szlovák topográfiai térképek (méretarány: 1:10 000 és 1:25 000, ez utóbbi elsősorban a georeferálás elvégzéséhez nyújtott segítséget, a digitalizálásnál csak kiegészítő jelleggel szerepelt);
- Szlovák-Karszt geológiai térképe (méretarány: 1:50 000; *MELLO* 1996);
- SRTM digitális terepmodell (horizontális felbontás: 90m).

Ezek alapján digitalizálással a következő „rétegeket” állítottuk elő:

- töbör-határok (melyeket a legkülső zárt szintvonal alapján határoztunk meg az egyértelmű és egységes adatkezelés miatt);
- földtani határok, törésvonalak.

Az így kialakított adatbázis segítségével lehetőség nyílt a töbör-morfometriai elemzések elvégzésére, melyek közül az alábbi jellemzőket vizsgáltuk:

- méret-jellemzők (kerület, terület, hossz, szélesség);
- alak-jellemzők (megnyúltság, kerekítettség);
- térbeli eloszlás (sűrűség);
- irány-statisztikai jellemzők (hossztengely, legközelebbi szomszéd azimutja).

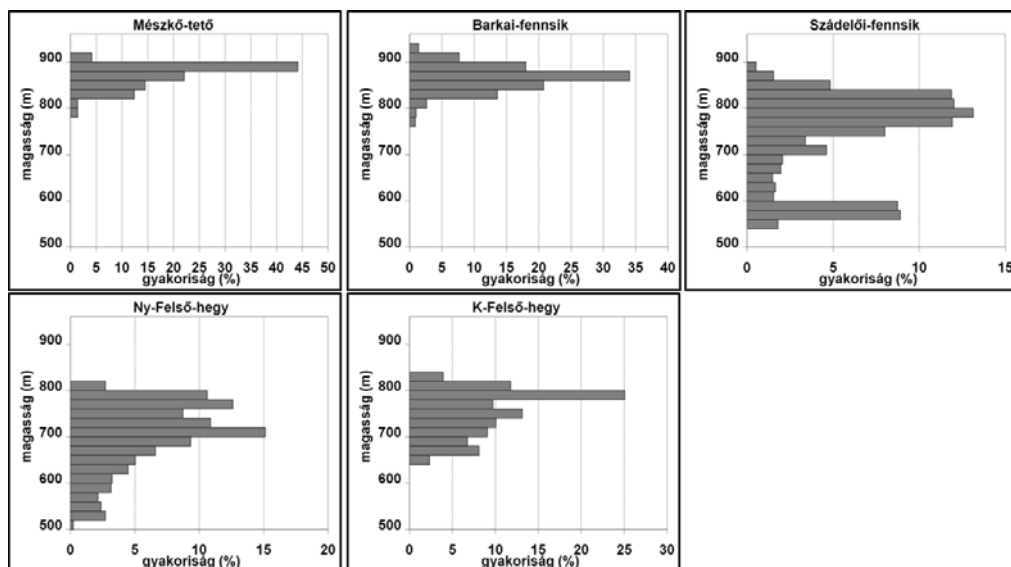
A domborzatelemzés eszköztárából használtuk a magassági hisztogramokat, a megszokott lejtőszög térképet, elsősorban a fennsíkok lehatárolásához. Továbbá a kitettség térképet, melyet egy 5 cella sugarú medián-szűrővel simított terepmodellből vezettünk le, hogy a kisebb formák kitettség-torzító hatása ne érvényesüljön. Ezen kívül a gerinc- és völgyhálózat kiemelésére az 5 cella sugarú környezet átlagától való eltérés és a relatív relief hányadosaként kapott térképet használtuk (e módszerről bővebben lásd pl. *TELBISZ* 2010), ami lehetővé teszi a nem túl mély völgyek illetve a nem túlságosan kiemelkedő hátaik azonosítását is, amire a fennsíkok esetében éppen szükségünk volt.

Eredmények

A fennsíkok digitális domborzatelemzése

A kétosztatú Szádelői-fennsík kivételével valamennyi fennsíkra jellemző, hogy magassági hisztogramja (2. ábra) egy viszonylag szűk sávban csúcsosodik ki. A legmagasabb szintet a Barkai-fennsík és a Mész-kő-tető 820-900 m-es tartománya jelenti, azt sugallva, hogy ez a két fennsík valamikor egységes felszínt alkotott, amit a későbbi tektonika sem mozdított el egymástól. Ebből a szintből éppen csak kiemelkedik a Csirak-domb (Matesz-kő, 924 m), amely domb létre nemcsak a Barkai-fennsík, de az egész Gömör-Tornai-karszt legmagasabb pontja is egyben! E szintnél némileg alacsonyabb, 760-840 m közé esik a Szádelői-fennsík magasabb, északi része. Ettől élesen elválik az alacsonyabb, déli rész, melynek jellemző 560-600 m-es szintje már a Jászói-fennsíkkal mutat rokonságot. Ennél jóval magasabb a K-Felső-hegy uralkodó 700-800 m-es magassági tartománya (azon belül is nagyobb súllyal a 800 m közeli szintek), ami arra utal, hogy a két fennsíkot elválasztó Szádelői-völgy mentén valószínűleg tektonikus elmozdulás is végbement, így maga a völgy szerkezetileg előrejelzett. A Felső-hegy fennsíkjának legmagasabb pontja maga a névadó hegy, mely 833 m-es magasságot ér el. A Ny-Felső-hegy átlagos és

legnagyobb (817 m) magassága egyaránt valamivel kisebb, és legnyugatibb részein a Szoros-kő-nyereg 530 m-es szintjéig alacsonyodik.



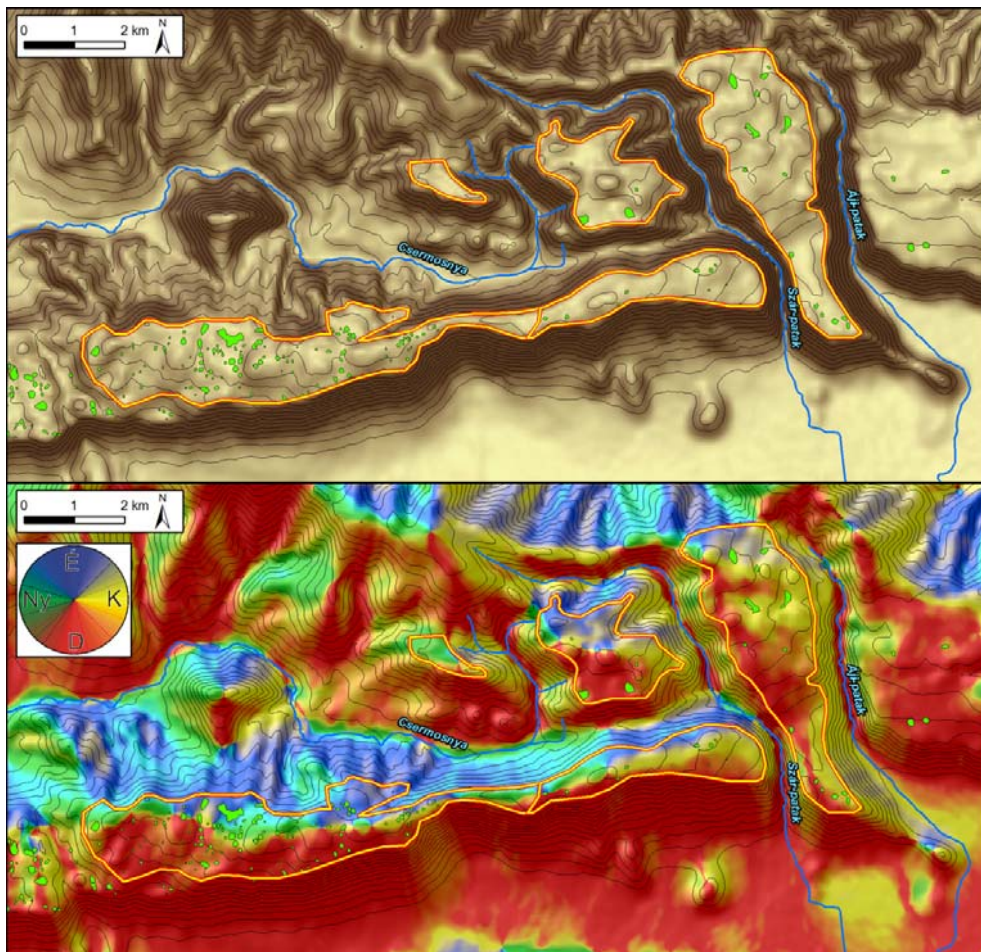
2. ábra: A fennsíkok magassági hisztogramjai.
Fig. 2: Elevation histograms of the plateaus.

A fennsíkok körvonalai legvilágosabban a lejtőszög térképen rajzolódnak ki (3. ábra). Míg a fennsíkokon belül a terep átlagos lejtése (azaz a kisformák – elsősorban töbrök – okozta meredekebb lejtőtől most eltekintve) ritkán haladja meg a 10° -ot, addig a határoló lejtők meredeksége szinte mindenhol eléri a 15° -ot, de még a 30° -nál meredekebb térszínek is jelentős arányt képviselnek, és a kifejezetten sziklás térszíneken ennél nagyobb lejtőszögek is előfordulnak.

A meredek peremlejtők kitétsége első látásra is egyértelmű (3. ábra): a Ny-K-i irányban megnyúlt Felső-hegy peremén elsősorban É-i illetve D-i kitétségű lejtők fordulnak elő, az ÉÉNy-DDK-i tengelyű Szádelői-fennsík oldalain pedig az erre merőleges irányok uralkodnak. A durván négyzetes Barkai-fennsík peremlejtőin a kitétségi irányok viszonylag egyenletesen oszlanak meg, ám a kicsiny, hosszúkás Mészkö-tető magasabb északi környezetétől csak egy nyereggel különül el, így itt a déli peremlejtők a leghangsúlyosabbak.

A simított domborzatmodellből készült kitétségi térkép (3. ábra) ugyanakkor a fennsíkok dőlését is jól jellemzi. A Barkai-fennsík nagyjából körszimmetrikus középpontjából (Lőtör-tető, 917 m) kiindulva minden „kifelé” lejt. A Mészkö-tető Ny felé, a Szádelői-fennsík KDK felé, a K-Felső-hegy DK felé, a Ny-Felső-hegy DDNy felé. Jól látható, hogy a Felső-

hegy túlnyomó részén a délies irányok dominálnak, ám a „főgerinctől” északra egy meglehetősen szűk sávban északias lejtés a meghatározó.

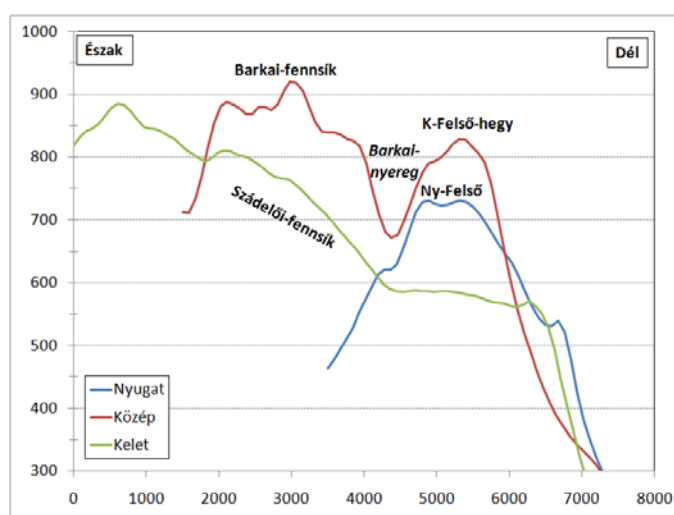


3. ábra: A vizsgált terület lejtőszög és kitétség térképe.
Fig. 3: Slope and aspect map of the study area.

A fennsíkok dőlésviszonyait domborzati keresztmetszvényekkel is jól szemléltethetjük (4. ábra). A három nagyobb fennsíkon közelítőleg É-D-i irányban húzott szelvények jól mutatják a fennsíkok enyhe délies dőlését, a Szádelői-fennsíkot kettéosztó közepesen meredek térszint és a fennsíkokat határoló meredek letöréseket. Ezek számszerű jellemzésére kiszámítottuk a fennsíkok meghatározó lejtését, de nem egy-egy önkényesen kiválasztott szelvény, hanem az adott fennsík teljes területét felölelő sávszelvény (TELBI SZ-ÁDÁM 2011) átlaga alapján. A következő értékeket kaptuk: a Barkai-fennsík északi része gyakorlatilag dőlés nélküli, déli része viszont

4,2°-kal lejt. A Szádelői-fennsíkon pont fordított a helyzet, ott a déli, alacsonyabb résznek nincs lejtése, míg az északi egység 2,2° lejtésű, a kettőt elválasztó lépcső meredeksége 7,3°. A Felső-hegy keleti része 1,3°, nyugati része 2,2° lejtésű.

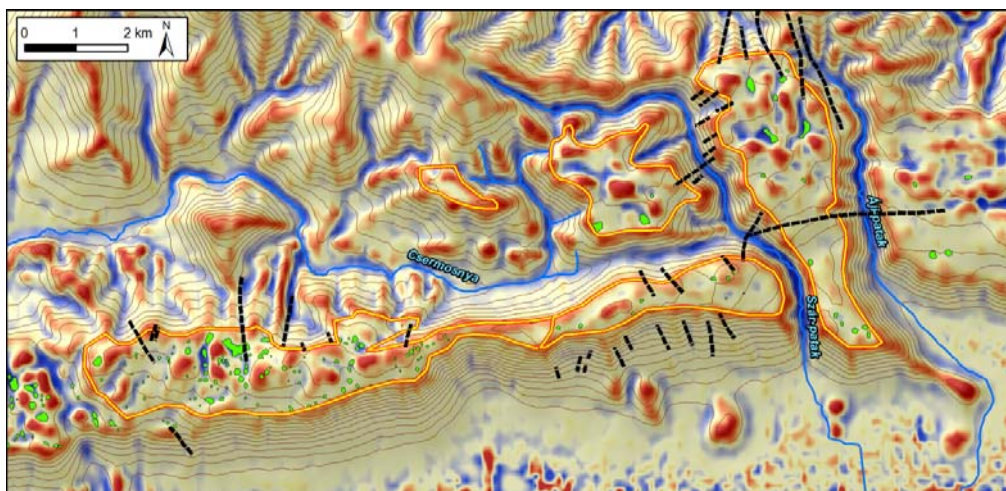
A Szádelői-fennsík lépcsője, pontosabban annak déli pereme egybeesik a Barkai-nyereg vonalával (ami egy völgyi vízválasztó), és kelet felé a Jászói-fennsíkot kettéosztó Miglinc-völgyben, nyugat felé pedig a Csermosnya völgyben találjuk meg folytatását. Ez egy fontos szerkezeti vonal, melyhez a felszíni formakincsben völgyek, illetve jelentős szintkülönbség is társul.



4. ábra: Domborzati keresztmetszvények a vizsgált fennsíkokon keresztül (a keresztmetszvények helyét ld. az 1. ábrán) Magassági torzítás ~10-szeres.
Fig. 4: Topographic profiles across the studied plateaus (for profile locations see Fig. 1) Vertical exaggeration is ~10 times.

A vízhálózat tanulmányozásához az 5. ábra nyújt segítséget. Legmarkánsabban természetesen a mélyen bevágódott, jelen körülmények között alapvetően folyóvízi erózióval fejlődő völgyek jelennek meg rajta. Erőteljesen kirajzolódik azonban például a Felső-hegytől nyugatra a Szoroskő-nyereg is, amely véleményünk szerint egy „wind gap”, azaz olyan völgyszakasz, melyen korábban folyóvízi átfolyás lehetett, ám később szárazzá vált részben a kiemelkedés, részben a karsztosodás miatt. Ehhez hasonló, csak sokkal kevésbé markáns, nagyjából É-D-i völgyek figyelhetők meg a Felső-hegy nyugati részén. Így ezeket a karsztra „éppencsak” átöröklődött egykori fluviális völgyek nyomainak tekintjük. Szintén ilyen É-D-i csapású völgyszerű mélyedések jelennek meg a Szádelői-fennsík északi részén. Jellemző felszínforma még e térkép alapján a Barkai-fennsík ÉK-i

részébe vágódó Šajbová dolina (Sajbó-völgy *à la* HEVESI, 2011), melynek DNy-ÉK-i csapása fölismerhető a Szádelői-fennsík peremének futásában is, ahol a geológiai térkép törésvonalat jelöl, így feltételezhető, hogy ennek folytatásáról van itt szó. A törésvonalak jellemző csapásiránya egyébként a Szár-patak felső szakaszának környékét és a Csermosnya-Miglinc-vonalat leszámítva némi szórással alapvetően É-D-i.

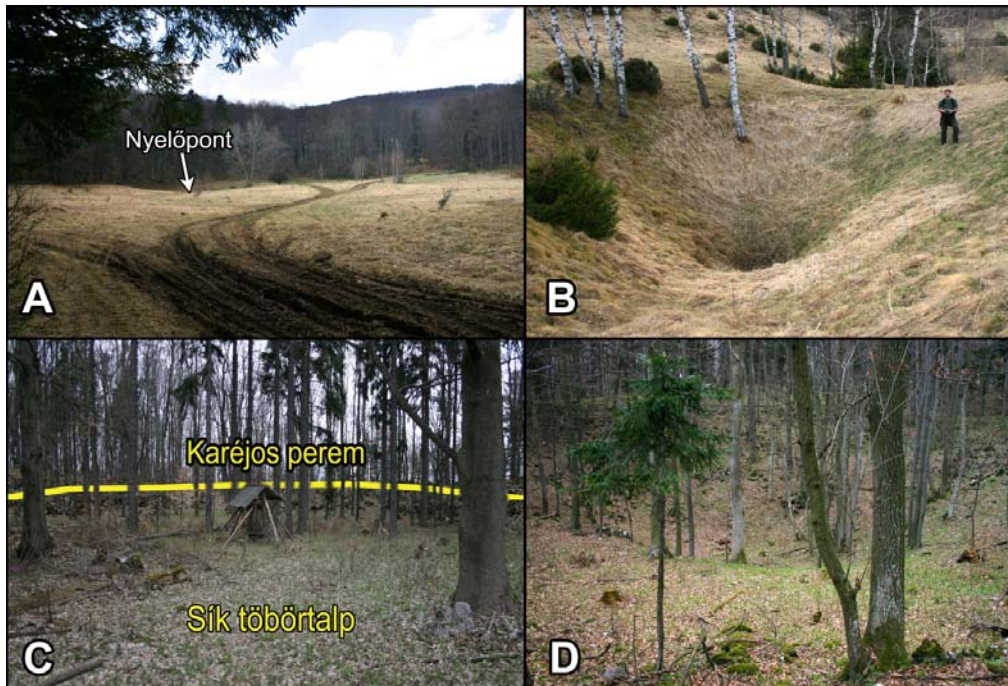


5. ábra: Digitális domborzatmodellből levezetett gerinc és völgyhálózati térkép a geológiai térképen (MELLO, 1997) jelölt törésvonalak helyével.
 Fig. 5: Ridge and valley network map derived from the digital elevation model and structural lines after MELLO, 1997.

Töbör-morfometriai eredmények

Terepbejárásunk során négy elég jellegzetesen elkülönülő töbörtípust figyeltünk meg (6. ábra), amelyek között természetesen átmenetek is előfordulnak. Az első típust nagyméretű, sekély, zárt mélyedések alkotják. Ezeknek az alja szinte teljesen lapos, agyagos, törmelékes üledékekkel kitöltött, a mészkő csak a peremek mentén bukkan felszínre. E nagy mélyedéseknek nincs egyértelmű mélypontja, bár néhol kisebb víznyelők előfordulnak bennük. Kiterjedésük alapján nem egyszerűen feltöltött töbrök, hanem inkább feltöltött uvalák lehetnek. Jellemző előfordulási helyük a Barkai-fennsík. A második típusba a kis átmérőjű, ám viszonylag mély, tölcéses víznyelő-töbröket soroltuk, amelyekhez néhol a feltehetőleg vékony vízzáró fedőüledéken kialakult erecske is tartozik. A harmadik csoportot a féltöbrök jelentik, melyek a terep fő lejtésirányába nyitottak, másik oldalról pedig karéjos, sziklás perem öleli őket körbe, talpuk lapos, alakjuk leginkább a saroknyomkarrokra hasonlít (csak természetesen

nagyobb méretben). Legjellemzőbbek a Felső-hegy középső, keleti részén. Végül a negyedik csoportba a „klasszikus”, azaz közepes átmérőjű és viszonylag mély töbrök sorolhatók, amelyek a vizsgált fennsíkok közül leginkább a Ny-Felső-hegyen fordulnak elő. Mivel a második és harmadik típus kis mérete miatt a topográfiai térképeken nem jól azonosítható, vagy egyáltalán nem szerepel, ezért a morfológiai értékelés ezekre nem terjed ki, bár a terepen GPS-szel felmértünk néhányat.



6. ábra: A területen előforduló jellegzetes töbrök fényképe. A) nagyméretű, sekély töbör a Barkai-fennsíkon közepén nyelőponttal; B) kisméretű, víznyelő tölcséres töbör a Ny-Felső-hegyen; C) részben nyitott, karéjos féltöbör a K-Felső-hegyen; D) közepes átmérőjű, viszonylag mély „klasszikus” töbör a Ny-Felső-hegyen.
 Fig. 6: Typical dolines in the study area. A) large, shallow depression with sink in the Barka plateau; B) small, funnel-shaped sinkhole in the W Felső-hegy; C) partly open, arc-shaped half doline in E-Felső-hegy; D) medium size, relatively deep, „classical” doline in W-Felső-hegy.

A topográfiai térkép alapján a vizsgált fennsíkokon összesen 138 db töbör fordul elő, meglehetősen egyenlőtlenül, hiszen ebből 111 db a Ny-Felső-hegyen található (I. táblázat). Így a Ny-Felső-hegy töbrösűrűsége (9,9 km⁻²) alulról beleillik az Aggteleki-karszt fennsíkjainak értékébe, de elmarad a sűrűn (>20 km⁻²) töbrösödött Pelsőci- vagy Szilicei-fennsíktól. A töbrök elhelyezkedését tekintve a Ny-Felső-hegyen néhány töbrös gócot figyelhetünk meg, továbbá néhány É-D-i pásztába rendeződött töbrösor, valamint a déli perem mentén sorakozó töbröket. A többi vizsgált fennsík töbrösűrűsége igen alacsony (bár a kis területű Mészkö-tetőt kivéve

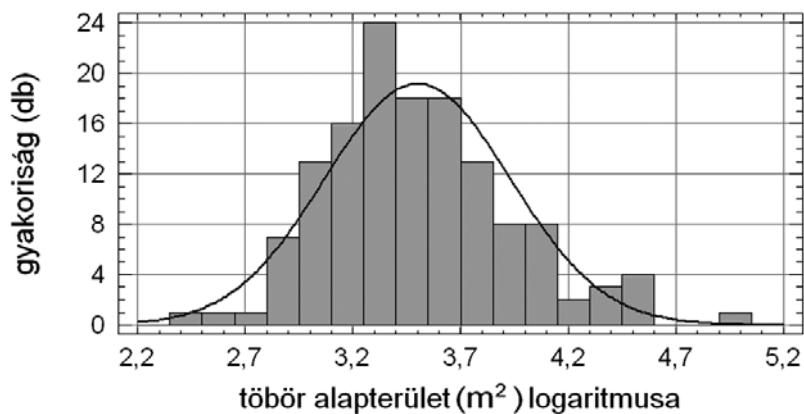
mindenhol előfordulnak töbrök), ami tulajdonképpen meglepő, hiszen kőzettani és domborzati (lejtőszög) szempontból is megfelelnek a kritériumoknak! E kérdés tárgyalására a következtetésekben még visszatérünk.

I. táblázat
Table I.

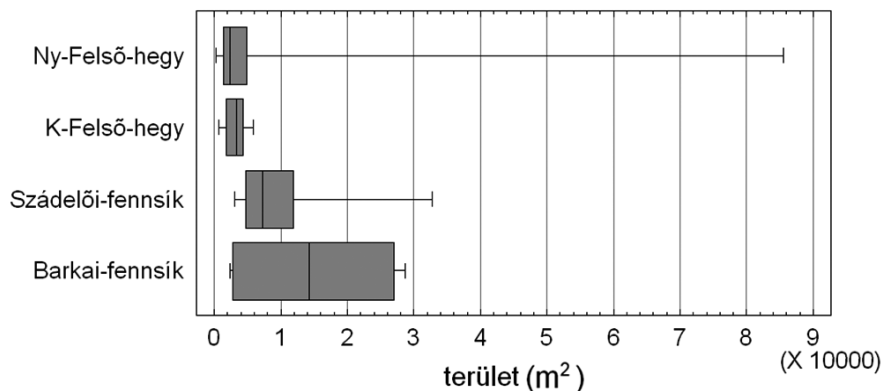
Főbb töbrő-morfometriai adatok (jelmagyarázat: WmZ - Wetterstein Mésző (zátony), WmL - Wetterstein Mésző (lagúna), Wm - Wetterstein Mésző (kevert), Sm - Steinalm Mésző, Gd - Gutenstein Dolomit, Gm - Gutenstein Mésző, Nm - Nádaska Mésző, Szr - Szini rétegek, Br - Bódvaszilasi rétegek, NI - negyedidőszaki lejtőtörmelék).
Principal morphometric data of dolines (legend: WmZ - Wetterstein Limestone Reef, WmL - Wetterstein Limestone (lagoon), Wm - Wetterstein Limestone (undistinguished), Sm - Steinalm Limestone, Gd - Gutenstein Dolomite, Gm - Gutenstein Limestone, Nm - Nádaska Limestone, Szr - Szin Beds, Br - Bódvaszilasi Beds, NI - Quaternary slope debris).

Fennsík neve	Kőzet	Terület (km ²)	Töbrök száma (db)	Töbrő-sűrűség (db/km ²)	Töbrősődési arány (%)	Töbrő-terület medián (m ²)	Átlagos megnyúltság
Ny-Felső-hegy	WmZ, Sm, Gd, Szr, Gm	11,2	111	9,9	4,6	2422	1,53
K-Felső-hegy	WmL, Nm	2,6	9	2,6	0,8	3296	1,47
Szádelői-fennsík	WmL, Wm, WmZ, Sm	8,0	14	1,8	2,1	7275	1,77
Barkai-fennsík	Wm, NI, Gd,	3,4	4	1,2	1,8	14262	1,50
Mésző-tető	WmZ, Sm, Br, NI	0,6	0	-	-	-	-
<i>összesítve</i>			138	5,2	2,9	2962	1,55

A töbrő-alapterületek gyakorisági eloszlása (7. ábra) ez esetben is lognormális eloszlást mutat (2962 m²-es mediánértékkel, ami kb. 60 m-es átmérőnek felel meg), akárcsak a karsztvidék más részein (vö. TELBISZ 2001, TELBISZ-MÓGA 2005, TELBISZ et al, 2006, 2009), ami azt jelzi, hogy a töbrősődés szempontjából egyfajta „dinamikus egyensúly” alakult ki. Az egyes fennsíkokat töbrőméretek szempontjából összehasonlítva (8. ábra) a várakozásoknak megfelelően azt kapjuk, hogy míg a Felső-hegyen a kis töbrök dominálnak, addig a Szádelői-fennsíkon illetve a Barkai-fennsíkon jóval nagyobb töbrök jellemzők (és jóval kisebb számban).



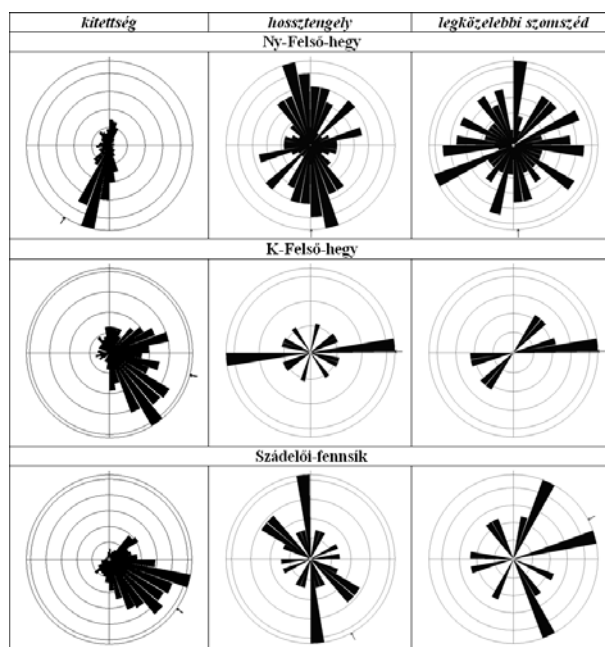
7. ábra: A töbör-alapterületek gyakorisági ábrázolása.
Fig. 7: Frequency histogram of doline area.



8. ábra: A töbör-alapterületek összehasonlítása a fennsíkok szerint.
Fig. 8: Comparison of doline area among plateaus.

A töbrök hossz tengelyének irányát vizsgálva (9. ábra) azt kapjuk, hogy a Ny-Felső-hegyen, ahol valóban statisztikailag értékelhető mennyiségben fordulnak elő a töbrök, az ÉÉNy-DDK-i irány a meghatározó, és ehhez képest ugyan kis számban, ám még így is érzékelhető mennyiségben erre merőleges tengelyű töbrök is előfordulnak. A K-Felső-hegy 9 töbrének többsége Ny-K-i állású. A 14 szádelői-fennsíki töbör zöme pedig É-D-i illetve ÉNy-DK-i csapású. A kitettséggel összevetve ezeket az irányokat halvány egybeesések figyelhetők meg: a Ny-Felső-hegyen a délies kitettség, a Szádelői-fennsíkon a DK-i kitettség mutat ezekkel némi rokonságot. A legközelebbi szomszéd irányát vizsgálva a Ny-Felső-hegy és a Szádelői-fennsík esetében is megfigyelhetők kisebb csúcsok a fő tengelyirányokra merőlegesen, ami azt jelzi, hogy a töbrök legközelebbi szomszédja általában nem a tengely megnyúlásának irányába, hanem

oldalirányba található. Mindez azonban statisztikailag nem teljesen egyértelmű.



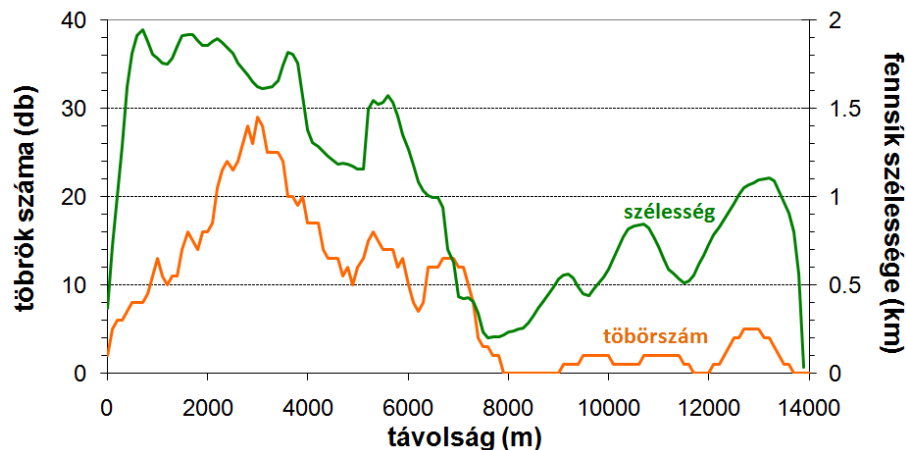
9. ábra: Rózsadiagramok a terület jellemző lejtésiránya (kitettsége), a töbrök hossz tengelye illetve a legközelebbi töbör szomszéd iránya alapján.

Fig. 9: Rose diagrams of plateau aspect, doline long axis and doline nearest neighbour.

A különböző töbör alak jellemzők kapcsolatát korrelációs számításokkal vizsgáltuk. A terület és kerület között természetesen igen szoros ($r^2=0,99$) kapcsolatot találtunk. Gyengébb a kerekítettség és megnyúltság kapcsolata ($r^2=0,72$), ami azt jelenti, hogy a trendre illeszkedő megnyúlt és emiatt rossz kerekítettségű töbrök mellett előfordulnak rosszul kerekített, azaz tagolt körvonalú töbrök is, amelyek ugyanakkor viszonylag jól megőrizték kerekded alakjukat. A terület és megnyúltság elég gyenge korrelációs kapcsolata ($r^2=0,48$) arra utal, hogy már a kisméretű töbrök között is akadnak megnyúltak, illetve a nagyok között is előfordulnak kerekded, sima körvonalú formák.

Nem tartozik a szokványos töbör-morfometriai vizsgálatok közé a fennsík szélességének vizsgálata, ám a Felső-hegy kapcsán kínálta magát a lehetőség, hogy a szélességet is figyelembe vegyük, hiszen a térképre nézve föltűnő, hogy a sehol sem túl széles fennsík elkeskenyedő részein alig találunk töbröket. Így a fennsík szélességét és a töbrök számát a fennsík tengelyére merőleges 1 km széles sávok mentén végigszámolva kaptuk a 10. ábrát, melyről a kapcsolat még nyilvánvalóbb. Ezt korrelációs számításal is

ellenőriztük, ami közepesen szoros ($r^2=0,77$) kapcsolatot jelzett e két tényező között.



10. ábra: A fennsík-szélesség és a töbrőszám kapcsolata a Felső-hegyen.
Fig. 10: Relationship of plateau width and doline number on the Felső-hegy plateau.

Következtetések

Az eredmények alapján megállapítható, hogy a vizsgált fennsíkok töbrös felszínfejlődése eltérő állapotban van mind a töbrök sűrűségét, mind pedig méretét, típusát tekintve. Az eltérő tulajdonságú töbrös térszinek között a határ nem egyszerűen a fennsíkok között húzódik, hanem a Felső-hegy Ny-i és K-i része között. Mivel ez egybeesik a Wettersteini Mész-kő fáciesbeli különbségeivel (zátony kontra lagúna), ezért adódik a magyarázat, hogy a kőzettani különbségek okozzák a töbrök méretében és sűrűségében megfigyelhető különbségeket. Azonban a Gömör-Tornai-karszt más részein, ahol hasonló fáciesbeli különbségek előfordulnak, nem talákoztunk ezzel a jelenséggel, így alternatív magyarázatot is érdemes keresni.

Fontos lehet az éghajlati hatás is. Mivel ez a Gömör-Tornai-karszt legmagasabb része, különösen a Barkai-fennsík és a Szádelői-fennsík északi része, ahol a nagy, zárt mélyedések a legjellemzőbbek, így itt a pleisztocén eljegesedések idején a periglaciális hatás erőteljesebb lehetett, ami a korábban kialakult töbrök feltöltődését okozhatta fagyos talajfolyás és más lejtős tömegmozgások által. A magassági tartományt tekintve e fennsíkok nagyjából a Bükk-fennsík szintjében helyezkednek el, ám valamivel északabbra és közelebb a magasabb hegyvidéki területekhez, így itt a periglaciális felszínformálás erőteljesebb lehetett. A töbrök „kipucolása” (–*kis herceg*) pedig egyelőre nem történt meg. Így a nagy alapterületű, sekély

mélyedések kialakulásának és a jelen állapot szerinti nagyon ritka töbrösödésnek az okát elsősorban ebben látjuk.

A töbrösödés szempontjából fontos tényező még a domborzat. Ez közvetve vagy közvetlenül meghatározó lehet a töbrök statisztikailag jellemző megnyúltsági irányában. A Felső-hegy esetében egyértelműen igazoltuk, hogy a fennsík szélessége is meghatározó. Ezen kívül a peremek mentén kialakuló töbrök esetében azt a hatást is figyelembe kell venni, hogy a fennsíkperemek kipreparálódása miatt a fennsík felé lefolyó/szivárgó vizek segítik a karsztos oldódást, így a perem belső (fennsíki) oldalán megnő az esély a töbröképződésre. A Felső-hegyen nagy számban előforduló féltöbrök délies nyitottsága a fennsík jellemző, bár kismértékű lejtéséhez köthető, ez azonban nem elégséges magyarázat, hiszen ekkora lejtés (~2°) mellett máshol szabályos, zárt töbrök is kialakulhatnak. Ezért itt a fennsík keskenysége mellett ismételten a periglaciális hatásra hívjuk föl a figyelmet, ami a karéjos sziklaperemek aprózódásra visszavezethető hátrálásában érvényesülhetett.

A töbrök É-D-i tengelye és a törésvonalak hasonló irányítottsága valószínűsíti, hogy a töbröfejlődésben a szerkezeti hatás is érvényesült, ám a térkép alapján ez nem igazán markáns.

A fedett karsztos korszakban kialakult vízhálózat a vizsgált fennsíkok jelenlegi domborzatában szintén nem túl markáns, de azért fölismerhetők, zömmel É-D-i csapású szárazvölgyek, amelyekhez töbrösorok kapcsolódnak, így a töbrös felszínfejlődés során kétségkívül az átöröklődő völgyhálózat is szerepet játszott, legegységesebben a Ny-Felső-hegyen és a Szádelői-fennsík északi részén.

A vizsgálatok során készült térképek interaktív webgis környezetbe ágyazva megtekinthetők a <http://webgis.elte.hu/karszt> weboldalon.

IRODALOM

GAÁL, L.-BELLA, P. (2005): Vplyv tektonických pohybov na geomorfologický vývoj západnej časti Slovenského Krasu (The influence of tectonic movements to the geomorphological development of the western part of Slovak Karst) – Slovenský Kras (Acta Carsologica Slovaca), 43, p.17-36.

HEVESI A. (2011): A Barkai-fennsík (Gömör-Tornai-karszt) felszíni karsztformái – in: *CSAPÓ T.-KOC SIS ZS.-PUSKÁS J.-TÓTH G.-ZENTAI Z.* (szerk.): A Bakonytól Madagaszkárig, Tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére, Szombathely, 2011, p. 9-12.

- LÁNG S.* (1955): Geomorfológiai tanulmányok az Aggteleki karsztvidéken. – Földr. Ért., 4/1, p.1-17.
- LESS GY.* (1998): Földtani felépítés. – in: *BAROSS, G.* (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 26-66.
- MELLO, J.* (1996): Geologická mapa Slovenského krasu. – Geologická služba Slov. Rep. Bratislava.
- MELLO, J.* (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50000. – Vyd. Dionýza Štúra, Bratislava, 255 p.
- MÓGA J.* (1998): Felszínalaktani megfigyelések a Gömör–Tornai-karsztvidéken. – Doktori (PhD) disszertáció, ELTE TTK Természeti Földrajz Tanszék, 1998. p.141.
- MÓGA J.* (1999): Reconstruction of the development history of karstic water networks on the Southern part of the Gömör-Torna Karst on the bases of ruined caves and landforms – *Acta Carsologica*, 28/2, p.159-174.
- PETRVALSKÁ, A.* (2010a): Vývoj názorov na vznik a genézu zarovnaných povrchov Slovenskeho Krasu (Development of conceptions concerning origins and genesis of planation surface of Slovak karst) – *Acta Geographica Universitatis Comenianae*, 54/1, p.81-99.
- PETRVALSKÁ, A.* (2010b): Morfometrická analýza závrtovej na príklade Jasovskej Planiny (Slovenský Kras) (Morphometric analysis of dolines on Jasovská plateau example, Slovak karst). – *Geomorphologica Slovaca et Bohemica*, 10/1, p.33-44.
- SÁSDI L.* (1990): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. – *Karszt és Barlang*, 1990/1, p.3-8.
- TELBISZ T.* (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján. – *Földrajzi Közlemények*, 125 (49) / 1-2, p. 95-108.
- TELBISZ T.* (2010): Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása karsztos területek geomorfológiai térképezésében. – in: *HEGEDŰS A.* (szerk.): *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009*, Miskolc, ISBN 978-963-661-897-1
- TELBISZ T.- ÁDÁM E.* (2011): Milyen lehetett a Gömör–Tornai-karszt nagyléptékű domborzata a negyedidőszak elején? – in: *CSAPÓ T.-KÓCSIS ZS.- PUSKÁS J.-TÓTH G.-ZENTAI Z.* (szerk.): *A Bakonytól Madagaszkárig, Tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére*, Szombathely, 2011, p. 25-34.
- TELBISZ T.-MÓGA J.* (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – *Karsztfejlődés X.*, Szombathely, p.245-266.
- TELBISZ T.-MÓGA J.- KÓSIK SZ.* (2006): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén – in: *Karsztfejlődés XI.*, Szombathely, p.133-152.

- TELBISZ T.-MÓGA J.-KÓSIK SZ.* (2009): A Pelsőci-fennsík digitális domborzatelemzése és töbr-morfometriai jellemzése – in: *Karsztfelődés XIV.*, Szombathely, p.121-138.
- VERESS M.* (2008): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek felődéséhez – *Karszt és Barlang*, 2008/1-2,
- ZÁMBÓ L.* (1998): Felszínalaktani jellemzés. – in: *BAROSS G.* (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park.*, Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 70-96.

A MIKROTÖRÉS HÁLÓZAT SZEREPE A BARLANGOK FEJLŐDÉSÉBEN AZ ORFŰI VÍZFŐ-FORRÁS VÍZGYŰJTŐJÉN

BAUER MÁRTON¹ - M. TÓTH TIVADAR¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék,
baumart87@gmail.com, mtoth@geo.u-szeged.hu

Abstract: The Western Mecsek karst area is extremely complex concerning its geological, structural and morphological evolution. Since the formation of the anisus limestone in the lower Triassic the area was affected by several brittle deformation events partly due to which plenty of karstic sinkholes and springs have evolved in the rocks of the Misina-formation. The most significant spring of these is the Vízfő-spring in the vicinity of the village Orfű, with its annual flow rate of 4.7 Mm³ in 1970. It is interesting that there is a nearly 250-fold difference between its highest and lowest annual flow rate (SZÉKELY 2003). A high number of caves with more or less significant sizes have got formed in the hydrographic basin of the spring a certain part of which are in hydrodynamic contact, as our previous investigations (water dyeing, radontransport-analysis) show. As limestones are of negligible matrix porosity we can assume that the contact arises from the brittle structures of the rock. Our purpose is to analyse the contact between the caves in the area and the geometric regularities of the limestone fracture system in the vicinity of the Szuadó and Körtvélyesi valleys of the Western Mecsek karst. Within the frames of this analysis we are going to examine the size distribution of the communicating fracture systems through modelling the fracture network, and based on these results the spatial situation of the region most optimal for cave formation is outlined. We have examined the fracture structure of the Lapis limestone in our research, in natural outcrops and caves, from the size of a handheld sample till the range of one m² pieces. The numerical parameters we have investigated were the length distribution of the fractures (E), the aperture of them (a), their spatial orientation and fractal dimension of the fracture pattern (D). Applying these parameters we have simulated the fracture network several times. We have used a DFN-based modelling program called RepSim. Our researches detected a definite, heavily fractured zone of North-East – South-West direction, the direction of which is followed by numerous karstic objects (e.g. caves, doline chains). It could also show that more than one communicating fracture groups have evolved in the area with an inhibited geometric contact among them. At the same time the results of the earlier water-dyeing make the hydrologic contact explicit and show that the contact must necessarily be bedding plane generated.

Bevezetés

A szakirodalom számos esetben mutat rá arra, hogy karsztos formák, például a barlangok kialakulásának kezdeti szakaszában alapvetően más folyamatok dominálnak, mint a későbbi fejlődésük során (BILLI *et al.* 2007). Míg a jól fejlett morfológiai elemek esetében tapasztalható gyors változások elsősorban a felszíni és a felszín alatti nagyobb, összefüggő térrészekben jelentkeznek, addig a barlangok kialakulásának idején a fontos folyamatok magában a kőzetben mentek végbe. Ekkor a felszín alatti karsztos fejlődés fő térszíne a kőzet porozitásához kötődik, ahhoz a felülethez, ahol képes az oldó vízzel reakcióba lépni. A mészkövekre általánosságban jellemző elenyésző mértékű szemcseközi porozitás (JAKUCS 1971) miatt az eltérő mértékben repedezett karsztosodó kőzetek töréses szerkezete nagymértékben meghatá-

rozza a karsztosodó felület nagyságát, ami jelentősen befolyásolhatja a víz-közet kölcsönhatások jellegét és eredményességét. Míg nagyobb repedezett permeabilitású területeken elsősorban az oldásos, a kisebb átteresztő képességű és így kisebb szivárgási sebességgel jellemezhető zónákban ezzel egyidejűleg elsősorban a precipitációs, ércementációs folyamatok a dominánsak (SINGURINDY *et al.* 2005). Mivel bármely karsztos területen a különböző áramlási sebességű zónák kialakulását, az egymást követő tektonikai hatásokra létrejött törésrendszerek nagymértékben befolyásolják, így ezek vizsgálata alapvető a barlangok korai fejlődésének rekonstruálásában.

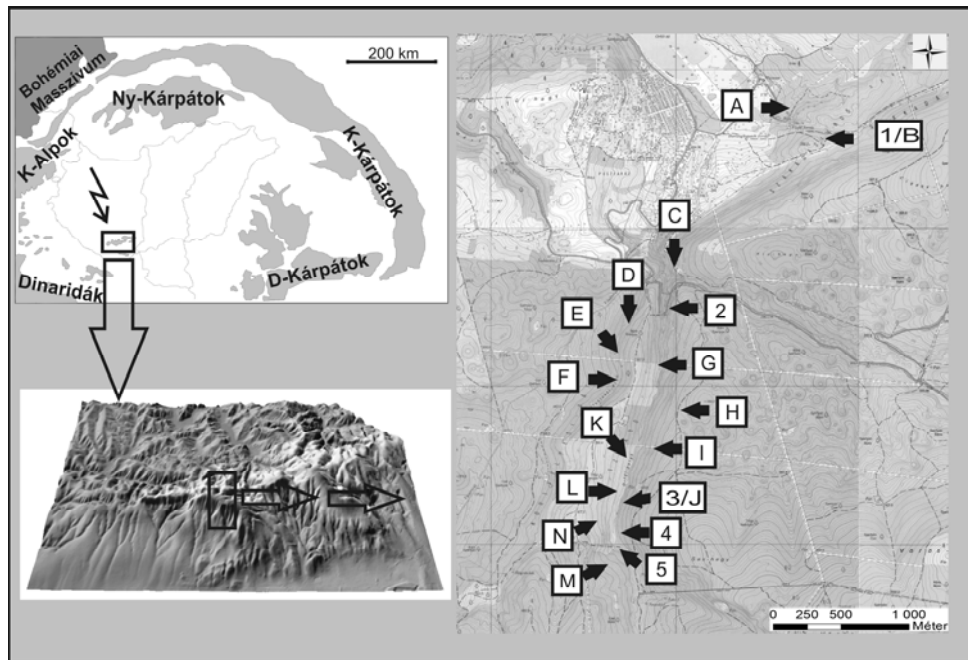
A számos barlangot és felszíni karsztos formát tartalmazó Nyugat-Mecseki karszt közetein a tektonikai folyamatok több deformációs eseményt eredményeztek. A kialakult törésvonalak, törészónák egy része bizonyítottan befolyásolta a területen található karsztos formák (barlangok, dolinasorok) fejlődését (SZABÓ 1955).

Ezen ismeretek alapján, a dolgozat célja, hogy a területen (1. ábra) a karsztosodás dinamikájához képest lassan változó mikrorepedezettség és a gyors ütemben változó karsztos rendszer közötti esetleges kapcsolatot elemezze, különös tekintettel a barlangok kialakulásának térbeli helyzetére, irányultságukra, illetve fejlődésük alakulására.

Földtani Háttér

A Nyugat-Mecsek területén lerakódott triász üledéket (Jakabhegyi Homokkő Formáció, Hetvehelyi Formáció, Misinai Formáció Csoport, Karolinavölgyi Homokkő Formáció) az alpi orogenezis a krétában jelentősen meggyűrte, felboltozta (BENKOVICS *et al.* 1997, CSONTOS *et al.* 2002). Ennek köszönhetően a Mecsek kiemelkedett, rátolódott az északi előterére, s az ott lévő fiatal üledékeket részben felgyűrte (SEBE 2008). Bár a hegység jelenlegi szerkezete szempontjából a mezozoós szerkezeti mozgások meghatározóak, feltehetően a karsztos folyamatokat erősebben befolyásolták a fiatal tektonikai események.

A pleisztocén folyamán lezajlott román és újromán, majd később a bakui orogén fázis igen lényeges mértékben megváltoztatta a vizsgált terület arculatát. Az újromán orogén a gүнz-mindel emeletben a délkelet-dunántúli területeken emelkedést eredményezett, melynek hatására a karsztos tönkfelszínek kiemelkedtek. Ennek a folyamatnak az eredményeként nyílhattak meg a Mecsekben azok az ÉK-DNY-i szerkezeti vonalak, melyek mentén hasadék barlangok és karsztos üregek keletkeztek (SZABÓ 1955).



1. ábra: A mintaterület földrajzi elhelyezkedése

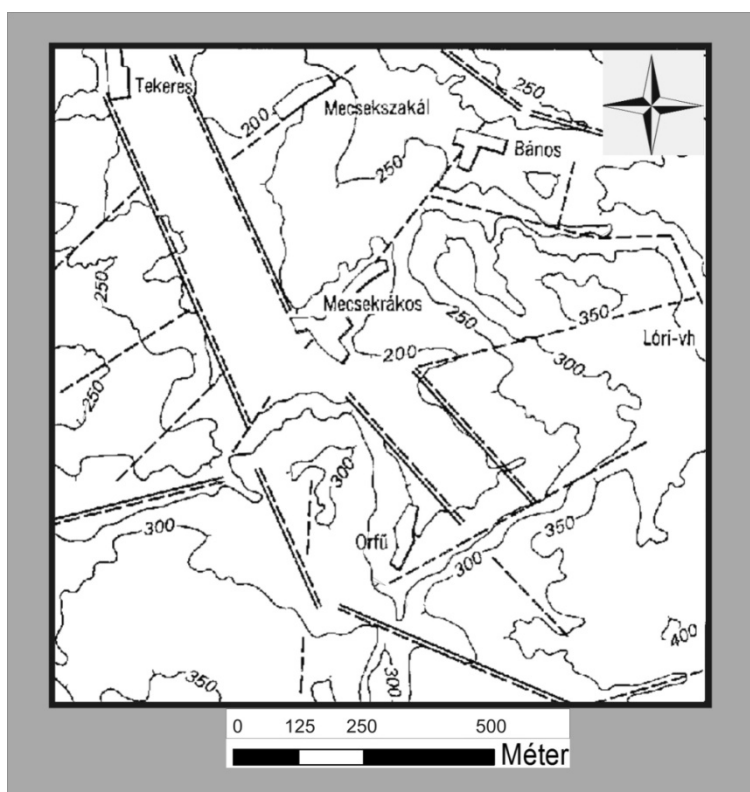
Jelmagyarázat: 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B: Vízfő-forrásbarlang, C: Sárkány-völgy 1 D: Körtvélyesi 1, E: Körtvélyes 2, F: Körtvélyesi 3, G: Szuadó 1 H: Nagykaszáló 1 I: Nagykaszáló 3 J: Trió-barlang K: Szuadó 2, L: Szuadó 3, M: Szuadó 4, N: Szuadó 6

Figure 1: Geographical position of the study area

Legend: 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B: Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy 1 D: Körtvélyesi 1, E: Körtvélyes 2, F: Körtvélyesi 3, G: Szuadó 1 H: Nagykaszáló 1 I: Nagykaszáló 3 J: Trió-cave K: Szuadó 2, L: Szuadó 3, M: Szuadó 4, N: Szuadó 6

A következő jelentősebb felszínformáló tektonikai esemény a bakui orogénhez köthető, melynek eredményeként a vizsgált területen megnyíltak az É-D, illetve az ÉNY-DK-i szerkezeti vonalak. Napjainkban ezek a dilatációs terek fokozottan karsztosodnak (pl. Szuadó-völgy), ugyanakkor a bakui orogén bezárta az újromán szerkezeti elemeket, elsősorban az ÉK-DNY-i, korábban karsztosodott zónákat. Ezt követően a holocén kezdetén általános emelkedés volt tapasztalható, melynek hatására az erózió mértéke jelentősen megnövekedett (SZABÓ 1955), illetve a karsztvízszint ingadozása megnőtt, ami így döntően befolyásolta a nyugat-mecseki karszt völgyhálózatát és barlangjainak kialakulását (SZABÓ 1955, LOVÁSZ 1971, SEBE 2008). Ezen paleofolyamatok hatására kialakult szerkezeti vonalak térképezése már az 1980-as években elkezdődött (LOVÁSZ 1985) és napjainkban is folytatódik (KONRÁD et al. 2010) (2. ábra). Napjainkban a területen a legnagyobb horizontális főfeszültség iránya ÉK-DNY, ami az ilyen irányú tö-

részónákat kinyitja, míg a rá merőleges irányúakat bezárja (BADA GÁBOR szóbeli közlés), ezáltal befolyásolva a törésrendszer kommunikációs viszonyait.



2. ábra: A mintaterület alapvető szerkezeti vonalai (LOVÁSZ 1971 nyomán)
 - - - - - : Új pleisztocén-holocén szerkezeti vonalak
 ——— : Posztpannon-Ópleisztocén szerkezeti vonalak

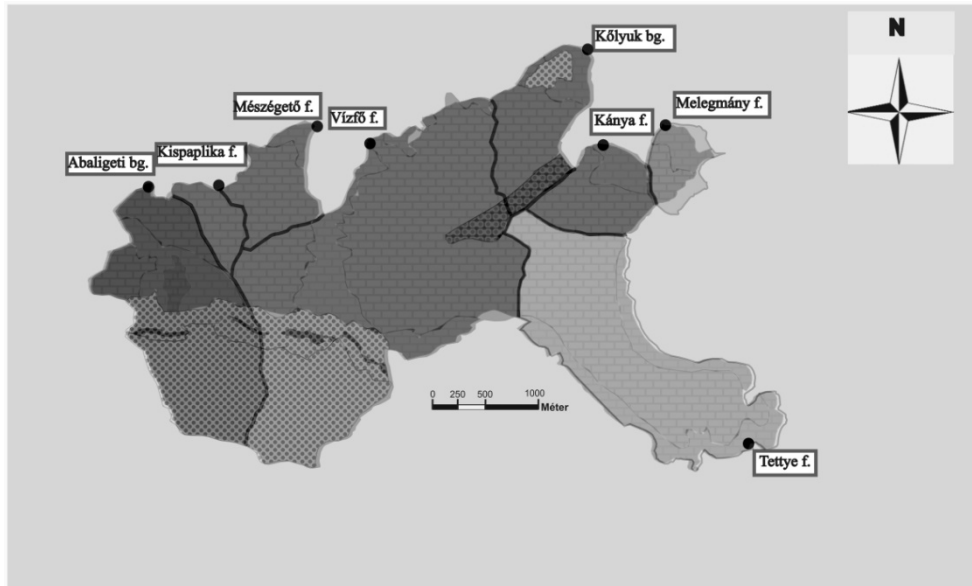
Figure 2.: The fundamental structural lines of the study area (after LOVÁSZ 1971)
 - - - - - : New pleistocene-holocene structural lines
 ——— : Post-pannonian-Old pleistocene structural lines

A neotektonikai és geomorfológiai fejlődés eredményeként a nyugat-mecseki központi karsztos területen 8 vízgyűjtő alakult ki (3. ábra). Ezek közül a legnagyobb a Vízfő-forrás vízgyűjtője (16 km²), melynek 31%-a relatív magas térszínen lévő nem karsztos területeket fed le (KORDOS 1984). A vízgyűjtő karsztosodása feltehetően már a miocénben elkezdődött, de az ottnangi emelettől a szarmatáig tengerelöntés uralta a területet (SZABÓ 1955). A szarmatában megkezdődött regresszió több szakaszban ment

végbe, így a Pannon-tó a területnek már csak az északi részét öntötte el, határát a 330-370 m magasan elhelyezkedő abráziós lépcső mutatja (*LOVÁSZ* 1971). A terület déli részének karsztosodása a szarmatától napjainkig folyamatos. Ennek ellenére a területen főként szabálytalan elhelyezkedésű, fejletlen, kisméretű dolinákat találunk. Az északi terület a Pannon-tó visszavonulása után kezdett karsztosodni. A rövidebb ideig tartó karsztosodása ellenére az itt található dolinák jóval fejlettebbek, jól meghatározható sorokba rendeződtek, méretük jóval nagyobb.

A mai völgyhálózat képe részben az említett orogének idején (pleisztocén-holocén) bekövetkezett hegység kiemelkedés hatására történt felszíni vízfolyások mélybe kerülésének tulajdonítható. A nagymértékű süllyedést a felszíni vízfolyások nem bírták követni, így lefejeződtek (víznyelő fejlődés kezdete). A folyamat következtében szárazvölgyek, illetve dolina sorok alakultak ki, melyek további fejlődése ma csak az eróziós tevékenység hatására az áradmány vizekkel lehetséges, hiszen ilyenkor a víznyelők rendszerint eltömődnek és a fellépő víztöbblet a felszínen folyik tovább. Ma négy völgy található a területen. Ezek közül a legnagyobb a Remeteréti-völgy, mely jelenleg a Remete-réttől a Szuadó-völgyig tart (ma a Remeteréti-völgy a Szuadó-völgy mellékvölgye), de egykoron feltehetőleg egészen Abaligetig húzódott (*BARTA, TARNAI* 1997, 1999). Napjainkban nincsen nem karsztos vízgyűjtője, de a völgy morfológiájából feltételezhető, hogy valaha jelentős nem karsztos vízgyűjtővel rendelkezhetett (*BARTA, TARNAI* 1997, 1999). A Remeteréti-völgyön kívül csupán három olyan völgy található (Szuadó-völgy, Körtvélyesi-völgy, Büdöskúti-völgy), ami mára nem alakult át dolinasorrá. Azonban ezek sem rendelkeznek állandó felszíni vízfolyással, ami jelzi, hogy a mélységi lefejezésük már megtörtént, tehát hozzájuk kapcsolódva kialakultak a víznyelő barlangok. Ezek közül a legjelentősebb a Szuadó-völgy.

A Szuadó-völgy É-D-i kiterjedésű, 3,4 km² területű, melynek ~30%-a nem karsztos alapkőzeten alakult ki; a Jakabhegyi Homokkő Formáció, a Hetvehelyi Formáció Viganvári Mészke Tagozata, valamint a Misinai Formáció csoportba tartozó Rókahegyi Dolomit és Lapsi Mészke kőzetei alkotják. A karsztosodó rétegek északi, közel 20° rétegdőléssel jellemezhetőek, erősen gyűrtek.



3. ábra: A mintaterület vízgyűjtő területei (RÓNAKI 1970 nyomán)
 Figure 3.: The catchment areas in the study area (following RÓNAKI 1970)

Alkalmazott módszerek

A mintaterületen a karsztosodó kőzetek mikrorepedeztségének részletes vizsgálata három egymást követő lépésben zajlott. A felszíni és barlangi mintázási pontokon repedezett kőzetfelszínekről elkészített digitális felvételek kiértékelését megfelelő kőzettani képanalízis szoftverekkel végeztük. Ezek elemzésével az egyedi törések, valamint a teljes digitalizált törésrendszer alapján származtattuk azokat a geometriai paramétereket, melyek a törésrendszer matematikai alapú szimulációjának bemeneti adatai voltak. Végül, a szimulált 3D repedéshálózatból levonható szerkezeti, hidrodinamikai és geomorfológiai törvényszerűségeket vetettük össze a Nyugat-Mecsek barlangrendszerének ismert adataival.

A terepi méréseket 2007, 2008, 2009 és 2010 telén végeztük. Első lépésben a természetes feltárások földrajzi koordinátáit mértük be, illetve azoknál a mintáknál ahol ez lehetséges volt a mikrotörések orientációját (dőlés, csapás) is meghatároztuk kézi kompasszal. A további feldolgozás érdekében minden feltárásról 5 megapixelés képeket készítettünk.

A képanalízis során a mikrotöréseket Arc View 3.2-es programban digitalizáltuk, minden törést egyenes szakasszal reprezentálva. A képek felbontásából következik, hogy a választott módszerrel a pixelméretnél véko-

nyabb törések észlelése nem lehetséges, s számos olyan törés is előfordul, melyek valódi hossza nem látható a képeken (kifutó repedések). A digitalizált képek feldolgozása során meghatároztuk az egyedi törések (szakaszok) hosszúságát (l); a tapasztalati eloszlás függvényt $N(l) = F * l^{-E}$ sűrűségfüggvényű hatványfüggvénnyel közelítettük (*YIELDING et al.* 1992, *NIETO-SAMANIEGO et al.* 2005). Ez a gyakorlatban a hisztogram logaritmikus transzformációja után a $\log(N(l)) = \log F - E * \log(l)$ függvény lineáris regresszióval történő keresését jelenti az extrém rövid és extrém hosszú törések elhagyását követően. Mivel a tapasztalatok szerint (*M.TÓTH-KAMERA* 2010) az eljárás rendkívül érzékeny a gyakorisági hisztogramokon választott intervallum beosztásra, ennek értékét a $k = 2 * \text{INT}(\log_2(\max(l)))$ képlettel számítottuk.

A hosszúság mérése mellett a törések nyitottságának meghatározásához is szükséges a törések valós geometriájának számottevő egyszerűsítése. A szakirodalomban, széles körben követett megközelítés szerint az egyedi töréseket lapos korongokkal közelíthetjük, s így a nyitottságot a fedőlapok közötti távolság jelenti (*WHITERSPOON et al.* 1980). Mivel a valóságban egy törés geometriája nagyon bonyolult is lehet, a nyitottságot minden esetben legalább három (számos esetben több) helyen mértük le, majd átlagoltuk. A nyitottság eloszlás meghatározása ezután a hosszúság eloszlással azonos módon történt; a két paraméter (hosszúság, nyitottság) közötti lineáris függvénykapcsolatot (*GUDMUNDSSON et al.* 2001) a regressziós egyenes meredekségével jellemeztük (a).

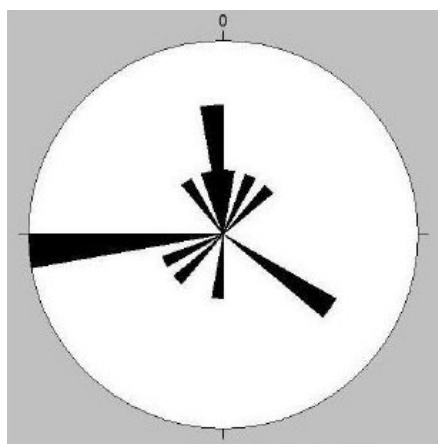
A repedések térbeli eloszlását a repedés középpontok és a repedéseket képviselő vonalhálózat által kirajzolt mintázat fraktál dimenziójával jellemezzük, mivel, ellentétben számos más paraméterrel (pl. törésintenzitás), ez az adat számol a töréshálózat skálainvarianciájával (*KORVIN* 1992, *TAYFUN* 2001, *M.TÓTH* 2003, 2010, *NIETO-SAMANIEGO et al.* 2005). A fraktáldimenzió értékének meghatározására számos módszer ismert (Mass Radius, Cumulative Intersections, Vectorized Intersections, Convex Hull Intersections, Convex Hull stb.). A számolások során a széles körben használt box-counting módszert követtük (*BARTON-LARSEN*, 1985), mely szerint a vizsgált geometriai objektumot különböző oldalhosszúságú rácshálóval lefedve, a mintázat valamely elemét tartalmazó cellák („dobozok”) száma arányos azok méretével úgy, hogy $N(r) \sim r^{-D}$. A számítások a Benoit 1.3 szoftverrel történtek.

A fenti módszerekkel származtatott törésgeometriai alapadatok teljes mintaterületre történő térbeli kiterjesztését krigeléssel végeztük Surfer 8.0 környezetben. A krigelés bizonytalanságát a program „Residuals” parancsával számítottuk ki.

A mintaterület minden pontjára a fenti módon meghatározott törés-geometriai alapparamétereket (hosszúságeloszlás E paramétere, törésközéppontok D fraktál dimenziója, dőlés, csapás eloszlás) felhasználva a RepSim programcsomag alkalmazásával töréshálózatot szimuláltunk. Az alkalmazott szoftver DFN (discrete fracture network) algoritmust követ (M. TÓTH 2003, 2008), úgy, hogy a modellezett háromdimenziós törésmintázat geometriai paraméterei statisztikailag megegyezzenek a mérttel. A modellépítés során a 100 m oldalhosszúságú kocka alakú kiinduló cellákat a térképezés eredményeként kapott gridháló értékeivel töltöttük fel. A modellezés során elsősorban arra kerestük a választ, hogy a terület repedezettség szempontjából összefüggő-e, illetve amennyiben nem, akkor a kommunikáló töréscsoportok relatív mérete (azaz a magukba foglalt kommunikáló törések száma) mekkora. A maximális repedéshosszat 60 m-ben határoztuk meg, míg a minimális repedéshosszat a modellezés során folyamatosan növeltük, így szimulálva a cementáció, agyagkitöltés, a kis törések elzáródásának hatását.

Észlelési adatok

Munkánk során összesen 14 felszíni és felszín alatti feltárásból sikerült fotót készíteni, illetve azokat kiértékelni. A mérések eredményeit táblázatos formában közöljük (I. táblázat), a mikrotörések orientációját rózsadiagram mutatja (5. ábra). A fent vázolt módszerekkel származtatott másodlagos adatokból készített paraméter térképeket a 6, 7, 8, 9. ábrák, a modellezés eredményeit a 10. ábra mutatja.

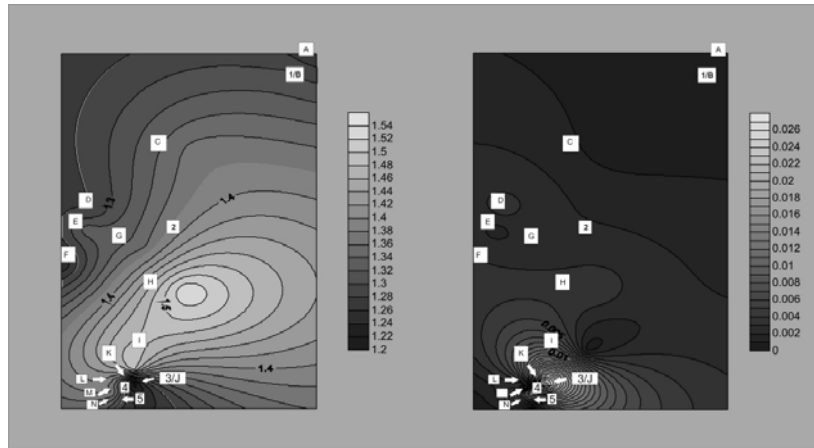


5. ábra: A mikrotörések orientációja 14 észlelési pont adatai alapján
Figure 5.: Orientation of the microfractures based on data representing 14 sampling points

1. táblázat
Table 1

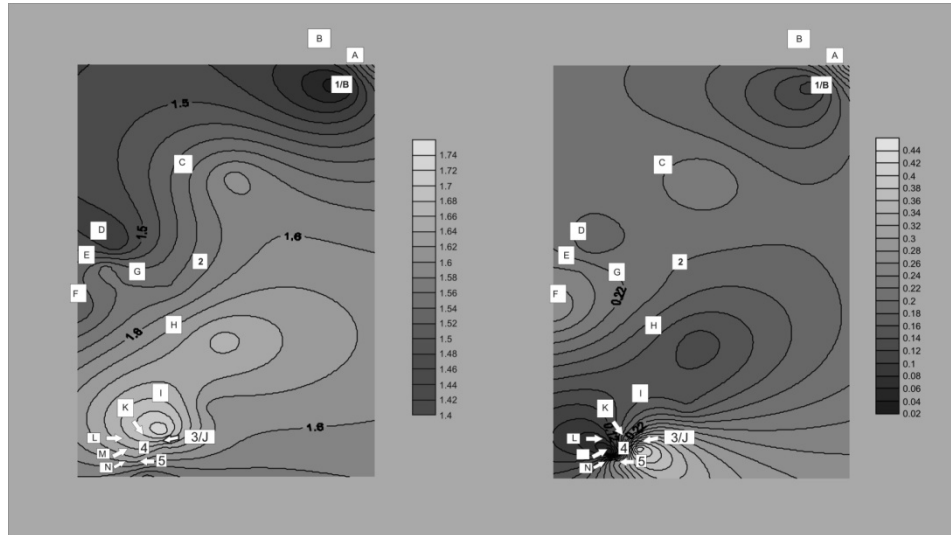
A mikrotörés adatok összefoglaló táblázata (D_{centr} : törésközéppontok fraktál dimenziója, D_{mint} : 2D töréshálózat fraktál dimenziója, E : hosszúságkitevő, a : nyitottság függvény meredeksége)
Summary of microfracture geometric data (D_{centr} : fractal dimension of fracture midpoints, D_{mint} : fractal dimension of the 2D fracture pattern, E : length exponent, a : slope of the aperture function)

minta	EOV X	EOV Y	D centr	D mint	E	a
Gomba	88793,936	581771,93	1,26	1,57	0,24	n.a
Körtvélyesi 3	87490,255	580813,744	1,33	1,57	-2,71	0,05
Körtvélyesi 2	87229,894	580682,355	1,24	1,52	-0,67	0,22
Körtvélyesi 1	87634,632	580853,403	1,28	1,46	-1,28	0,002
Nagykaszáló 1	86670,928	581061,602	1,54	1,67	-1,82	0,032
Nagykaszáló 3	86482,242	581007,907	1,45	1,61	-1,13	0,091
Sárkányvölgy 1	86475,223	581108,757	1,37	1,61	-1,94	0,004
Szuadó 1	86376,627	581116,221	1,35	1,56	-0,94	0,004
Szuadó 2	84637,601	580614,754	1,20	1,64	-0,76	0,014
Szuadó 3	84637,979	580608,744			-0,43	0,007
Szuadó 4	84651,178	580609,31	1,38	1,64	-1,42	0,035
Szuadó 6	85802,45	580855,161	1,28	1,53	-3,25	0,005
Trió	86347,182	580722,262	1,49	1,74	-2,03	0,008
Vízfő	88 670,21	581 611,158	1,30	1,4	-0,41	0,1

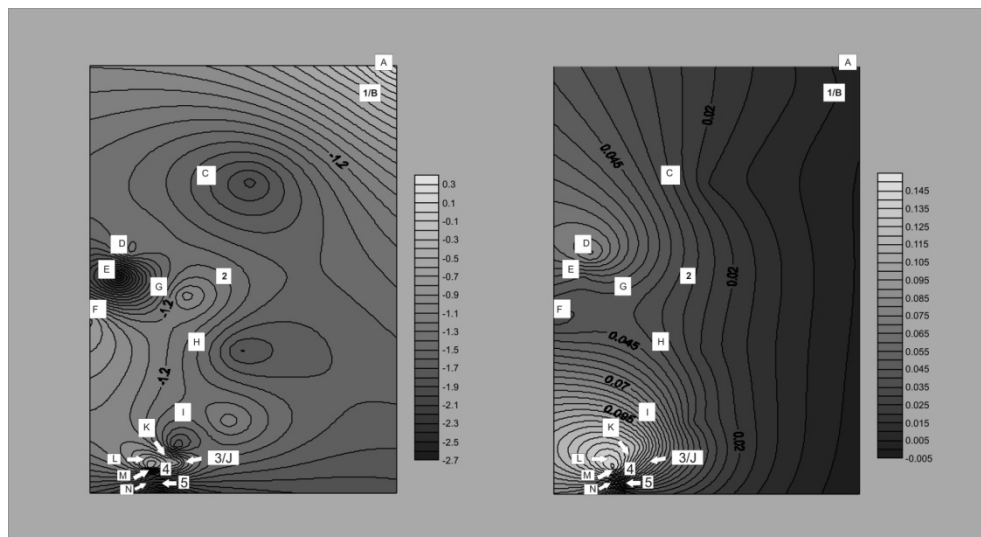


6. ábra: A törésközéppont fraktál dimenzió értékek térképe (bal) és a krigelés hibája (jobb)
Jelmagyarázat: 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B: Vízfő-forásbarlang, C: Sárkány-völgy 1 D: Körtvélyesi 1, E: Körtvélyesi 2, F: Körtvélyesi 3, G: Szuadó 1 H: Nagykaszáló 1 I: Nagykaszáló 3 J: Trió-barlang K: Szuadó 2, L: Szuadó 3, M: Szuadó 4, N: Szuadó 6

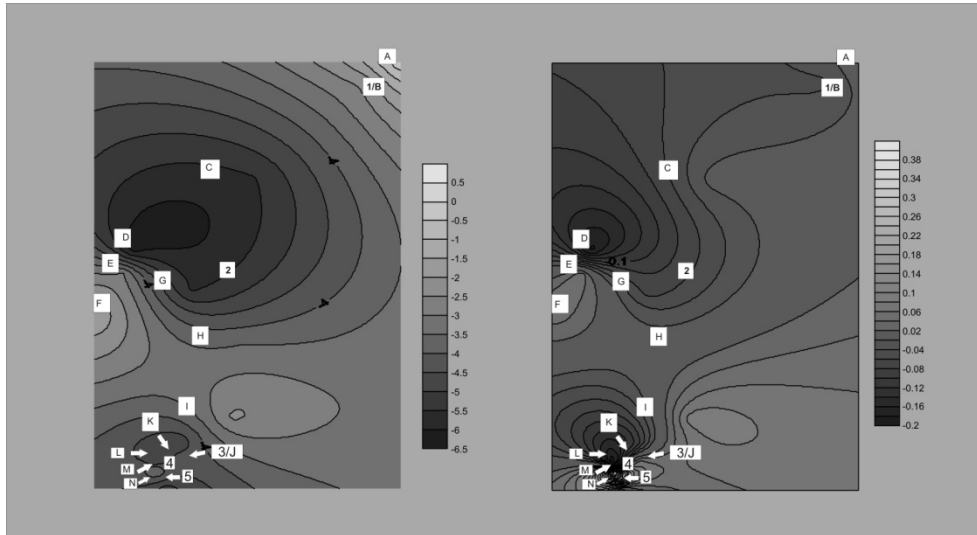
Figure 6.: Fractal dimension map of the fracture midpoints (left) and the kriging error map (right)
Legend: 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B: Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy 1 D: Körtvélyesi 1, E: Körtvélyesi 2, F: Körtvélyesi 3, G: Szuadó 1 H: Nagykaszáló 1 I: Nagykaszáló 3 J: Trió-cave K: Szuadó 2, L: Szuadó 3, M: Szuadó 4, N: Szuadó 6



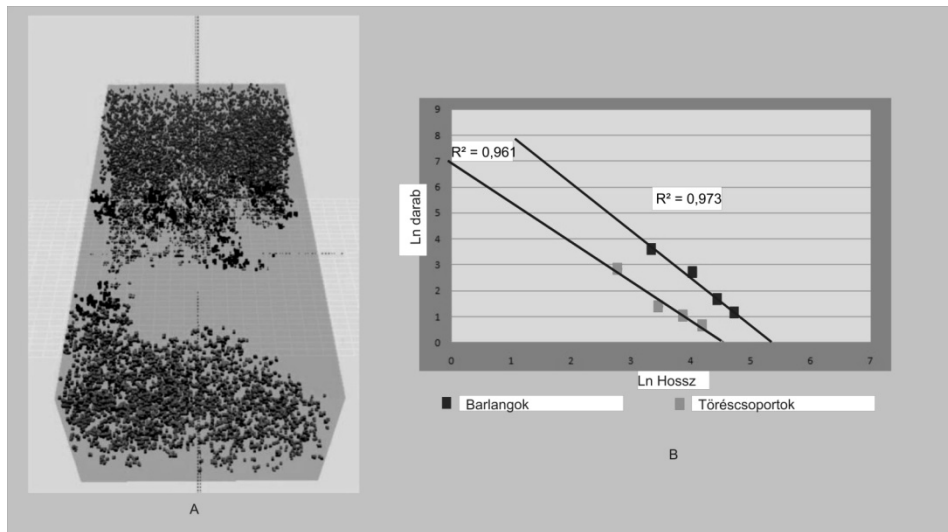
7. ábra: A 2D törésmintázatok fraktál dimenzió térképe (bal) és a krigelési hibatérkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
 Figure 7.: Fractal dimension map of the 2D fracture pattern (left) and the kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



8. ábra: A hosszúságkitevő (E) térképe (bal) és a krigelési hibatérkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
 Figure 8.: Map of the length exponent (E) (left) and kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



9. ábra: A nyitottság paraméter (a) térképe (bal) és a krigelési hibaterkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
 Figure 9.: Map of the aperture parameter (a) (left) and kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



10. ábra: A kommunikáló töréscsoportok térbeli helyzete a RepSim modell alapján (a), A barlangok mért (szürke) és a töréscsoportok modellezett (fekete) méreteloszlása (b)
 Figure 10.: Spatial positions of the communicating fracture clusters in the RepSim model (a), Size distributions of caves (measured, grey) and the fracture clusters (simulated, black) (b)

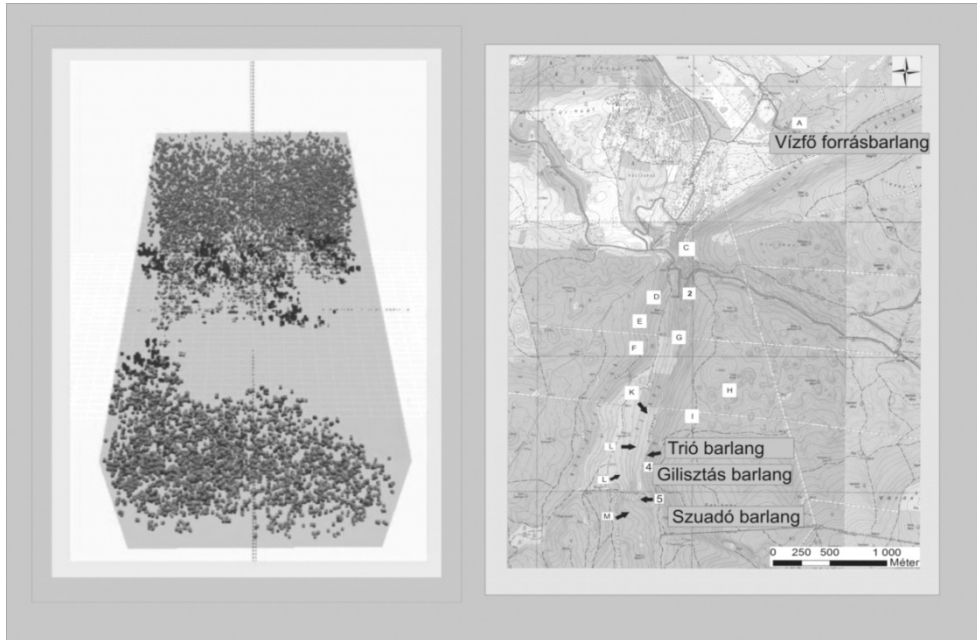
Diszkusszió

A viszonylag kevés mérési pont ellenére úgy véljük, hogy a kapott adatok értékelhető mértékben jellemzik a területet, melyet jól alátámasztanak a bi-

zonytalansági térképeken látható kis krigelési hiba értékek is (6., 7., 8., 9. ábrák). A mintaterületen a mikrotörés sűrűség térbeli eloszlása meglehetősen heterogén képet mutat. Mind a törésközéppontok, mind a törésmintázat fraktál dimenzió értékei alapján számított térképen a központi ÉK-DNY irányú pászta jóval nagyobb értékekkel jellemezhető, mint a terület egyéb részei. Azaz az ÉNY-i és DK-i zónában a töréssűrűség viszonylag alacsony, míg a vizsgált terület középső részén lényegesen nagyobb a törések száma. Másrészt megállapítható, hogy a mikrotöréseknek sem a hosszúság eloszlása, sem a nyitottság eloszlása nem mutat ilyen egyértelmű irányítottságot a térben. Sem a rövid, sem a hosszabb repedésekkel jellemezhető zónák nem esnek területileg egybe a legnagyobb töréssűrűségű területekkel (8, 9, 10. ábrák).

A mérési adatok alapján felépített 3D törésmodellek szerint az összefüggő törés részrendszerek a térben nem szükségképpen esnek egybe a legnagyobb törés intenzitással jellemezhető területekkel. Inkább ott alakul ki jelentősebb töréscsoport, ahol a viszonylag sűrű repedezettség relatíve hosszú törésekkel párosul. A RepSim programmal azonos feltételek mellett végzett többszöri szimuláció alapján a kommunikáló törés részrendszerek mérete és földrajzi helyzete meglehetősen stabil. A szimuláció eredménye szerint a vizsgált területen két jelentős méretű összefüggő törésrendszer alakult ki, melyek között a geometriai kapcsolat gátolt. A két nagy töréscsoportot a terület délkeleti, illetve északi részén valószínűsíthetjük, s azok jól azonosíthatók a jelentősebb ismert barlangok térbeli helyzetével (11. ábra).

A modell a legnagyobb méretű kommunikáló törésrendszert a Vízfőforrásbarlang környezetébe jósolja, míg a második legkiterjedtebb kommunikáló zóna a szuadó-völgyi víznyelők területével esik egybe. Bár a karsztosodás szempontjából fontos a törések nagy száma, esetünkben a kevesebb, de hosszabb törések hatékonyabban kapcsolják össze az egyedi repedéseket kommunikáló hálózattá, így alakítva ki jobb feltételeket a karsztvíz áramlásának, a barlangok kialakulásának. A területen ismert barlangok méreteloszlása (az országos barlangkataszter alapján), igazolva az általános megfigyelést (KORVIN 1992, CURL 1986), hatványfüggvény eloszlást követ. Ennek jellege megegyezik a törés szimuláció eredményeként kapott összefüggő töréscsoportok méreteloszlásával (10. ábra). Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a generált modellek megfelelő biztossággal írják le a terület repedéshálózatának fő jellemzőit.



11. ábra: A kommunikáló töréscsoportok és a barlangok térbeli helyzete
 Figure 11.: The spatial position of the fracture clusters and the caves

A töréssűrűség térképeken felismerhető ÉK-DNY irányítottság az ÉNY-Mecsekben nagyobb mérettartományban végzett szerkezetföldtani vizsgálatok alapján is egyértelműen kimutatható (CSONTOS *et al.* 2002, LIPMANN *et al.* 2008, KONRÁD 2001, KONRÁD 2010). Ez a mikro- és makroszerkezetek genetikai kapcsolatát valószínűsíti, megfigyeléseink így koherensek azon esettanulmányokkal, melyek szerint a törésmintázatok skálainvariáns mintázatot követnek, így fraktál geometriai módszerekkel modellezhetők (YIELDING 1992, NIETO-SAMANIEGO *et al.* 2005, KORVIN 1992, M. TÓTH *et al.* 2010). A mikrotöredezettség anizotrópiája a nagyszerkezeti vonalak irányával való egybeesés mellett a felszíni és felszín alatti karsztformák, elsősorban a dolinák térbeli elhelyezkedésével, a barlangok, barlangjáratok irányítottságával is szoros kapcsolatban áll. Így, többek között a Szuadó-barlang lefutásának iránya a mikrorepedezettség irányultságát követi (12. ábra), s a nem egyértelműen ebben az irányban futó barlangok irányát is erősen befolyásolják az ilyen irányú járatok. A Gilisztás barlangban egy markáns ÉK-DNY irányú vető mentén alakult ki a „Hasadék” nevű járat, s szintén egy ilyen irányú vető menti omlás zárja el a tovább vezető járatot a Trió-barlang „Vizes-ági” végpontján. Számos más barlangban, ahol jelentősebb vetőt nem találunk, a nagyobb mértékű üregesedés

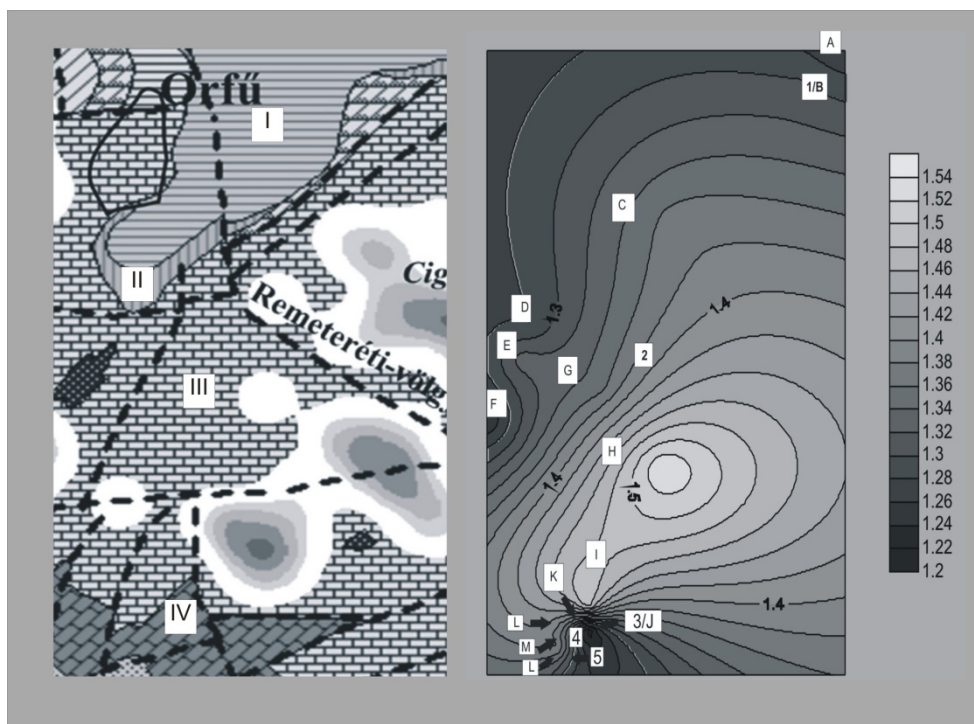
ebben a kitüntetett irányban történt. Erre kitűnő példa az Achilles-barlang és a Vízfő-forrásbarlang (RÓNAKI 1962). Ez arra enged következtetni, hogy a vizsgált területen a barlangok kialakulása során meghatározó volt az a szerkezeti preformáció, mely oly mértékben befolyásolta, illetve befolyásolja jelenleg is az áramlási pályákat, hogy azok nem a domináns északi dőlés által kijelölt gradiens irányában mozognak, hanem eltérülnek ÉK-i irányba. Hasonló szerkezeti kontroll számos karszterületen ismert (BILLI *et al.* 2007).



12. ábra: A Szuadó-barlang alaprajza (Országos Barlangkataszter)
Figure 12: Plan of the Szuadó cave (Hungarian Cave Registry)

A mikrotörések mérettartományában intenzíven repedezett zónában kiemelkedően nagy a dolinák száma (LIPMANN *et al.* 2008), azok irányultságát figyelembe véve azonban az ÉK-DNY-i irányultság nem jellemző (13. ábra). Ez elsősorban nem szerkezeti okokra, hanem a töbrökhöz kapcsolódó

lejtőirányú vízvezető csatornák kialakulására vezethető vissza (LIPMANN *et al* 2008).



13. ábra: A terület dolina sűrűsége (bal, LIPMANN 2008 nyomán) és a mikrotörések sűrűsége (jobb) I-III Triász mészkő típusok, IV: Triász konglomerátum, 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B: Vízfő-forrásbarlang, C: Sárkány-völgy 1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyesi_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-barlang K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6
 Figure 13.: Spatial density of the dolines(left, after LIPMANN 2008) and the density of the microfractures (right) I-III. Triassic limestones, IV. Triassic conglomerate, 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B: Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy 1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyesi_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-cave K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6

Mivel az orfűi dolinák fiatal képződmények (LIPMANN *et al* 2008), úgy véljük, hogy a barlangokhoz hasonlóan a dolinák, dolinasorok kialakulásának kezdeti stádiumában is meghatározóak lehetnek a mikrotöredezettség geometriai tulajdonságai. Ezzel jól egybevág GABROVSEK *et al.* (2004) és SINGURINDY (2005) tapasztalata, miszerint jól repedezett területeken, ahol a permeabilitás és így a fluidumok áramlási sebessége gyorsabb, az oldódás határfoka lényegesen nagyobb, így elősegítve a karsztos folyamatok fejlődését, pl. a barlang kialakulást, dolinakép-

zódést, karrok fejlődését, vagy akár a mikrotörések nyitottságának növekedését is. Ezzel egyidejűleg a rosszul repedezett zónákban a törések cementációja zajlik, a karsztos formák nem fejlődnek. Feltehetőleg ez az intenzív oldó hatás eredményezi, hogy a mintaterület mikrotöréseinek nyitottság eloszlása csak robusztus átlagolással közelíthető meg megfelelően a szakirodalomban egyéb közettípusokra leírt hatványfüggvénnyel. Az intenzíven repedezett zónákban kialakul az a pozitív visszacsatolási folyamat, mely során minél nyitottabb egy repedés, annál nagyobb oldódó felülettel bír, ami elősegíti az oldódást, így a karsztosodás folyamata egyre gyorsul (JAKUCS et al. 1971, FILIPPONI 2009).

A szuadó-völgyi nyelők esetében a törésmodell alapján egy összefüggő törésrendszer feltételezhető. Így nem kizárható, hogy a Szuadó, a Gilisztás és a Trió barlangok egymással közvetlen kapcsolatban állnak. Mivel a korábbi feltáró kutatások nem ilyen irányban folytak, ezt az összefüggést eddig nem ismerhették fel. A kapcsolat felderítésére a gyakorlatban alkalmazott módszerek közül jelen esetben a radon gáz mozgása adhat támpontot. Ilyen típusú vizsgálatok korábban történtek a szuadó-völgyi nyelők esetében is (KOLTAI et al. 2010), de a módszer bizonytalansága meglehetősen nagy, s a kapcsolatok igazolására vagy kizárására nem volt alkalmas a mérésorozat. Ezzel szemben ismert, hogy a nyelő- és forrásterületek között létezik hidrológiai kapcsolat, bár barlangjáratot a két régió között nem találtak. Ez alátámaszthatja a törésmodell helyességét, mely alapján a két terület között egy rosszul kommunikáló térrész tételezhető fel.

Természetesen a karsztba beszivárgó vizeknek csak bizonyos százaléka mozog a törési síkokon, ezek híján jelentős mennyiségű víz mozog a réteglapok atektonikus eredetű határain is (KAUFMANN 2003, KAUFMANN-ROMANOV 2008). A Mecsekben erre tipikus példa a Szuadó-völgyi víznyelő barlangok bevezető réteglapok által vezérelt szakasza, mely képes akár több 100 l/p vízhozamot is elnyelni. A Trió barlangban jellemzően ezek a szakaszok (pl. „Csúszda”, „Könyvtár”) északi irányokkal bírnak, mely megegyezik a területen mérhető átlag rétegdőléssel. Bár jelenleg nincsenek mérések a karsztvíz áramlási helyére vonatkozóan, vízfestéssel számos esetben vizsgáltak járatjellegét a Vízfő-forrás vízgyűjtőjén a nyelők és a forrás között (SZŐKE-ORSZÁG 2006, RÓNAKI 2007). Ezek a vizsgálatok számos esetben mutattak gyors megjelenési időt, s így szoros hidrológiai kapcsolatot, ugyanakkor festékanyag észlelési idejének igen nagy szórása miatt a járatjelleg becslések rendkívül bizonytalanok.

Összefoglalás

Dolgozatunkban a területen lévő mikrorepedezettség és a karsztos formák (elsősorban a barlangok) közötti kapcsolatot vizsgáltuk.

A mikrorepedezettség térképezése során egy ÉK-DNy irányultságú deformált zónát sikerült kimutatni, melynek iránya egybeesik több barlang fő csapásának irányával, a víznyelő barlangjairól méltán híres Büdöskúti-völgy lefutásával, egyezik a területen domináló ÉK-DNy-i szerkezeti vonalakkal, illetve megegyezik a recens feszültségtér legnagyobb horizontális főfeszültség irányával.

A mérési adatokat felhasználva generált törésrendszer vizsgálata során kimutatható, hogy a területen lévő töréseknek, közel 20 százaléka kapcsolódik egyetlen összefüggő töréscsoportba, mely így egy kiugróan nagy kommunikáló törésrendszert hoz létre, illetve egy másik jelentős (~5%) töréscsoport is létezik. A két töréscsoport a térben jól elkülönül, köztük a töréses kapcsolat geometriailag gátolt, azonban bizonyított a hidrológiai kapcsolat ami – tekintve a karsztos kőzetek elhanyagolható mátrix porozitását – elsősorban a réteglapok közötti térben történhet.

A dolgozat eredményei alapján úgy gondoljuk, hogy a Szuadó-völgyi nyelők között a kapcsolat még a nyelők közeli környezetében kialakulhat, de ez a kapcsolat nem szükségképpen esik egybe a karsztvíz áramlási pályájával, így nem feltétlen alakul ki egy nagyobb járatszelvény, amely megkönnyítené a barlangok kutatását.

A mérési és modellezési eredményeket összevetve feltételezhető, hogy a Szuadó-völgyi nyelők esetében a fejlettebb járatok ÉK-DNy-i irányokkal jellemezhetőek, az ilyen irányú hasadékok, barlangok kutatására célszerű energiát fektetnünk.

IRODALOM

BARTA K.-TARNAI T. (1997): Karsztkutatás az orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtő területén – Karszt és Barlang 1997. I-II. sz. p. 12-19.

BARTA K.-TARNAI T. (1999): Karstmorphological Research In The Mecsek Mountains, South Hungary - Acta Carsologica 28/1, 1. Ljubljana, p. 13-25.

BARTON, C. C.-LARSEN, E. (1985): Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwestern Nevada. In: Stephanson, O. (ed.): Proc. Int. Symp. On Fundamentals of Rock Joints, p. 77-84

BENKITS L.-CSONTOS L. J.-L. MANSY, F. BERGERAT (1997): Folding in the Abaliget road Cut – *Acta Geologica Hungarica*, Vol 40/4, p. 425-440

BILLI A.-VALLE A.-BRILLI M.-FACENNA C.-FUNICIELLO R. (2007): Fracture controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy – *Journal of Structural Geology* 29 p. 385-395

CURL R. L. (1986): Fractal dimensions and geometries of caves- *Mathematical geology* vol 18 no. 8.

CSONTOS L.-BENKOVITS L.-BERGERAT F.-MANSY J.L.-WÓRUM G. (2002): Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in former European Tethyan margin (The Mecsek-Villány area, SW Hungary) - *Tectonophysics* 357 p. 81-102

FILIPPONI M.-JEANNIN P.-TACHER L. (2009): Evidence of inception horizons in karst conduit networks-*Geomorphology* 106 p. 86–99

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. Bp. - Akadémiai Kiadó 46

GABROVSEK F.-ROMANOV B.-DREYBRODT W. (2004): Early karstification in a dual-fracture aquifer: the role of exchange flow between prominent fractures and a dense net of fissures. *Journal of Hydrology* 299 p. 45-66

GUDMUNDSSON, A.-BERG, S. S.-LYSLO, K. B.-SKURTVEIT, E. (2001): Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology* 23/2-3 p. 343-353

KAUFMANN G.-ROMANOV D. (2008): Cave development in the Swabian Alp, South West Germany: A Numerical perspective – *Journal of Hydrogeology* 349 p. 302-317

KAUFMANN G. (2003): Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer- *Journal of Hydrology* 276 p. 53-70

KOLTAI G.-ORSZÁG J.-TEGZES Z. (2010): Radontransport measurements in Mecsek Mountains- *Karsdevelopment* vol. 1 issue 1. p. 18-30

KONRÁD GY.-SEBE K. (2010): Fialat tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. - *Földtani Közlöny* 140/2 p. 135-163

KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai p. 232-253 – Gondolat Kiadó

KORVIN G. (1992): Fractal Models in Earth Science p.191-230 - Elsevier

LIPMANN L.-KISS K.-MÓGA J. (2008): Az Abaliget- Orfűi Karszt karsztos felszínformáinak vizsgálata térinformatikai módszerekkel – *Karsztfejlődés* XIII, Szombathely p. 151-166

LOVÁSZ GY. (1985): Csuszamlásos folyamatok Orfű térségében – Mérnök-morfológiai térképezés MTA Földrajztudományi Kutató Intézet Budapest p. 95-108

- LOVÁSZ GY.* (1971): Adatok az Abaligeti- karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez- Földrajzi Értesítő XX. évf. 3. füz. p. 283-296.
- M. TÓTH T., KAMERA R.* (2010): Repedésrendszer legfontosabb tulajdonságainak elemzésére és a Vizsgált paraméterek térbeli kiterjesztésére alkalmazható elemzési eljárás módszertani kidolgozására, ellenőrzése és optimalizálása p. 2-14 – SZTE jelentés
- M. TÓTH T.* (2003): Mészkö területek repedésrendszerének modellezési lehetőségei p. 447-455 – Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére
- M. TÓTH T.* (2008): Repedezett, Metamorf tárolók az Alföld aljzatában - MTA doktori értekezés
- M.TÓTH T.-VASS I.* (2011): Relationship between the geometric parameters of rock fractures, the size of percolation clusters and REV- Mathematical Geosciences 43 p. 75-97.
- NIETO-SAMANIEGO, ALANIZ ALVAREZ S.A., TOLSON G., OLESCHO K., KORVIN G., S. S. XU, J.A. PEREZ-VENZOR* (2005): Spatial distribution, Scaling and Self similiar behaviour of Fracture Arrays in the Los Planes Fault Baja, California Sur, Mexico - Pure and Applied Geophysics 162 p. 805-826
- ORSZÁG J.-SZÓKE E.* (2006): A mecseki Rumba-barlang víznyomjelzéses vizsgálata – Karsztfejlődés XI., Szombathely, p. 275-286.
- RÓNAKI L.* (1962): Az Orfői Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai - Karszt és Barlang 1962/II p. 51-55
- RÓNAKI L.* (2007): A Mecseki Karszton történt víznyomjelzések áttekintése – Karsztfejlődés XII, Szombathely p. 91-103
- RÓNAKI L.* (1971): Vízfő-forrás és Barlangjának kutatása – Karszt és Barlang p. 25-30
- SEBE K.* (2008): Egykori és Mai kéregmozgások a Mecsekben- Élet és tudomány 2008/23 p. 720-723
- SINGURINDY O.-BERKOWITZ B.* (2005): The role of fractures on coupled dissolution and precipitation patterns in carbonate rocks - Advances in Water Resources 28 p.507–521
- SZABÓ P. Z.* (1955): A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége a Déldunántúlon - Dunántúli Tudományos Intézet gyűjteménye IV.
- SZÉKELY K.* (2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai - Mezőgazda kiadó p. 396-398
- TAYFUN B.* (2001): Fractal analysis of 2-D fracture networks of geothermal reservoirs in South-western Turkey- Journal of Vulcanology and Geothermal research 112 p. 83-103

WHITTERSPOON, P. A.-WANG, J.S.Y.-IWAI, K.-GALE, J. E. (1980):
Validity of cubic law for fluid flow in deformable rock fracture. - Water
Resources Research 16/6. pp. 1016-1024.
YIELDING G. (1992) : The prediction of small-scale faulting in reservoirs -
First Break vol 10, No 12 December 1992/449

A STRUNJANI FLIS PART FEJLŐDÉSE

KÉRI PÉTER

Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz és
Környezettudományi Intézet 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
cousteau@sek.nyme.hu

Abstract: The aim of this study is to inform the reader about the coast development of the Slovenian flis coast. We demonstrate the morphology of the coast, those processes which create the coast and the development of the coast cliff based on the consequences which were drawn during an overall survey. During the survey the methods were: observation on the coast, sampling from the flis layers, taking up cross segments and examination of the samples. Based on the results I made the following conclusion: the destruction of the coast has been set by the petrological characteristic of the flis, the marl of high CaCO₃ content which were settled, the structure of the rock and the formal changes in the level of the water. Based on the following We made a distinction between the abrasion coast development on a few meters of the lower stage of the coast and the semicarbonat coast development on the upper stages of the coast. Beside them we can talk about complex coast development when the abrasion effecting the lower stages causes destruction and at the same time there is a semicarbonat coast development on the upper stages of the coast.

1. Bevezetés

Az Adriával határos országok közül Szlovéniának van a második legrövidebb tengerpartja. Mindössze 43,157 km hosszú. Lényegében az Isztriai félsziget É-i partszakaszát foglalja magába. Legnyugatibb pontja a Pirani-félsziget, a legkeletibb pedig a Koperi-öböl. A szlovén partszakasz az Adria összes más partjával együtt folyamatosan változik. Az Adria Ny-i része emelkedik, a K-i része pedig süllyed. Ennek megfelelően, a teljes szlovén szakaszon megfigyelhető flis fal pusztulásának jelenleg is megvannak a feltételei. Jelen tanulmányban ezen partszakasz két részének (1. ábra) a partfejlődésével foglalkozunk.

Munkánk célja, egyrészt egy átfogó leírás készítése a vizsgált partszakaszról, annak morfológiájáról és a partot alakító folyamatokról. Másrészt, hogy a flis közetrétegeinek anyagvizsgálatával, és ezen adatok, illetve a partot alakító hatások összevetésével, feltárjuk és bemutassuk a terület partfejlődését.

Az általunk vizsgált területen a part tagolatlan és a partfal magas. Meredeksége 70° és 90° közötti. Magassága átlagosan 20-30 méter, de helyenként eléri a 80 métert is.

A tavi és tengerparti mozgó víztömegek által végzett pusztító és építő munkát, *abrációnak* nevezik. A rombolást előidéző, közvetlenül pusztító hatások közül a hullámverés a legjelentősebb, ami mellett a tengervíz kémiai hatása, a tengerjárás, és a tengeri áramlások is fontosak.

A flis kialakulásáról és üledéktani jellegzetességeiről több részletes munka is készült. (BOUMA 1962, SENES 1967, VASSZOJEVICS 1960).

A flis összletekben úgynevezett *ciklusok* különíthetők el. Egy ciklus, egy *zagvár* során kialakult rétegek sorozata, amelyben jól elkülöníthetően váltakoznak a durva, közepes és finom szemcsenagyságú *rétegek*. Egy-egy ciklusban letről felfelé egyre finomabb szemcsenagyság jellemző. Az üledékszemszék ilyen elrendeződését nevezi az irodalom normál gradált rétegzettségnek. Míg a gradált rétegzés a flisciklusok alsó durvább rétegeit jellemzi a felső finomabb részeken lamináció figyelhető meg. BOUMA (1962) szerint a 0,5 cm-nél vékonyabb finomszemű üledékrétegeit nevezzük laminának. A laminációt a szemcsenagyság és az ásványi összetétel változása okozza. Fontos megemlíteni azt is, hogy nem jellemzőek a flisben sem laterális, sem vertikális irányban a hirtelen litológiai változások.



1. ábra: A Szlovén tengerparton vizsgált területek
Fig. 1. The examined area of the Slovenian coast

2. Módszerek

A kutatási módszereink között szerepelt a terepi megfigyelés, mintavételezés a partfal rétegeiből, keresztaszvénnyek felvétele és a minták anyagvizsgálata.

A kőzet mintavételek helyét jól kellett megválasztani, mivel csak viszonylag kevés minta anyagvizsgálatára volt lehetőségünk. Igyekeztünk minél jellegzetesebb helyeket találni. A mintavételi helyeknek olyan réteget választottunk ki, amelyek segítségével a partfejlődés minél teljesebben mutatható be.

A mintavételi helyeken keresztaszvénnyeket vettünk fel a partfalról. Emellett a magas, nehezen megközelíthető partfalszakaszokon ahol erre nem volt lehetőség keresztaszvénny- rajzokat, vázlatokat készítettünk.

A minták anyagvizsgálata röntgendiffrakciós vizsgálati módszerrel, a MÁFI Röntgenlaboratóriumában, Philips PW 1710 diffraktométerrel, ill. a hozzá csatlakoztatott XDB Power Diffraction Phase Analytical System 2.7 version számítógépes vezérlő és kiértékelő rendszerrel történt, a következő felvételi körülmények között:

- Cu-antikatód,
- 40 kV és 30 mA csőáram,
- grafitmonokromátor,
- goniométerssebesség 2° /perc,
- mérési tartomány 2° - $66,2^\circ$ 2θ .



1. kép: Mintavételi helyek a Fiesa-Strunjan partszakaszon
Picture 1: Sampling sites of the Fiesa-Strunjan coastal sector

Az ásványok specifikus reflexióinak JCPDS korundfaktorai (I_0/I), ill. laboratóriumi kalibrálások alapján meghatározott faktorok alkalmazásával, számítógépes program segítségével határozták meg a mintában lévő ásványok arányait.

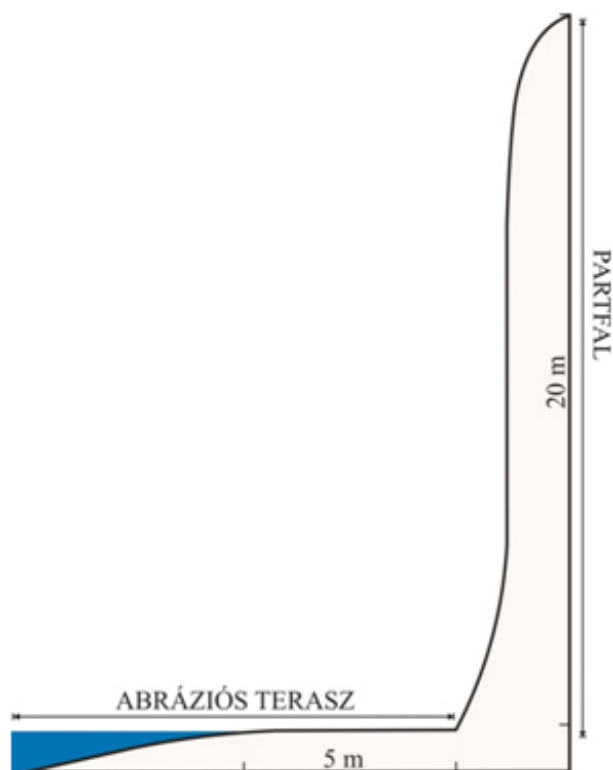
Összesen 10 helyen történt mintavétel. Ezeken a helyeken összesen 24 mintát vettünk. 7 helyszín 15 mintával a Fiesa-Strunjan partszakaszra (1. kép) míg, 3 helyszín 9 mintával a nemzeti park területére (2. kép) esett. Az ásványok, mintákban kimutatott százalékos értékeit átlagoltuk.



2. kép: Mintavételi helyek a Strunjani Nemzeti Park területén
Picture 2: Sampling sites in the Strunjan National Park

3. Morfológiai megfigyelések

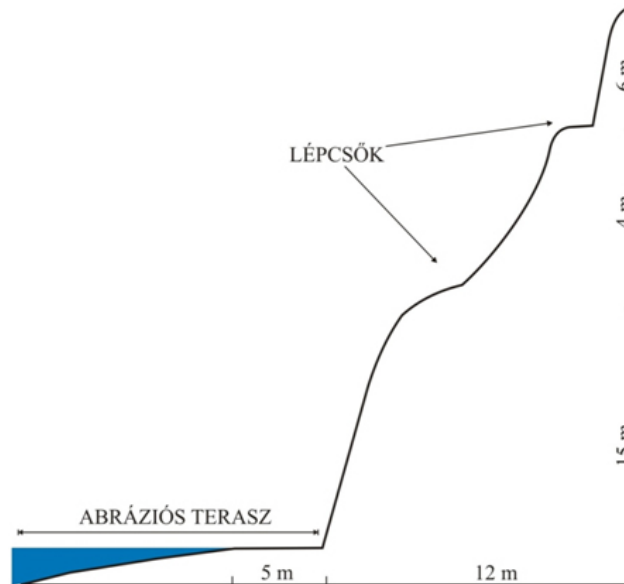
A part nagyformái az *abrázíós partfal* és annak előterében, hosszú fejlődés során kialakult *abrázíós terasz* (2. ábra). Az abrázíós teraszokat a keletkezésük ideje szerint két csoportra osztjuk. Vannak korábban kialakult ma már abrázíósan nem fejlődő, részben elpusztult vagy pusztuló fosszilis teraszokra és aktív recens abrázíós teraszokra.



2. ábra: Elvi keresztmetszvény a partfalról
 Fig. 2. Theoretical cross section of the cliff

Az egymás felett elhelyezkedő korábban kialakult teraszok alakítják ki a fal helyenként lépcsőzetes morfológiáját (3. ábra). A fosszilis teraszok a magasabb tengerszinteknél alakultak ki, amikor csak a fal felsőbb része hátrált. Ezek a formák enyhébb lejtésű partfalrészek. Szélességük 4-6 m. Egyes helyeken az abráziós teraszok nem figyelhetők meg teljes szélességükben, mert azokat törmelék borítja. A jelenleg is fejlődő, recens teraszok sekély lejtésűek, amelyek alsó felületét abráziós kavicsok és omlásos tömbök fedik be. A recens teraszok jelenleg is fejlődnek, vagy fejlődhetnek a partfal hátrálása során. A tenger által borított részen, a vízszint fokozatosan mélyül, majd a parttól 30-35m-re hirtelen megnő a vízmélység. Feltehetően itt ér véget az abráziós terasz és kezdődik egy korábbi – alacsonyabb tengerszintnél kialakult – fosszilis abráziós partfal.

Az abráziós terasz nem csak szélesedik, hanem felszíne is pusztul. Ennek során azon kisebb formák képződnek.



3. ábra: Elvi keresztmetszvény a lépcsős szerkezetű partfalról
 Fig. 3. Theoretical cross section of the staged structure cliff

A vizsgált partszakasz kis formái

Ezek a formák – amelyek előfordulhatnak a partfalon vagy az abráziós teraszon – egyaránt, kialakulásuk szerint csoportosíthatók. Elkülöníthetők az abrázió által kialakított formák, a tömegmozgások során (omlások) képződő formák, valamint a part közetein lezajló oldódás során létrejövő formák.

Abráziós formák

A *színlők* (fülkék) az abráziós partfalon helyezkednek el különböző magasságokban. Két fő csoportjukat különítettük el aszerint, hogy a jelenkorban is fejlődnek-e (3. kép) vagy nem (4. kép). Előbbiek a recens, utóbbiak a fosszilis színlők. Mindkét típuson belül, morfológiájuk szerint két altípus különíthető el. Előfordulnak vízszintes és ferde helyzetű színlők.



3. kép: Vízszintes helyzetű recens színlők
Picture 3: Recent horizontal position notches



4. kép: Ferde helyzetű fosszilis színlők
Picture 4: Fossil salnting notches

Vízszintes helyzetű színlők ott alakulnak ki, ahol a flis rétegei is vízszintes helyzetűek, míg a ferdek ott, ahol a flis rétegek is ferdek. A színlők nagy sűrűségben fejlődnek ki a partfalon. Számuk egyes helyeken a százat is elérheti. Kiterjedésük attól függ, hogy adott magasságban milyen vastagok a kevésbé ellenálló abrúziósan pusztuló rétegek. Néhány cm-től akár méteres nagyságrendig is terjedhet a magasságuk. Előfordulhatnak csoport-

tosan (színlősorok) vagy magányosan. A magányosak nagyobb magasságúak. Ez utóbbiak a színlősorok egymásba kapcsolódása során képződnek, miután az azokat elválasztó ellenállóbb rétegek leomlanak. E formáknál, a nagyobb (1-2 m magas) színlő belsejét kisebb színlők tagolják. Ezek az *összetett színlők*, amelyek gyakorisága kisebb.

A színlők mélysége változatos, néhány cm-től legfeljebb 1 m-ig terjedhet. Oldalirányban több m-es kiterjedésűek lehetnek (a vizsgáltak közül a legkiterjedtebb kb. 15 m hosszú). Ugyanabban a szintben a színlők több helyen is kifejlődhetnek. A színlővégeket gyakran a fedőrétegről lehullott törmelékdarabok bélelik.

Párkányoknak nevezzük a partfal síkjából kiemelkedő rétegfejeket. Ezek a partfal fejlődése során az ellenállóbb rétegekből alakulnak ki. A vizsgált szakaszon a partfal teljes területén megfigyelhetők a különböző méretű párkányok. Akárcsak a színlők, a párkányok is lehetnek vízszintesek vagy ferde helyzetűek. A párkányok szélesedése a fedő és fekü rétegek lepusztulása során történik. Peremük egyes esetekben „*fűrészfogasan*” tagolt (5. kép).



5. kép: Fűrészfogas peremű párkány
Picture 5: Ledge with saw-toothed edge

Az *evorziós üstök* az abráziós teraszon lévő omladék tömbökön helyezkednek el. Az üstök gyakorisága (sűrűsége) nem nagy. Oldalirányú kiterjedésük 5-20 cm, mélységük 2-5 cm körüli. Elrendezésük szabálytalan. Talpukon megtalálható a kialakulásukat okozó abráziós kavics. Kialakulásuk a mai, vagy a maihoz közeli tengerszintnél történhetett. Fejlődésük akkor történik, amikor a dagályt követően vízágak áramolnak a visszahúzódó tengervíz irányába.

Omlásos formák

Omladékhalmok a teljes vizsgált területen megfigyelhetőek. Azokat az omlás során képződött formákat nevezzük így, amelyek egyik oldalukkal a partfalnak támaszkodnak. Mind hosszanti kiterjedésük, mind magasságuk, mind pedig dőlésszögük igen változatos. Kialakulhatnak a párkányokon és az abráziós teraszokon is. A régebben kialakult omladékhalmokon már növényzet fejlődött ki. A halmokat felépítő omladék szemcsenagysága kicsi. A halmok hosszanti kiterjedése néhány métertől több 10 m-ig terjedhet. Magasságuk néhány dm és 20-25 m között lehet. Legnagyobb meredekségük elérheti a 70-75°-ot.

Az *omlásostömbök* (6. kép) az abráziós teraszon találhatóak. A partfalon lévő különböző vastagságú párkányok leomlásából keletkeznek. Méretük 10-20 cm-től az 1-2 m-es nagyságig terjed. A nagyobb méretű és magasabb mésztartalmú tömbök felszíne és oldalai karrosodnak. A tömbök abráziósan pusztulnak tovább.



6. kép: Omlásos tömbök
Picture 6: Fall blocks

Elsősorban az ellenállóbb rétegek fejenél figyelhetők meg az *omlások sebhelyei*. Tehát egykori párkányok pusztulásával jöttek létre. Kialakulásuk a rétegek oldásos-omlásos lepusztulása során történik. Az omlási sebhely alakja változatos. Egyes helyeken az így kialakult felület belesimul a falba, tehát nem is alakul ki a bemélyedés. Más helyeken viszont igen. Ezeknek az átmérője és mélysége néhány cm-től néhány m-ig is terjedhet. Az omlások sebhelyei megjelenhetnek magányosan vagy sebhelysorozatként. Ez utóbbi jellemzi a „*fűrészfogasan*” tagolt párkányokat. Kialakulásuk során először kioldódik a párkányok mésztartalma, majd a fellazult rétegrészlet kisebb-nagyobb darabokban leomladozik (ld. alább).

Oldásos formák

Az oldásos eredetű formák a karrformák csoportjába tartoznak. Gyakoriságuk kicsi. Gyakran egyesével fordulnak elő. Ott alakulnak ki, ahol a flis nagyobb mésztartalmú összeletei előbukkannak az abrúziós teraszon. Kialakulásuk másik feltétele, hogy ezeket a felszíneket érje a csapadék. A flis ezen előbukkanásai rendszerint kis dőlésű réteglapok. A karrformák ismertetését VERESS M. (1995, 2006, 2007) a karokat bemutató munkáinak felhasználásával végeztük el.

A *madáritatók* tálszerű mélyedések. Az omlásos tömbök vízszintes felszínén és közel függőleges oldalain is megfigyelhetőek. Sűrűségük közepes. Átmérőjük változó, néhány cm-től dm-es nagyságrendig terjed, legnagyobb mélységük 10-15 cm. Alakjuk változatos, többnyire szabálytalan. Némelyikhez túlfolyási vályúk kapcsolódnak.

A *gyűszűkarrok* kis méretű (1-2 cm) kehelyszerű képződmények a közettömb felszínén. Kialakulásuk feltehetően az esőcseppek becsapódása nyomán történik. A vizsgált területen sűrűségük kicsi.

A *hasadékkarrok* néhány cm szélességű, néhány dm mélységű és néhány m hosszúságú, függőleges oldalfalakkal határolt, egymással párhuzamos hasadékok a közettömbök felszínén (7. kép).

A közettömbök felszínén néhány m hosszú csatornák ún. *vályúk* alakulnak ki (7. kép). A tipikus vályútól különböznek mivel nem lefolyástalan formák. Esetleg nagyméretű rillenkarrok, ahol a rovátkák nem nagy sűrűségben fejlődtek ki.

A *rácskarrok* a vízszintes illetve a kis dőlésszögű réteglapok felszínén alakulnak ki. A formákat egymásra közel merőleges hasadékok rendszere alkotja. A megfigyelt rácskarrok hasadékai alaprajzban többnyire szabálytalan lefutásúak (7. kép). A hasadékok mélysége változatos. A vizsgált

területen mindössze egy helyen figyeltünk meg ezeket a formákat de itt a sűrűségük nagy.



7. kép: Hasadékkarrok
Jelmagyarázat: 1. hasadékkarr, 2. vályú, 3. rácskarr
Picture 7: Grikes
Legend: 1. grike 2. rinnenkarren 3. grike

Réteghézagkarrok alakulnak ki a magas mésztartalmú kőzettömbök oldalán, vagy a fal lépcsőinek lépcsőhomlokánál. Akárcsak a rétegek a réteghézagkarrok is egymással párhuzamosan helyezkednek el.

4. A minták ásványi összetételének vizsgálata

Az *I. táblázat* látható adatok összehasonlításánál a legszembevetőbb az, hogy a mintákban a kalcit a magas Si tartalmú ásványok (kvarc, káliföldpát, plagioklász) valamint az agyagásványok jelentős mennyiségben vannak jelen. A kiértékelésnél ezen ásványok százalékos részarányait hasonlítottuk össze. A egyes mintavételi helyek egyedi vizsgálata mellett összehasonlítottuk egymással a Strunjani Nemzeti Parkban és a Fiesa-Strunjan partszakaszon vett mintákban az említett ásványok arányát.

I. táblázat
Table I.

A minták ásványi összetétele
The mineral composition of samples

Minta	RTG felvételi	montorillonit	illit/montmorillonit	illit 2M1	illit 1M	korrit	kaolinit	muszkovit	kvarc	kátföldpát	plagioklasz	dolomit	kalcit	amfibol	piroxén	hematit	goethit	pirit	barit	gipsz	amorf fázis	10kalcit	Mg-beépülés	10dolomit	
1.	52-08	4	2	6			2		43	1	3		39								ny		29,44	0	
2.	53-08	3	3	4	9				32	2	3		42				2						29,44	0	
3.	54-08	3		5			2		50	1	7		27				5						29,44	0	
4.	55-08	5	2	11		3			32	3	3		40								1		29,44	0	
5.	56-08		11	14		3			14	1	2		54			1					ny		29,44	0	
6.	57-08		3	8					18	1	2		68										29,52	2	
7.	58-08	2	2	6			2		2		1		85	ny									29,52	2	
8.	59-08	3		5	4		3		25	1	4		55										29,44	0	
9.	60-08			4					17		2	1	76										29,52	2	30,95
10.	61-08	5	3	8			3		18	1	2		57		2				1	ny	ny		29,44	0	
11.	62-08	6	3	8			2		6		2		73										29,44	0	
12.	63-08		7	12		3			27	2	5		44										29,44	0	
13.	64-08	5	5	11		5			21	1	2		48					1		1	ny		29,44	0	
14.	65-08	3	2	8		5			41	1	6		33					1			ny		29,44	0	
15.	66-08	4	2		5	3		6	37	1	8		38	1									29,52	2	
16.	69-08	3	3		7	6		9	24	2	5	2	39							ny	ny		29,44	0	31,03
17.	70-08	3	2	9		4	1		30	1	4	4	42					ny		ny			29,44	0	31,02
18.	71-08	7	5	10		9			15	3	2		47					1			1		29,44	0	
19.	72-08			6			2		ny	1	1		90										29,44	0	
20.	73-08	3		9		5			10	3	5	1	64							ny			29,52	2	30,96
21.	74-08	4		7			5		5	2	2	1	73							1			29,52	2	31,03
22.	75-08		3						1				95										29,44	0	30,95
23.	76-08	2		7		4	3		38	2	4	4	34	1				1		ny	ny		29,52	2	30,95
24.	77-08	4	3	7		3	1		7	2	2		70							1			29,44	0	

Fiesa-Strunjan

A legnagyobb mennyiségben a kalcit van jelen (51,93%), közepes a magas Si tartalmú ásványok mennyisége (30,06%), végül a legkisebb részaránya az agyagásványoknak van (16,86%).

A Strunjani Nemzeti Park

Itt is a kalcit részaránya a legnagyobb (61,55%) ezt követik a magas Si tartalmú ásványok (19%) és a legkisebb részaránya az agyagásványoknak van itt is (16,33%).

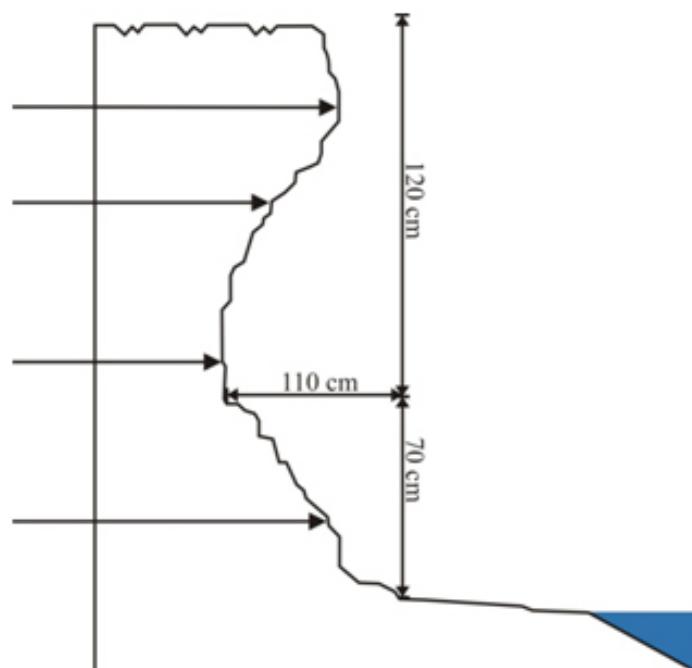
Megállapítható, hogy az agyagásványok azonos arányban vannak jelen itt, mint a Fiesa-Strunjan szakaszon, azonban a magas Si tartalmú ásványok aránya csökken a kalcit javára.

Az anyagvizsgálatok során nyert eredményeket minden egyes mintavételi helyen a keresztszelvények és a helyszíni fotók segítségével értékeltük. Összefüggéseket kerestünk a morfológia és az anyagi összetétel között majd ezekből következtettünk a partfejlődés folyamatára. Egy ilyen mintavételi hely kiértékelését mutatjuk be.

Fiesa-Strunjan szakasz 3. sz. mintavételi hely elemzése

Ez a mintavételi hely a Fiesa és Strunjan közötti öböl NY-i elvégződésénél található (*1. kép*). Itt 4 db mintát vettünk 4 különböző rétegből. A vizsgált rétegek más-más ciklusokban helyezkednek el. A mintavételi helyről keresztzselvényt is készítettünk (*4. ábra*).

A 8. sz. minta az abráziós terasztól számított 2 m-es magasságból származik. Ebben a magasságban a ciklusok vastagsága kicsi (néhány cm). A mintát egy ciklus ellenállóbb rétegéből emeltük ki (*5. ábra*). Ebben a magasságban elsősorban omlással fejlődik a fal, mivel megfigyeléseink alapján csak nagy viharok idején érik hullámok ezeket a rétegeket. Akkor sem túl nagy intenzitással. A mintában kimutatott ásványok részaránya átlagosnak mondható.



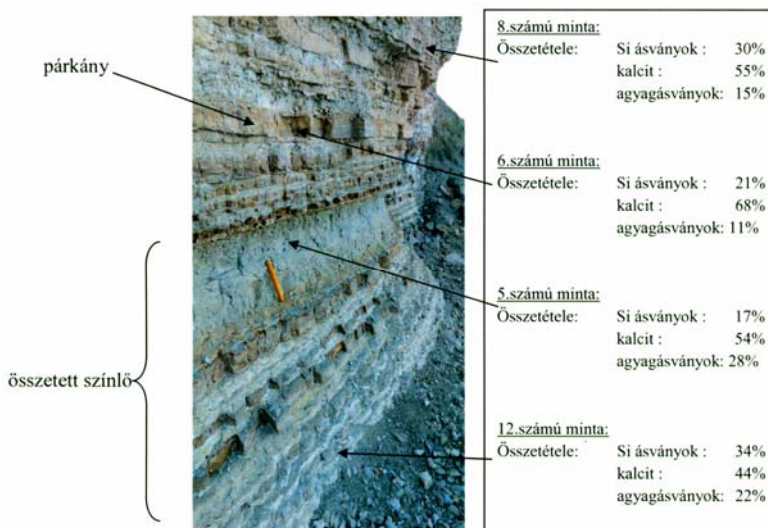
4. ábra: A Fiesa-Strunjan 3. sz. mintavételi hely keresztmetszelve (ld. még 7. kép és 5. ábra)
 Fig. 4. Cross section from the number 3 sampling site of the Fiesa-Strunjan coastal sector (see also 5. figure)

A 6. sz. mintát kb. 1,5 m magasságban vettük egy vastagabb ellenállóbb rétegből (5. ábra). A mintában az Si tartalmú ásványok részaránya átlag alatti (21%), a kalcit magasabb (68%), az agyagásványok szintén az átlagnál alacsonyabb részarányban vannak jelen.

Az 5. sz. minta az abrúziós teraszhoz viszonyítva 80 cm-es magasságból származik. Az itt megfigyelhető abrúziós színű legmélyebb pontjából. A falnak ezen a részén egy nagyobb vastagságú flisciklus figyelhető meg (5. ábra). A mintavétel ennek a ciklusnak a felsőbb részéből történt. Az Si tartalmú ásványok részaránya átlag alatti (17%), a kalcit részaránya átlagos (54%), az agyagásványok részaránya viszont jelentősen az átlag feletti (31%). Ez a magas agyagtartalmú és így kevésbé ellenálló réteg szinte kizárólagosan abrúziósan fejlődik.

A 12. sz. mintavétel a nagy összetett színű egy alsóbb helyzetű flisciklusából történt (5. ábra). A kalcit részarány átlag alatti (44%), az agyagásványok részaránya, pedig átlagon felüli (22%). Ezen mintavételi helyen ebben a rétegben volt a legmagasabb a magas Si tartalmú ásványok részaránya (34%). Bár hullámverésnek kitett réteg ez, mégis kevésbé pusztult le. Ez a magas Si tartalmú ásvány részarányal magyarázható, amely

összecementálta a réteget. Ez az abrúzióval szembeni nagy ellenállóságát okozza.



5. ábra: A 3. számú mintavételi hely
Fig. 5: The number 3 sampling site

A fentiek figyelembevételével a nagyméretű összetett színlő kialakulása arra vezethető vissza, hogy uralkodóan magas agyagtartalmú rétegek építik fel. Ez kedvezett a kisebb abrúziós színlők egyetlen nagy színlővé omladozással történő összekapcsolódásának. A nagyméretű színlőt kisebb színlők maradványai tagolják, amelyek az ellenállóbb (magas kalcit és Si tartalmú ásvány részarány) rétegfejek különítik el egymástól.

5. A flis képződményekből álló partszakasz fejlődése

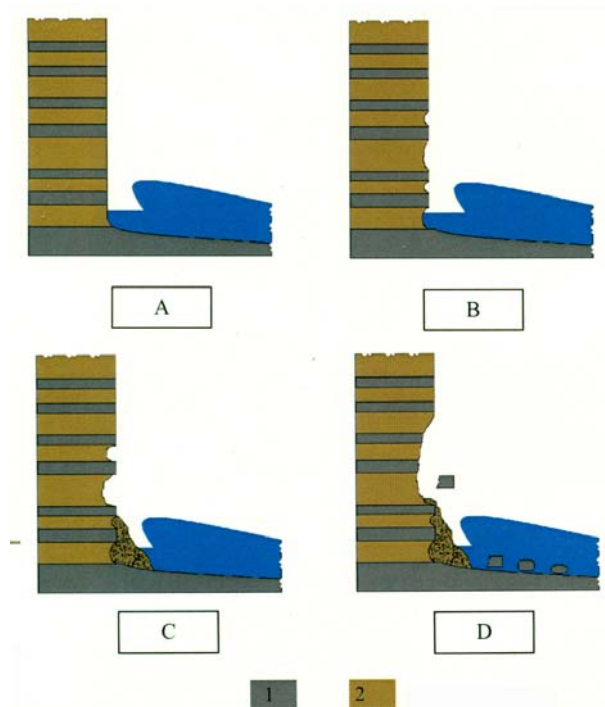
A part felépítő kőzeteinek pusztulása történhet abrúzióval, tömegmozgásokkal és oldással. Az oldásos kőzetpusztulás egyik változata a szemikarbonátos oldódás. Ekkor a kőzet szemcséit összetapasztó mészsanyag kioldódik, miáltal a kőzet szemcsékre különülve szétesik (VERESS 2004).

Az abrúzió által irányított partfejlődésflisrétegekből álló szikláspartron

Állandó tengerszintnél a flis rétegekből álló (6/A. ábra) part pusztulása a következőképpen történik: a magasabb agyagtartalmú puhább réteg, vagy rétegek, mivel az abrúzióval (hullámverésnek) kevésbé állnak ellen, nagyobb mértékben pusztulnak, mint a keményebb magas kvarc- és Si ásvány

tartalmú rétegek. Ennek következtében színlő vagy színlősor képződik egymás felett (6/B.ábra) abban a magasságban ameddig a hullámzás hat. A lepusztuló anyag idővel – ha már nem tud elszállítani a hullámzás által – a partfal alsó részén a gravitációsan áthalmozott törmelékből omladékhalmokat képez (6/C.ábra). Később, a színlők mélyülése miatt az ellenállóbb rétegek párkányai az alátámasztás megszűnése miatt szintén leomlanak (6/D.ábra).

Partfejlődés történik akkor is, amikor a tengerszintváltozás hatására a hullámverésnek kitett zóna magassága változik (7.ábra). Ekkor nagyobb vertikális kiterjedésű partfal szakaszok pusztulnak.



6.ábra

A partfejlődés vázlatja állandó tengerszintnél (A-D)

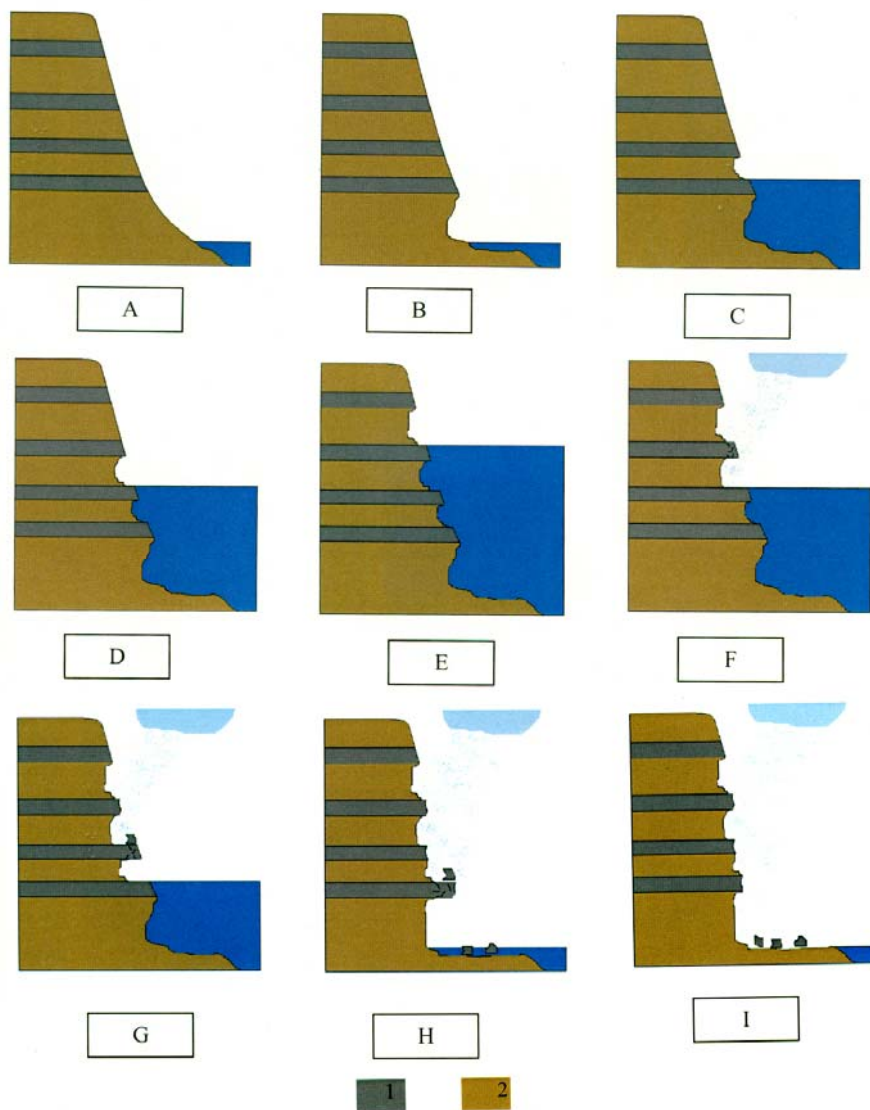
Jelmagyarázat: 1. az abráziónak ellenálló réteg (magas kalcit és Si tartalmú ásvány tartalom), 2. az abráziónak kevésbé ellenálló réteg (magas agyagásvány tartalom)

A. kezdeti állapot; B. színlők képződnek az agyagosabb rétegekben; C; omladékhalmok képződik a partfal alsó részén; D. az ellenálló rétegek párkányai leomlodoznak

Fig. 6: The sketch of the coast development constant sea level

Legend: 1. The abrasion resistant layer (high CaCO₃ and Si mineral content), 2. The abrasion less resistant layer (high clay mineral content)

A. Starting status B. notches formation in the clayey layers C; Scree formation on the lower part of the cliff D; Falling the resistant layers' ledges



7.ábra: A partfejlődés vázlata a tengerszintváltozások során (A-I)

Jelmagyarázat: 1. az abráziónak ellenálló réteg (magas kalcit és Si tartalmú ásvány tartalom)

2. az abráziónak kevésbé ellenálló réteg (magas agyagásvány tartalom)

A. kezdeti állapot; B-E. emelkedő tengerszint; F-H. csökkenő tengerszint; G-I. a párkányok leomladozása; I. kialakul a függőleges partfal

Fig. 7. The sketch of the coast development in the course of the sea level changes (A-I)

Legend: 1. The abrasion resistant layer (high CaCO_3 and Si mineral content, 2. The abrasion less resistant layer (high clay-mineral content)

A. Starting status B-E; growing sea level F-H; decreasing sea level G-H; the ledges falling I; the vertical cliff takes shape

Amikor a tengerszint emelkedik a kialakult színlők vagy színlősorok víz alá kerülnek (7/ B. C. D. E. ábra) és abráziós pusztulásuk szünetel. A színlők további mélyülése és a párkányok leomlása akkor folytatódik, amikor a tengerszint ismét csökken, ezáltal ismét a meredek part részévé válik a korábbi abráziós terasz (7/F. G. H. ábra). Végül a leomlások befejeződése után kialakul egy függőleges partfal (7/I. ábra).

Abban az esetben, ha a tengerszint egy vagy több adott magasságban viszonylagosan hosszabb ideig tartózkodik, ott szélesebb abráziós teraszok képződnek, amelyek később, a tengerszint csökkenése után *lépcsőket* képeznek a falon.

A szemikarbonátos oldódás által irányított partfejlődés

Miután a réteglapok mentén szivárgó csapadékvíz hatására a magas kalcit tartalmú rétegekből a kalcit kioldódott, a kőzet anyaga szétesik. Amennyiben ez a folyamat a partfal magasabb helyzetű függőleges, vagy közel függőleges részén történik, ahol a korábban az abrázióval kipreparálódott rétegek már leomladoztak, akkor a magas kalcit tartalmú rétegekben *oldásos színlők* alakulnak ki. A szétesett rétegetest darabjai kiperegnek, lehullnak ill. a szivárgó vizek által elszállítódnak. Az oldásos színlők felett lévő agyagos, kevésbé ellenálló rétegek (párkányok) leomladoznak.

A folyamat jellemzőit az alábbiakban foglalhatjuk össze:

- Egyidejűleg nem egy színlő fejlődik, hanem egymás alatt több is, attól függően, hogy a határoló térszín vizei milyen mélységig képesek a kőzetbe hatolni.
- Ezen színlők az abráziós partfal felső részén fejlődnek ki. Ez kedvező lehetőséget teremt a partfal ellankadásának.
- A színlő mélyülése nagyon behatárolt, miután a színlő belsejéből a fentebb említett szállítási módok csak viszonylag kicsi távolságból képesek a keletkezett törmelékét kiszállítani. A folyamat azonban nem akad el, miután a fedő agyagos rétege nem képes kiterjedt párkányt képezni. A színlő mélyülésével párhuzamosan végbemegy a párkányok leomladozása. A színlő mélyülése akkor akadhat el, ha a fedő réteg valamilyen oknál fogva (pl. magas az Si tartalmú ásványok mennyisége) mégsem omlik le.
- Akkor, ha a rétegek nem vízszintesek, hanem a parttól a szárazföld belseje felé dőlnek az oldásos színlők képződés leáll. Ugyanis a ferde helyzetű réteglapok mentén a vízszivárgás nem a part irányába történik. A színlők számottevően nem mélyülhetnek, mivel a szárazföld felé dőlő színlőkezdeményekből az anyag nem pusztulhat ki. Színlőfejlődés csak akkor történhet ilyen esetben, ha a part felső része a csapadékvíz pusztítása miatt lankássá

pusztul. Ekkor a mésztartalmú rétegek mésztartalma kioldódhat a felszínről beszivárgó csapadékvíz hatására. Ferde helyzetű színlő kezdemények alakulnak ki. Az itt kialakuló kicsi bemélyedések alatti agyagos rétegek azonban leomladoznak. Így a meszes összletek tovább pusztulhatnak úgy, hogy fellazult részleteik lehullnak a meredek falon. A folyamat mindaddig működik, amíg a part felső része annyira ellankásodik, hogy a fellazult kőzetanyag már nem képes kimozdulni eredeti helyzetéből.

A komplex partfejlődés

Ebben az esetben, a fent említett kétféle partfejlődés ugyanazon a helyen egyidejűleg végbemegy. A partfal alsó részén abráziós partfejlődés (abráziós színlőképződés) történik. A part ezáltal meredek, vagy aláhajló lesz. A meredek vagy aláhajló part felső részén végbemehet a szemikarbonátos partfejlődés (oldódásos színlőképződés).

A partszakasz további formálásában a növényzetnek és a csapadékvíznek, valamint az emberi tevékenységnek jut szerep. Az ellankásodó partfalrészekén valamint a partfal felső szegélyén megtelepedő növényzet gyökérzete fellazítja a kőzetet, miáltal az tovább omladozik. A lepelvízszerűen lefolyó csapadékvíz felületileg pusztítja a partot. Ott, ahol vízágak alakulnak ki esővízbarázdák, majd vízmosásos árkok képződnek, hozzájárulva ezzel a part feltagolódásához.

Következtetések

A part pusztulását a flis kőzettani sajátosságai, a betelepült magas mésztartalmú márga összletek, a kőzet szerkezete (ferde és vízszintes rétegek, törések, vetők), valamint az egykori vízszintingadozások szabták, illetve szabják meg. (Kiemeljük, hogy a partszakasz kőzettani felépítését jelentősen befolyásolták az egykori zagyarak által lerakott rétegek kifejlődési sajátosságai.) A fentiek figyelembevételével az alábbi partfejlődési típusokat különítettük el.

- Abráziós a partfejlődés, ahol az abrázió az agyagos összleteket lepusztította ill. lepusztítja. A kisebb színlők feletti ellenállóbb rétegek vagy a nagy színlők feletti partrészletek gravitációsan leomladoznak (részben mert alátámasztásukat elveszítik, részben mert a mésztartalom kioldódik a kőzetanyagból). Az euszatikus tengerszint változás miatt ez a partfejlődés a part teljes magasságában hathatott.

- Szemikarbonátos partfejlődés esetén az abrúziónak ellenálló magas mésztartalmú rétegek mentén jönnek létre színlók, miután mésztartalmuk kioldódását követően felaprózódnak.
- Komplex partfejlődés esetén a part alsó részét a jelenleg is ható abrúzió pusztítja, míg a part felső részén szemikarbonátos partfejlődés történik.

IRODALOM

- BOUMA, A. H.* (1962): Sedimentology of some flysch deposits, - Elsevier Publ. Comp, 168 p.
- SENEŠ, J.* (1967): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M₁ Eggenburgien-Vydatrototypen Slovenskej akademie vied, Bratislava, 312 p.
- VASSZOJEVICS, N. B.* (1960): O flise – Mezdunarodnij Geologicseskij Kongressz, Matyerieli Karpato- Balkanszkój Asszociácii No. 3. Kijev, p. 26-49.
- VERESS M.* (1995): Karos folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Szombathely, Pauz Kiadó, p. 7-30.
- VERESS M.* (2004): A karszt, - BDF, Természetföldrajzi Tanszék, 215 p.
- VERESS M.* (2006): A karrok - Akadémiai doktori értekezés, Szombathely (kézirat), 365 p.

ÖSSZEHASONLÍTÓ DIVERZITÁS VIZSGÁLATOK A TAPOLCAI KARSZT TALAJAINAK BAKTÉRIUMKÖZÖSSÉGEIN

BÜKI GABRIELLA¹ – KNÁB MÓNIKA¹ – MÁRIALIGETI KÁROLY¹ –
MÓGA JÁNOS² – BORSODI ANDREA¹

¹ELTE Mikrobiológiai Tanszék, ²ELTE Természetföldrajzi Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, pipacs55@hotmail.com

Abstract: The Tapolca karst is one of the karstic areas of Hungary that are most sensitive to anthropogenic impact. The karst water that fills the cave system lying 10-15 m underneath the surface can easily be contaminated through infiltration. Microorganisms play an important role among the factors that determine the characteristics of soils. The goal of our research was therefore the comparative microbiological examination of soil samples taken from a native (T1) and a contaminated (T2) area of the Tapolca karst based on cultivation and non-cultivation methods. Samples collected in the autumn of 2010 were plated onto different media, and colonies showed different morphology were isolated. After isolating community DNA from the soil samples, clone libraries were created. The phylogenetic identification of the bacterial strains and molecular clones was based on the 16S rRNA gene sequence analysis. The PCR products derived from the strains and clones were grouped on the basis of their ARDRA patterns, and the dye-termination sequencing method was used for determining the sequences of the group representatives. The phylogenetic identity of the sequences was verified using the NCBI and the EzTaxon online databases. The bacterial strains were identified as species of the phyla Actinobacteria, Firmicutes, Proteobacteria and Bacteroidetes. The distribution of the species within the phyla was very distinct between the sample sites. Results of the cultivation showed that the bacterial community of the contaminated area was more diverse. Most of the processed molecular clones were similar to clone sequences deriving from soil and rhizosphere samples. Examined by the cloning method, the communities proved to be more diverse in that twice as many high-level taxonomic groups (phyla or classes) were represented in the samples as observed after cultivation. Besides the taxons observed by cultivation, members of the phyla Acidobacteria, Chloroflexi, Cyanobacteria, Gemmatimonadetes and Verrucomicrobia, and the class δ -Proteobacteria were present in the samples

Bevezetés

Hazánk karsztos területei fontos nemzeti értéket képviselnek nemcsak egyedülálló táji jellemzőik, természeti kincseik, de tájgazdálkodási jelentőségük miatt is. A karsztos kőzetek kiváló víztározó és vízelvezető képességük révén jelentős felszín alatti vízbázisnak adnak otthont, így számos település vízbázisát szolgáltatják. Emellett fontos erdészeti és legelőterületek is. Ugyanakkor e területek nyitott hidrológiai rendszerük és háromdimenziós határfelületük révén fokozottan sérülékenyek. A karsztok sajátos ökoszisztémájában végbemenő folyamatok kutatása tehát több okból is kiemelkedően fontos feladat.

A karsztrendszerek fejlődésében, működésében különös jelentőséggel bír a felszínrel közvetlen kapcsolatban álló, komplex fizikai, kémiai és biológiai folyamatokkal jellemezhető epikarszt zóna, mivel a természetes és

antropogén hatások ezen keresztül, ráadásul a gyors beszívargás miatt igen gyorsan érik el a karsztrendszer. Valamennyi talajtípus, így az epikarszt talajok tulajdonságait meghatározó tényezők között is fontos szerepet töltenek be az ott élő mikroorganizmusok. Enzimeik és anyagcseretermékeik révén meghatározó szerepet játszhatnak a talajban végbemenő folyamatok, az anyagforgalom, energiaáramlás katalizálásában, s ezek révén a karsztos közetek képződési- és oldódási folyamataiban.

A Gömör-Tornai-karszt talajait korábban több alkalommal vizsgálták, a talajmikrobák karsztkorróziós hatásának és a különböző talajtípusokban élő baktériumközösségek strukturális és funkcionális diverzitásának feltárása szempontjából (KEVEI-ZÁMBÓ 1986, DARABOS 1997, ZÁMBÓ 1998, KNÁB *et al.* 2010). A Tapolcai-karszt hazánk egyik antropogén hatásokra legérzékenyebb karsztos területe, azonban az ottani talajokban előforduló baktérium közösségek filogenetikai diverzitásának megismerésére eddig még nem folytak vizsgálatok.

Kutatásunk célja éppen ezért a Tapolcai-karszt egy zavarásmentes és egy fokozottan szennyezett területéről származó talajminta összehasonlító mikrobiológiai vizsgálata volt a talajban élő baktériumközösségek filogenetikai diverzitásának feltárása révén. A vizsgálatok során egymással párhuzamosan alkalmaztunk tenyésztésen alapuló és tenyésztéstől független molekuláris biológiai módszereket, így alkalmunk nyílt a különböző módszerek hatékonyságának és érzékenységének összehasonlítására is.

Vizsgálati anyag és módszerek

Az összehasonlító mikrobiológiai vizsgálatok céljából 2010. 09. 30-án a Tapolcai-karszton kijelölt két mintavételi helyen fűrómag-mintavévével (kb. 200-300 g) talajmintát gyűjtöttünk steril üvegekbe. A talajmintákat a 24 órán belül végzett laboratóriumi feldolgozásig 6-8°C-on tároltuk.

A mintavételi helyek néhány fontosabb jellemzőjét az *I. táblázatban* foglaltuk össze.

I. táblázat
Table 1

Mintavételi helyek és a talajminták jelölései
Sampling sites and signs of soil samples

Mintavétel helye Tapolcai-karszt	Földrajzi koordináták		Minta jelzése	Talajsztint	Talajtípus
	É szélesség	K hosszúság			
Alsó-Cser-tó melletti lapos tetőszint	+ 46°54'26.7710''	+ 17° 28'52.9156''	T1	0-15 cm	fekete rendzina
Zalahaláp környéki illegális szemétkerakó	+ 46°55'2.1195''	+ 17°28'49.5853''	T2	0-15 cm	barna rendzina

Kutatásunk szempontjából előnyös volt az őszi mintavételi időpont, mert a mérsékelt égövi talajokban a mikrobiális biomassza mennyisége évszakos fluktuációt mutat, és a csúcsertékek tavasszal, valamint ősszel figyelhetők meg (*DÍAZ-RAVIÑA et al.* 1994).

A tenyésztéshez a talajmintákból steril víz felhasználásával tízes lép-tékű hígítási sort készítettünk, majd ennek minden tagjából háromféle tápagar (nutrient, R2A, keményítő-kazein) lemez felszínére szélesztettünk. Tíznapos, 28°C-os inkubációt követően csíraszám becslést végeztünk. A kifejlődött különálló telepeket morfológiai diverzitásuk szerint a táplemezekkel azonos összetételű ferde agarra izoláltuk. A T1-es jelű mintából így 70, a T2-es mintából pedig 82 törzset különítettünk el.

A baktériumtörzsek genotípusos vizsgálata során a törzsek tiszta tenyészeteiből elsőként DNS-t izoláltunk steril üvegyönggyös fizikai feltárással. A telepekről származó biomasszát steril üvegyönggyel és steril HPLC minőségű desztillált vízzel elszuszpendáltunk, majd Mixer Mill MM301 típusú sejtmalommal tártuk fel a sejteket. Az elegyet centrifugálás után PCR készülékben 5 percig 99°C-on denaturáltuk. Vortexelés és újabb centrifugálás után a mintákat -22°C-on tároltuk. A templát DNS jelenlétét gélelektroforézissel ellenőriztük 1%-os agaróz gélben, 100V feszültség értéken, 20 perc futamidővel.

Az izolált DNS-ből a 16S rDNS régiót polimeráz láncreakció (PCR) segítségével szaporítottuk fel 27f és 1387r primereket használva. Ezután a 16S rDNS PCR termékeknek az *MspI* és a *BsuRI* restrikciós endonukleáz enzimekkel végzett hasításával hoztuk létre azok ARDRA (Amplified Ribosomal DNA Restriction Analysis) mintázatát. Az egyedi hasítási mintázattal rendelkező törzsek PCR termékét EZ-10 Spin Column PCR Products Purification Kit (Bio Basic Inc.) segítségével tisztítottuk meg.

A reprezentatív törzsek faji szintű azonosítását a 16S rDNS bázissorrend-elemzésre alapozva, 27f primer felhasználásával a jelölt terminátorú ciklikus szekvenálás módszerével végeztük. A szekvenciák filogenetikai hovatartozását a BLAST (Basic Local Alignment Search Tool) algoritmus-sal (*ALTSCHUL et al.* 1990) a GenBank internetes DNS-adatbázisban (<http://www.ncbi.nlm.nih.gov>), illetve a már leírt, tenyésztésbe vont típus-törzseket tartalmazó EzTaxon server (<http://www.eztaxon.org/>; *CHUN et al.* 2007) segítségével ellenőriztük.

A tenyésztéstől független vizsgálatokhoz a 0,5-1 g-nyi talajmintából DNS izoláló kit segítségével (Ultra Clean Soil DNA Isolation Kit, Mo-Bio), kémiai és mechanikus sejtfeltárást alkalmazva, a protokollnak megfelelően kivontuk a közösségi DNS-t.

A DNS izolátumokból klónkönyvtárat hoztunk létre a kék-fehér szelekción (*SAMBROOK & RUSSELL* 2001) alapuló módszerrel, a klónkönyvtárak feldolgozását *KRETT et al.* (2010) szerint végeztük, 27f és 1401r primerek alkalmazásával. A reprezentatív klónszekvenciák filogenetikai azonosítását ugyancsak a 16S rDNS bázissorrend-elemzésre alapozva végeztük, a fentiekben már leírtak szerint.

Eredmények és értékelésük

A kiválasztott mintavételi helyekről származó mintákban átlagosan 10^6 TKE/g (TKE = telepképző egység) értékeket határoztunk meg a mintától és a felhasznált táptalaj típusától függetlenül (*II. táblázat*). A legmagasabb csíraszám értékeket a T2-es (a Zalahaláp melletti illegális személerakó környékéről származó) mintából nutrient és R2A táptalajon becsültük (9×10^6 illetve $7,2 \times 10^6$ TKE/g). A legalacsonyabb értékeket a T1-es (az Alsó-Cser-tó melletti lapos tetőszintről származó) mintából nutrient és keményítő-kazein táptalajokon ($4,1 \times 10^6$ illetve $4,7 \times 10^6$ TKE/g) határoztuk meg.

II. táblázat
Table II

A talajminták csíraszám értékei (TKE/g) az alkalmazott táptalajok szerint
Germ count numbers(CFU/g) of soil samples according to the media used

	Tapolcai-karszt/ T1 minta	Tapolcai-karszt/T2 minta
Nutrient	$4,1 * 10^6$	$9,0 * 10^6$
R2A	$6,0 * 10^6$	$7,2 * 10^6$
Keményítő-kazein	$4,7 * 10^6$	$5,5 * 10^6$

Az összesen 154 (T1: 70; T2: 84) tiszta tenyészetből izolált DNS 16S rRNS-t kódoló régiójának restriktív mintázata alapján 85 különböző ARDRA csoportot (T1: 38; T2: 54) különítettünk el. 57 reprezentáns törzs (TRS: 25; TRW: 31) bázissorrend elemzését és illesztését végeztük el. Az azonosított törzsek 18%-ának bázissorrendje kevesebb, mint 97%-ban egyezett meg az EzTaxon adatbázisban szereplő fajokéval. Ezekkel az izolátumokkal ezért érdemes lehet további, részletesebb taxonómiai vizsgálatokat végezni, mert az alacsony szekvencia hasonlóság alapján feltételezhető, hogy ezek még ismeretlen fajok képviselői lehetnek.

A Tapolcai-karszt talajmintáiból diverz közösségeket tártunk fel tenyésztésen alapuló vizsgálataink során (*III. táblázat*). A filogenetikai törzsek szintjén a két mintavételi terület között a leglényegesebb különbség az

volt, hogy a T1-es mintában a Proteobacteria törzs Gammaproteobacteria osztályának képviselői voltak túlnyomó többségben (40%), míg a T2-es mintában az Actinobacteria törzs képviselőit találtuk meg a legnagyobb arányban (41%).

III. táblázat
Table III

A baktérium törzsek és klónok filogenetikai megoszlása
The phylogenetic distribution of bacterial strains and clones

Filogenetikai csoport	T1 minta		T2 minta		Filogenetikai csoport	T1 minta		T2 minta	
	törzsek száma (%)	klónok száma (%)	törzsek száma (%)	klónok száma (%)		törzsek száma (%)	klónok száma (%)	törzsek száma (%)	klónok száma (%)
Acidobacteria					Deltaproteobacteria				
<i>Candidatus</i>		6 (12)		3 (6)	<i>Byssovorax</i>		1 (2)		
<i>Edaphobacter</i>		1 (2)			<i>Desulfuromonas</i>				2 (4)
<i>Holophaga</i>		2 (4)		2 (4)	<i>Haliangium</i>		2 (4)		
<i>Chloroflexi</i>					<i>Smithella</i>		1 (2)		
<i>Levilinea</i>		2 (4)			<i>Sorangium</i>				2 (4)
Cyanobacteria					Firmicutes				
<i>Crocospaera</i>				4 (7)	<i>Bacillus</i>	11 (21)			2 (5)
<i>Gloeobacter</i>		1 (2)			<i>Paenibacillus</i>		1 (2)		
Alphaproteobacteria					<i>Paenisporosarcina</i>		1 (2)		1 (2)
<i>Bradyrhizobium</i>				1 (2)	<i>Thermolithobacter</i>				1 (2)
<i>Brevundimonas</i>				1 (2,5)	Actinobacteria				
<i>Caulobacter</i>	1 (2)			1 (2,5)	<i>Acidimicrobium</i>				2 (4)
<i>Mesorhizobium</i>		2 (4)		1 (2,5)	<i>Aciditerrimonas</i>		1 (2)		
<i>Ochrobactrum</i>		1 (2)			<i>Acidothermus</i>				1 (2)
<i>Paracoccus</i>				1 (2,5)	<i>Aeromicrobium</i>				1 (2)
<i>Pedomicrobium</i>				1 (2)	<i>Agromyces</i>				2 (5)
<i>Phaeovibrio</i>		2 (4)			<i>Arthrobacter</i>	3 (6)			1 (2)
<i>Phyllobacterium</i>				2 (4,5)	<i>Iamia</i>				2 (4)
<i>Pseudolabrys</i>		2 (4)			<i>Lentzea</i>	1 (2)			
<i>Reyranella</i>		1 (2)			<i>Ilumatobacter</i>				2 (4)
<i>Sphingomonas</i>	3 (6)			2 (4,5)	<i>Micrococcus</i>	1 (2)			3 (7)
<i>Rhodoplanes</i>		4 (8)			<i>Mycobacterium</i>		1 (2)		
Betaproteobacteria					<i>Nocardioides</i>				1 (2)
<i>Azonexus</i>		2 (4)			<i>Patulibacter</i>		3 (6)		6 (11)
<i>Cupriavidus</i>				1 (2)	<i>Planomonospora</i>				1 (2)
<i>Dexia</i>		1 (2)			<i>Rhodococcus</i>				1 (2)
<i>Duganella</i>				1 (2)	<i>Rubrobacter</i>		2 (4)		
<i>Massilia</i>	1 (2)				<i>Solirubrobacter</i>		1 (2)		2 (4)
<i>Pelomonas</i>		1 (2)			<i>Streptomyces</i>	4 (8)	1 (2)		9 (22)
<i>Piscinibacter</i>				4 (7)	<i>Thermoleophilum</i>				1 (2)
<i>Ramlibacter</i>		1 (2)			Bacteroidetes				
<i>Variovorax</i>	1 (2)			1 (2)	<i>Pedobacter</i>				2 (5)
<i>Vitreoscilla</i>				4 (7)	<i>Flavobacterium</i>	4 (8)			2 (5)
Gammaproteobacteria					<i>Verrucomicrobia</i>				
<i>Alkanibacter</i>				1 (2)	<i>Candidatus</i>		1 (2)		
<i>Ectothiorhodospira</i>				1 (2)	<i>Chthoniobacter</i>		1 (2)		
<i>Luteimonas</i>				5 (10)	<i>Verrucomicrobium</i>				1 (2)
<i>Lysobacter</i>	5 (10)	1 (2)		2 (4,5)	Gemmatimonadetes				
<i>Pseudomonas</i>	15 (28)			5 (12)	<i>Gemmatimonas</i>		3 (6)		
<i>Pseudoxanthomonas</i>	1 (2)								
<i>Saccharospirillum</i>		1 (2)							
<i>Shigella</i>				1 (2)					

A T1-es mintában a Firmicutes, a T2-es mintában az Alphaproteobacteria csoportba sorolt törzsek aránya közel háromszorosa volt a másik mintából ugyanezen csoportokba tartozó törzsekének. A

Bacteroidetes és a Betaproteobacteria csoportokba sorolt törzsek aránya mindkét mintában közel azonos volt.

A T1-es minta legnépesebb képviselői a *Pseudomonas* (28%), a *Bacillus* (21%) és a *Lysobacter* (9%) genuszok voltak, ugyanakkor a T2-es mintában legnagyobb számban a *Streptomyces* (22%), a *Pseudomonas* (28%), a *Bacillus* (21%) és a *Lysobacter* (9%) genuszok voltak, ugyanakkor a T2-es mintában legnagyobb számban a *Streptomyces* (22%), a *Pseudomonas* (12%) és a *Micrococcus* (7%) nemzetségek fajai voltak jelen a legnagyobb arányban. E nemzetségek többségének képviselői nagy tűrőképességűek, előnytelen körülmények között is fennmaradnak, valamint metabolikus potenciáljuk széleskörű.

Egyes nemzetségek képviselői (*Bacillus*, *Caulobacter*, *Flavobacterium*, *Lysobacter*, *Micrococcus*, *Paenisporosarcina*, *Pseudomonas*, *Sphingomonas*, *Streptomyces*, *Variovorax*) mindkét mintavételi helyről előkerültek, így feltételezhető, hogy ezek a területen domináns előfordulású és nem túl specifikus igényű, könnyen tenyészthető szervezetek képviselői. Számos nemzetség tagjait azonban csak az egyik vagy a másik területről azonosítottuk. A T2-es, azaz az illegális hulladéklerakóhelyről származó mintából kétszer annyi csak arra a területre jellemző nemzetség (*Aeromicrobium*, *Agromyces*, *Brevundimonas*, *Duganella*, *Mesorhizobium*, *Nocardioides*, *Paracoccus*, *Pedobacter*, *Phyllobacterium*, *Rhodococcus*) került elő, mint a T1-es mintából (*Arthrobacter*, *Lentzea*, *Massilia*, *Paenibacillus*, *Pseudoxanthomonas*).

Az illegális hulladéklerakóhelyről származó mintáinkból több olyan fajt (*Mesorhizobium metallidurans*, *Rhodococcus quinshengii*, *Streptomyces plumbiresistens*, *Variovorax paradoxus*) vontunk tenyésztésbe, amelyekről leírták, hogy tolerálják nehézfémek, szintetikus szennyezőanyagok jelenlétét, utóbbiakat esetleg degradálják is.

A tenyésztéstől független közösségszerkezeti vizsgálatok során 96 tagú klónkönyvtárat hoztunk létre. Feldolgozásuk során a T1 mintát 68, a T2 mintát pedig 69 ARDRA csoportba soroltuk. Eddig 80 reprezentáns klón (TRC: 42; TWC: 38) bázissorrend elemzését és illesztését végeztük el a törzseknél is alkalmazott módon.

A nagyobb filogenetikai csoportok megoszlását a 3. táblázatban mutatjuk be. A klónszekvenciák összesen 66%-a (T1: 58%, T2: 74%) tartozott valamelyik, a tenyésztéses módszerrel is kimutatott öt filogenetikai törzs valamelyikébe. Az így nyert csoportok aránya azonban a törzsek esetében megfigyelt arányokhoz képest némileg eltérő volt.

A T1-es mintában legnagyobb részük (23%) nem a Gamma-, hanem az Alphaproteobacteria rokonsági körébe tartozott. Kiemelkedő adat, hogy a

gammaproteobaktériumok tizedannyian képviselték magukat a klónok között (4%), mint a tenyészetekben (40%). A tenyésztéses vizsgálatok során kapott második leggyakoribb filogenetikai törzs, a Firmicutes képviselői itt egyáltalán nem voltak jelen, helyükre az aktinobaktériumok kerültek (21%). Nagy arányban voltak még jelen a klónok között a tenyésztéssel ki sem mutatható Acidobacteria törzs képviselői (18%).

A T2-es mintában a legnagyobb létszámban az Actinobacteria törzs tagjait azonosítottuk (32%), ez nagyjából megfelel a tenyésztés során kapott eredménynek, ahol 41%-kal szintén ez a taxon volt a leggyakoribb. A Gammaproteobacteria osztály fajai azonos arányban (17%) voltak jelen, mint a tenyészetekben, továbbá ugyanilyen gyakoriak voltak a Betaproteobacteria osztály képviselői. A törzsek között számottevő arányban azonosított Bacteroidetes törzs képviselői a klónkönyvtárakban nem voltak jelen. Kimutattunk azonban a klónozással olyan nagyobb filogenetikai csoportok képviselőit, amelyeket a tenyésztés során nem tudtunk azonosítani. Ilyenek voltak a mindkét mintában jelen lévő Deltaproteobacteria osztály, az Acidobacteria, Cyanobacteria és Verrucomicrobia törzsek, ezeken kívül pedig a T1-es mintában a Gemmatimonadetes és a Chloroflexi törzsek tagjai.

Az NCBI adatbázis illesztési eredményei szerint a meghatározott klónszekvenciák túlnyomó része eddig tenyésztésbe nem vont, molekuláris biológiai, nukleinsav-alapú módszerek alkalmazásával környezeti mintákból azonosított klónokkal mutatta a legnagyobb szekvencia hasonlóságot. E klónokat túlnyomó többségben talajokból (főként növények rizoszférájából) izolálták, de előfordulnak köztük hóban, háziporban, mikrobiális biofilmben, állati ürülékben, illetve nitrogénfixáló fajok esetében a gazdafaj gyökérgümőiben azonosított baktériumok szekvenciái is. Az EzTaxon adatbázis alapján megkerestük a klónjainkkal legnagyobb szekvencia egyezést mutató baktériumfajokat is. A szekvencia egyezés azonban a legtöbb esetben nem érte el a 97%-ot, így ezek az adatok faji szinten nem megbízhatóak. Az NCBI és az EzTaxon adatbázisok adattartalma egymástól jelentősen különbözött, emiatt egyazon klónszekvenciára gyakran különféle besorolást kaptunk.

Figyelemre méltó, hogy a klónokból létrehozott ARDRA csoportok a baktériumtörzsek csoportjaihoz képest igen kis létszámúak voltak. Mivel a kiindulási törzs illetve klón számok nagyjából megegyeztek, ez arra utalt, hogy a tenyésztéssel nyert eredményekhez képest a klónozással szélesebb filogenetikai diverzitást tártunk fel.

A T1-es minta klónszekvenciáinak legnépesebb (23%) csoportját 8 csoporttal és 12 klónnal az Alphaproteobacteria (*Mesorhizobium*,

Occhrobactrum, *Phaeovibrio*, *Pseudolabrys*, *Reyranella*, *Rhodoplanes*) osztály képviselte. Faji szinten azonosítottuk a *Mesorhizobium amorphae* nevű nitrogénfixáló baktériumot. A faj típus törzsét kínai gyalogakácok gyökérgümőiből izolálták először (Wang *et al.*, 1999). Az Actinobacterium (*Acidimicrobium*, *Aciditerrimonas*, *Mycobacterium*, *Patulibacter*, *Rubrobacter*, *Solirubrobacter*, *Streptomyces*) törzs tagjai voltak a második leggyakoribbak (21%) 9 csoporttal és 11 klónnal. A fenti két törzsétől alig marad el a klónjaink által képviselt acidobacteriumok (*Chloracidobacterium*, *Edaphobacter*, *Holophaga*, *Koribacter*, *Solibacter*) aránya (18%). Emellett a Betaproteobacteria (*Azonexus*, *Derxia*, *Pelomonas*, *Ramlibacter*) és a Deltaproteobacteria (*Byssovorax*, *Haliangium*, *Smithella*) osztályok, valamint a Gemmatimonadetes (*Gemmatimonas*) törzsekhez tartozó klónszekvenciákat találtunk viszonylag nagyobb gyakorisággal. Kisebb számban (1-2 csoport 1-2 klónja) voltak jelen a Gammaproteobacteria (*Lysobacter*, *Saccharospirillum*) osztály, a Verrucomicrobia (*Chthoniobacter*, *Xiphinematobacter*), a Chloroflexi (*Levilinea*) és a Cyanobacteria (*Gloeobacter*) törzsek képviselői. A Gammaproteobacteria osztály klónjai között megtalálható volt egy szekvencia, amely faji szintű hasonlóságot mutatott a korábban már ismertetett, dél-koreai uborkatermesztő üvegházak talajából izolált *Lysobacter niabensis* (WEON *et al.*, 2007) típus törzsének szekvenciájával.

A T2-es mintából létrehozott klónkönyvtár vizsgálata alapján a különböző baktériumcsoportok képviselőiként azonosított szekvenciák többsége (32%) az Actinobacteria (*Acidothermus*, *Arthrobacter*, *Iamia*, *Ilumatobacter*, *Patulibacter*, *Planomonospora*, *Solirubrobacter*, *Streptomyces*, *Thermoleophilum*) törzsbe nyert besorolást. Faji szintű szekvencia egyezést egy klón mutatott a *Streptomyces zaomyceticus* nevű fajjal. Az antibiotikumot (zaomycin) termelő baktériumot FERNANDEZ-CORTES *et al.* 2011-ben egy dél-spanyolországi, karsztos területen elhelyezkedő, paleolitik kori barlangrajzokkal teli barlangból is kimutatták.

Az actinobacteriumok után az egyik legnagyobb taglétszámmal a γ -Proteobacteria osztály (*Alcanibacter*, *Ectothiorhodospira*, *Luteimonas*, *Lysobacter*, *Shigella*) képviselői fordultak elő, 7 csoport összesen 9 klónját foglalták magukba. Egy klón szekvenciája 99%-ban megegyezett a *Shigella flexneri* faj típus törzsének szekvenciájával. A faj egyike a shigellózis nevű akut hasmenéses betegség kórokozójának, ami a fejlődő országok gyermekhalálzásainak egyik legfőbb tényezője (WANG *et al.* 2009), de rövidebb ideig talajokban is fennmarad (LEONARDOPOULOS *et al.* 1980). A Betaproteobacteria osztály (*Alcanibacter*, *Ectothiorhodospira*, *Ilumatobacter*, *Luteimonas*, *Lysobacter*, *Shigella*) 5 csoport 9 tagjával volt jelen. Előfordultak még a mintában az Acidobacteria törzs (*Chloracidobacterium*,

Holophaga, *Koribacter*), a Deltaproteobacteria osztály (*Desulfuromonas*, *Sorangium*), illetve kisebb arányban a Cyanobacteria törzs (*Crocospaera*), az alfaproteobaktériumok (*Bradyrhizobium*, *Mesorhizobium*, *Pedomicrobium*), illetve 1-1 klónnal a Firmicutes (*Thermolithobacter*) és a Verrucomicrobia (*Verrucomicrobium*) törzsek képviselői. Az alfaproteobaktériumok klónjai között faji szinten azonosítottuk a *Bradyrhizobium jicamae* és a *Mesorhizobium albisiae* nevű nitrogénfixáló fajokat. E fajok típus törzseit a jicama (mexikói fehérrépa) és a szubtrópusi elterjedésű *Albizia kalkora* nevű mimózafa gyökérgümőiből írták le (RAMÍREZ-BAHENA et al. 2009, WANG et al. 2007).

A T2-es, azaz az illegális hulladéklerakóhely környékéről származó mintánkban igen nagy számban fordultak elő olyan klónszekvenciák, amelyeknek legközelebbi rokonai egy alifás szénhidrogénnel szennyezett ipari területen folytatott aerob bioremediáció során kimutatott, ez idáig még tenyésztésbe nem vont baktériumklónok voltak (MILITON et al. 2010). A kutatócsoport megfigyelései szerint a 2 évig tartó levegőztetés során folyamatosan csökkent a szerves szennyezőanyagok mennyisége, ezzel párhuzamosan pedig változott a helyi baktériumközösség összetétele. A kutatási beszámolóban foglaltak szerint a szennyezőanyagoktól mentes talajok leggyakoribb képviselői az alfaproteobaktériumok, míg legritkább képviselői a gammaproteobaktériumok körébe tartoznak. Ez igaz a T1-es, azaz az érintetlen talajból származó mintánkra is, mint ahogyan az is elmondható a hulladéklerakóból származó T2-es mintánkról, amit a kutatók „gamma-eltolódás”-nak neveznek. Eszerint a szénhidrogénnel szennyezett talajokra jellemző a gammaproteobaktériumok arányának növekedése. A mi mintáink esetében ezek aránya az érintetlen talajban 4%, a szennyezett talajban pedig 17% volt. A kutatás során a szennyezett talajból kimutatták még a Gemmatimonadetes és a Chloroflexi törzsek tagjait: ezek a mi mintánkban is jelen voltak. A bioremediáció során tapasztaltak szerint a kezelés végén a teljes közösséget továbbra is a proteobaktériumok dominálták, az rRNS-klónok révén megismert aktív közösségben azonban az Actinobacteria törzs aránya a korábbi 30%-ról csaknem 80%-ra nőtt. Ebből e törzs bioremediációs folyamatokban való részvételére következtettek (MILITON et al. 2010). Érdekes lenne megfigyelni, hogy vajon a tapolcai hulladéklerakó területén végzett bioremediáció során is megnövekedne-e az aktinobaktériumok szintén 30%-hoz közeli aránya.

A törzsként nemrégiben leírt Verrucomicrobia filogenetikai ág tagjainak jelenléte a szennyezett T2-es mintában feltehetően kimagasló tűrőképességükkel, megváltozott körülményekhez való alkalmazkodási képességükkel lehet magyarázható. E csoport tagjait vízi közösségekből mutatták ki

először, de ma már sok más élőhelyről is ismerjük őket, előfordulnak eutróf vagy erősen szennyezett, extrém hideg vagy forró, illetve szulfidban gazdag és szikes környezetekben is (SCHLESNER *et al.* 2006).

A klónok vizsgálata alapján a Tapolcai-karszt baktériumközösségei Gram-negatív dominanciával voltak jellemezhetők. Klónszekvenciáink között a Gram-pozitív baktériumokkal nagyfokú hasonlóságot mutatók csak az Actinobacteria és a Firmicutes törzsek klónjai voltak. A Gram-pozitív klónok aránya (20-30%) azonban nem maradt el túlzottan a tenyésztésen alapuló módszerrel nyert eredményektől (40-50%). A kétféle módszerrel nyert eredmények kismértékű eltérése mögött feltehetően az alkalmazott anyagok és technikák (a felhasznált táptalajok, a DNS izolálás és a PCR reakciók) eltérő szelektivitása áll. A klónkönyvtárból kimutatott egyes taxonok az általunk alkalmazottól eltérő, sajátos tenyésztési igényekkel vagy feltételekkel rendelkeznek. Míg tenyésztéses vizsgálatainkkal elsősorban a Tapolcai-karszt aerob, kemoorganotróf heterotróf baktériumközösségeit tudtuk vizsgálni, a klónozással kimutattunk számos más metabolizmussal jellemezhető szervezetet is, melyek feltehetően fontos szerepet játszanak a talaj közösségi anyagcseréjében. Ilyenek voltak például a fotoautotróf Chloroflexi és Cyanobacteria törzsek.

Összefoglalás

A Tapolcai-karszt hazánk egyik antropogén hatásokra legérzékenyebb karsztos területe. A felszín alatt 10-15 m mélyen húzódó barlangrendszert kitöltő karsztvíz a beszivárgás révén könnyen elszennyeződhet. A talajok tulajdonságait meghatározó tényezők között fontos szerepet töltenek be az ott élő mikroorganizmusok. Kutatásunk célja ezért a Tapolcai-karszt egy zavarásmentes (T1) és egy emberi hatás alatt álló (T2) területéről származó talajminta tenyésztésen alapuló és tenyésztéstől független módszerekkel végzett összehasonlító mikrobiológiai vizsgálata volt.

A 2010 őszén gyűjtött talajmintákból nutrient, R2A és keményítő-kazein táptalajokra szélesztettünk, és az eltérő telepmorfológiai tulajdonságokat mutató telepeket izoláltuk. A talajmintákból a közösségi DNS izolálását követően klónkönyvtárakat hoztunk létre. A baktériumtörzsek és a molekuláris klónok filogenetikai azonosítását a 16S rRNS gén bázissorrendelemzésére alapozva végeztük el. A kiválasztott mintavételi helyekről származó mintákban átlagosan 10^6 TKE/g (TKE = telepképző egység) értékeket határoztunk meg a mintától és a felhasznált táptalaj típusától függetlenül. A mintákból összesen 154 baktériumtörzset izoláltunk. ARDRA mintázatuk alapján a T1 törzseket 38, a T2 törzseket 54 csoportba soroltuk. A baktéri-

umtörzseket az Actinobacteria, Firmicutes, Proteobacteria és Bacteroidetes filogenetikai törzsek fajaiként azonosítottuk. A legtöbb tenyésztésbe vont törzs a *Bacillus*, *Lysobacter*, *Pseudomonas* és *Streptomyces* nemzetségek képviselőivel mutatta a legnagyobb hasonlóságot. Mintavételi helyenként jelentősen eltérő volt az egyes fajok filogenetikai törzseken belüli megoszlása. A tenyésztéses módszer eredményei alapján az antropogén hatás alatt álló terület bakteriális közössége diverzebbnek mutatkozott.

A 80 feldolgozott molekuláris klón (T1: 42, T2: 38) a már leírt baktériumfajokkal nagyon alacsony szekvencia egyezést mutatott, többségük a legnagyobb mértékben talaj- és rizoszféra mintákból származó klónszekvenciákhoz hasonlított. A klónozásos módszerrel vizsgálva a közösségek diverzebbnek tűntek, amennyiben kétszer annyi magasabb szintű taxonómiai csoport (törzs vagy osztály) volt jelen a mintákban, mint a tenyésztéses vizsgálatok eredményei alapján. A tenyésztéssel is kimutatható taxonokon kívül az Acidobacteria, Chloroflexi, Cyanobacteria, Gemmatimonadetes és Verrucomicrobia törzsek, valamint a Deltaproteobacteria osztály képviselői is jelen voltak a mintákban.

IRODALOM

- ALTSCHUL, S.F.-GISH, W.-MILLER, W.-MYERS, E.W.-LIPMAN, D.J. (1990): Basic local alignment search tool. - J. Mol. Biol. 215: p. 403-410.
- CHUN, J.-LEE, J.-H.-JUNG, Y.-KIM, M.-KIM, S.-KIM, B. K.-LIM, Y. W. (2007): EzTaxon: a web-based tool for the identification of prokaryotes based on 16S ribosomal RNA gene sequences. - Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 57: p. 2259-2261.
- DARABOS G. (1997): Mikroorganizmus-közösségek karsztkorróziós szerepének laboratóriumi vizsgálata az Aggteleki-karszt talajain. - Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, kézirat.
- DÍAZ-RAVIÑA, M.-ACEA, M. J.-CARBALLAS, T. (1994): Seasonal fluctuations in microbial population and available nutrients in forest soils. Biol. Fertil. Soils 16: p. 205–210.
- FERNANDEZ-CORTES, A.-CUEZVA, S.-SANCHEZ-MORAL, S.-CAÑAVÉRAS, J. C.-PORCA, E.-JURADO, V.-MARTIN-SANCHEZ, P. M.-SAIZ-JIMENEZ, C. (2011): Detection of human-induced environmental disturbances in a show cave. - Environ. Sci. Pollut. Res. Papers in Press. Published May 7, 2011 as DOI 10.1007/s11356-011-0513-5.
- KEVEI, I.-ZÁMBÓ, L. (1986): Study of relationship between bacteria activity in karstic soils and corrosion. - Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae. 20-21: p. 325-333.

- KNÁB M.-KISS K.-LEHNER Á.-SZILI-KOVÁCS T.-PALATINSZKY M.-MÁRIALIGETI K.-MÓGA J.-BORSODI A. (2010): Hazai epikarszt rendszerek talajaiban előforduló mikrobaközösségek szerkezetének és aktivitásának összehasonlító elemzése. - *Karsztfejlődés* XV: p. 35-48.
- KRETT G.-PALATINSZKY M.-MAKK J.-JÁGER K.-CSISZÁR V.-MÁRIALIGETI K.-BORSODI A. (2010): A Hévízi forrástó üledékének összehasonlító jellegű bakteriális diverzitás vizsgálata. - *Hidrológiai Közlemények* 90: p. 84-87.
- LEONARDOPOULOS, J.-PAPAKONSTANTINO, A.-KOURTI, H.-PAPAVASSILIOU, J. (1980): Survival of shigellae in soil. *Zentralblatt für Bakteriologie, Mikrobiologie und Hygiene. - 1. Abt. Originale B, Hygiene.* 10: p. 459-465.
- MILITON, C.-BOUCHER, D.-VACHELARD, C.-PERCHET, G.-BARRA, V.-TROQUET, J.-PEYRETAILLADE, E.-PEYRET, P. (2010): Bacterial community changes during bioremediation of aliphatic hydrocarbon-contaminated soil. - *FEMS Microbiol. Ecol.* 74: p. 669-681.
- RAMÍREZ-BAHENA, M. H.-PEIX, A.-RIVAS, R.-CAMACHO, M.-RODRÍGUEZ-NAVARRO, D. N.-MATEOS, P. F.-MARTÍNEZ-MOLINA, E.-WILLEMS, A.-VELÁZQUEZ, E. (2009): *Bradyrhizobium pachyrhizi* sp. nov. and *Bradyrhizobium jicamae* sp. nov., isolated from effective nodules of *Pachyrhizus erosus*. - *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 59: p. 1929–1934.
- SAMBROOK, J.-RUSSELL, D. W. (2001): *Molecular Cloning.* - Cold Spring Harbor Laboratory Press, Cold Spring Harbor, NY, USA.
- SCHLESNER, H.-JENKINS, S.-STALEY, J. T. (2006): The Phylum Verrucomicrobia: A Phylogenetically Heterogeneous Bacterial Group. - *In: Dworkin, M., Falkow, S., Rosenberg, S., Schleifer, K. H., Stackebrandt, E. (eds.) The Prokaryotes. A handbook on the biology of bacteria. Vol. 7.* p. 881-899.
- WANG, E. T.-VAN BERKUM, P.-SUI, X. H.-BEYENE, D.-CHEN, W. X.-MARTINEZ-ROMERO, E. (1999): Diversity of rhizobia associated with *Amorpha fruticosa* isolated from Chinese soils and description of *Mesorhizobium amorphae* sp. nov. - *Int. J. Syst. Bacteriol.* 49: p. 51-65.
- WANG, F. Q.-WANG, E. T.-LIU, J.-CHEN, Q.-SUI, X. H.-CHEN, W. F.-CHEN, W. X. (2007): *Mesorhizobium albiziae* sp. nov., a novel bacterium that nodulates *Albizia kalkora* in a subtropical region of China. - *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 57: p. 1192–1199.
- WANG, Y. W.-WATANABE, H.-PHUNG, D. C.-TUNG, S. K.-LEE, Y. S.-TERAJIMA, J.-LIANG, S. J.-CHIOU, C. S. (2009): Multilocus variable-number tandem repeat analysis for molecular typing and phylogenetic analysis of *Shigella flexneri*. - *BMC Microbiology* 9: p. 278.

- WEON, H. Y.-KIM, B. Y.-KIM, M. K.-YOO, S. H.-KWON, S. W.-GO, S. J.-STACKEBRANDT, E. (2007): *Lysobacter niabensis* sp. nov. and *Lysobacter niastensis* sp. nov., isolated from greenhouse soils in Korea. - Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 57: p. 548–551.
- ZÁMBÓ L. (1998): The experimental examination of microbial origin corrosion aggressivity of karst soils. - Acta Carstologica, Ljubljana. 27/1, 16: p. 261-275.

KARSZTOS ERDŐK SZÉNMEGKÖTÉSÉVEL KAPCSOLATOS SZÁMÍTÁSOK EGY ERDŐREZERVÁTUM ADATAI ALAPJÁN

KISS MÁRTON - TANÁCS ESZTER - KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék
6722 Szeged, Egyetem u. 2., Pf. 653., kiss.marton@geo.u-szeged.hu

Abstract: Valuing ecosystem services is a new, dynamically developing field of environmental sciences. Karst areas provide several types of ecosystem services, one of them is the sequestration of greenhouse gases. We examined that based on the detailed forest structure datasets of the Haragistya-Lőfej Forest Reserve (Aggtelek National Park, Hungary), using the model CO2Fix 3.2. To calculate biomass growth, we also used yield tables generally used in the Hungarian forestry practice. We ran 70 year simulations for 3 forest types of the study area. We found that beech stands with better soil conditions have 20-30% more carbon content than mesophilous or dry oak stands. Despite the decline in the productivity, old-growth forests should be regarded as carbon sinks.

1. Bevezetés

A természeti vagy ökoszisztéma szolgáltatások értékelése egyre nagyobb figyelmet kap a kutatásokban és a környezetpolitikában. A módszertan lényege, hogy az emberiség által közvetlenül vagy közvetve felhasznált természeti javakat egységes rendszerben kezeli, és azokhoz valamilyen széles körben értelmezhető és a döntéshozásban alkalmazható, pl. gazdasági értéket rendel. A természeti szolgáltatások értékelése önálló szakterületté vált az ökológiai közgazdaságtan (*COSTANZA et al. 1997, FISHER et al. 2008*), a természetvédelmi biológia (*CHAN et al. 2006, CZÚCZ et al. 2008*) és a tájökológia (*TERMORSHUIZEN – OPDAM 2009, MÜLLER et al. 2010*) számára egyaránt. A nemzetközi tapasztalatok szerint a természeti szolgáltatásokra fókuszáló természetvédelmi projektek forrásteremtés szempontjából sikeresebbnek bizonyultak, mint a „hagyományos”, biodiverzitás megőrzésére irányuló kezdeményezések (*GOLDMAN et al. 2008*). A módszertanban rejlő lehetőségeket hamar felismerték a környezetpolitikában is: a 2000-es évek elején Kofi Annan ENSZ-főtitkár kezdeményezésére, egy rendkívül széles nemzetközi együttműködés keretében elkészült a Millenniumi Ökoszisztéma Értékelés (Millennium Ecosystem Assessment), melyben több száz oldal terjedelemben elemezték a földi ökoszisztémák állapotát és a várható tendenciákat. 2010-ben pedig létrejött a Biodiverzitás és Ökoszisztéma Szolgáltatások Kormányközi Testület (Intergovernmental Platform on Biodiversity and Ecosystem Services – IPBES). Ez a komoly nemzetközi elismertséget kivívott, Nobel-

díjjal jutalmazott klímapolitikai szervezethez, az IPCC-hez hasonló méretű és szerepű, és az alapítók szándéka szerint azt politikai súlyában is megközelítő politikai és tudományos szereplővé fog válni.

A természeti szolgáltatásokra több csoportosítás is született, alapvetően közös ezekben, hogy négy fő csoportot határoznak meg: ellátó, szabályozó, fenntartó és kulturális szolgáltatásokat. Az ellátó szolgáltatások közé azokat az értékeket soroljuk, amelyek közvetlen emberi felhasználásra kerülnek: élelmiszer-termelés, erdők esetében a faanyag, egyéb ipari nyersanyagok, gyógyszer-alapanyagok. Ezek a legnyilvánvalóbb természeti szolgáltatások, és a környezeti problémák forrása a legtöbb esetben az, hogy a területhasználat kizárólag ezeknek a szolgáltatásoknak a felhasználását próbálja maximalizálni a többi rovására.

A szabályozó szolgáltatások körébe tartozik például a klímaszabályozás (üvegházhatású gázok megkötése révén), a vizes élőhelyek víztisztító vagy az erdők eróziógátló funkciója. A szabályozó szolgáltatások jóval kevésbé elismertek mind a környezettervezés, mind a közvélemény által, részben azért is, mert általában az azt biztosító területtől távol vagy akár más földrajzi léptékben jelentkeznek. Kvantifikálásuk és a környezetértékelésbe való mielőbbi bevezetésük ezért sürgető feladat. Fenntartó szolgáltatásnak azon funkciókat nevezzük, melyek a többi szolgáltatás zavartalan működését biztosítják, pl. talajképzés, tápanyagforgalom. A módszertan elsősorban az ember életminőségében valamilyen módon érzékelhető szerepet játszó adottságokra koncentrál, ami a fenntartó szolgáltatások esetében gyakran nem teljesül (csak közvetett szereppel bírnak). Továbbá a fenntartó szolgáltatások számszerűsítése esetén előfordulhat bizonyos tényezők kétszeri számbavétele, ezért a szakemberek egy része ezt a csoportot nem különíti el. A kulturális szolgáltatások közé tartozik a tájak rekreációs potenciálja, tudományos vagy esztétikai értéke.

A karsztok számos természeti szolgáltatás biztosításában meghatározó szereppel bírnak. Fontos ivóvízbázist jelentenek, ezért a karsztvizek mennyiségi és minőségi védelme elsődleges feladat. Karszterületeink túlnyomórészt természetvédelmi oltalom alatt állnak és kiemelt színhelyei az ökoturizmusnak, vagyis a különböző kulturális szolgáltatások számottevő részét biztosítják. Ezek a piac által jórészt elismert javak, mivel a turisztikai bevételek helyben realizálódnak. A karsztok által biztosított szabályozó szolgáltatások viszont általában nem, és ez is szerepet játszik abban, hogy e területek jelentős része társadalmi-gazdasági szempontból hátrányos helyzetű. Ezek közé tartozik a jelentős mértékben erdősült karszterületeken a lefolyás-szabályozás, (melynek jelentőségét az utóbbi évek észak-

magyarországi árvizeiben láthatjuk), valamint a szintén elsősorban erdők által biztosított széndioxid-megkötés.

Az üvegházhatású gázok csökkentésére irányuló intézkedések már jelen vannak a politika különböző szintjein. Ezzel párhuzamosan megjelentek az erdők, mint legnagyobb vonatkozó potenciállal bíró ökoszisztéma-típusok széndioxid-megkötő képességének becsülésével kapcsolatos vizsgálatok (pl. a Kyoto-i ún. Tiszta Fejlesztési Mechanizmus keretében végrehajtandó erdősítésekhez). A szén forgalma rendkívül bonyolult biogeokémiai ciklust jelent a természetes ökoszisztémában, továbbá az elemforgalom végleges egyenlegéhez ismerni kell az egyes széntárolók további folyamatait is, részben már a természetes ökoszisztémán kívül. A szén-dioxid megkötése a fotoszintézis során a biomassza-növekményben jelenik meg. Ezzel ellentétesen hat azonban (vagyis széndioxid-felszabadulást eredményez) a különböző okok miatt bekövetkező gyérülés (mortalitás). Tovább csökkenti az egyenleget a kitermelt faanyag egy részének elégetése. Összevéve azonban a hazai erdők mindenképp jelentős széndioxid-megkötőnek számítanak (SOMOGYI Z. 2008). Ennek az összetett ciklusnak a jellemzésére több modell készült a világ különböző részein (pl. HEATH *et al.* 2010, SOMOGYI 2002-2010). Esettanulmányunkban egy karsztos erdőrezervátum szénforgalmát vizsgáltuk egy e célra készített modell, a hollandiai Alterra intézetben fejlesztett CO2Fix 3.2. program (SCHELHAAS *et al.* 2004, MASERA *et al.* 2003) alkalmazásával. Ezt már több hazai erdőrezervátum hasonló vizsgálatánál is sikerrel alkalmazták (BALÁZS *et al.* 2008, JUHÁSZ *et al.* 2008).

2. Módszertan

2.1. A vizsgálati terület

Korábbi vizsgálatok szerint az emberi beavatkozástól mentes vagy természetesen kezelt, heterogén faj- és korösszetételű erdők jelentősebb szerepűek a széndioxid-megkötésben, mint a kevés fajtából álló, rövid vágásfordulóval kezelt gazdasági erdők (LUYSSAERT *et al.* 2008, NUNERY – KEETON 2010). Tanulmányunkban egy erdészeti kezeléstől néhány évtizede mentes karsztos erdőterület, a Haragistya-Lófej Erdőrezervátum szénmegkötését vizsgáltuk. A mintaterület egy 400-600 m-es tengerszint feletti magasságon található karsztfennsík része (az Aggteleki Nemzeti Park területén), ahol a rendkívül változatos mikrodomborzat az erdőtípusoknak is nagy változatosságát eredményezi. Ez utóbbi tény egyrészt megnehezítette a

számításokat, mivel az általunk alkalmazott modell is homogén erdőállományoknál használható leginkább, másrészt viszont így egy kis területről viszonylag sok, igen különböző jellegű erdőről nyerhettünk információkat. A területen végzett vegetációtérképezés (TANÁCS *et al.* 2010) alapján az alábbi erdőtípusok különíthetők el: melegkedvelő tölgyesek, cseres-kocsánytalan tölgyesek, üde gyertyános-tölgyesek (ezen belül gyertyánelegyes kocsánytalan tölgyesek, tölgyelegyes gyertyánosok, vegyes-elegyes kocsánytalan tölgyesek), üde bükkös erdők (ezen belül: gyertyánelegyes bükkösök, büккеlegyes gyertyánosok, vegyes-elegyes bükkösök, gyertyán nélküli bükkösök), bükkös-kocsánytalan tölgyesek, hársas sziklaerdők, kőrises sziklaerdők, rezgőnyarasok, nyíresek. A vizsgálati területen részletes faállomány-szerkezeti felmérés zajlott, melynek során 50*50 m-es rácshálóban minden pont körül 10 m sugarú körben mértük fel minden faegyed legjellemzőbb mutatóit, köztük a biomassa-számítást lehetővé tevő mellmagassági átmérőt.

2.2. A modell parametrizálása

A széntartalom három fő tárolóban van jelen a rendszerben: a biomasszában, a talajban és a fatermékekben. Munkánkban a legjelentősebb tároló, a biomassa széntartalmának alakulását vizsgáltuk (mivel erdészeti kezelés nincs a területen, fatermékek egyáltalán nem is képződnek). A program elsősorban gazdasági erdők vizsgálatához készült. Természetszerű erdőkre olyan módon alkalmazható, hogy a változatos korú és fajösszetételű állományokat nagyjából egykorú, továbbá hasonló termőhelyű és növekedésű állományrészekre („*cohort*”) osztjuk. A mintaterületünkön megtalálható, fentebb felsorolt erdőtípusokat három csoportra, bükkösökre, üde gyertyános-tölgyesekre és száraz tölgyesekre osztottuk, és ezek mindegyikéből három különböző korú (60-80 éves, 80-100 éves és 100-120 éves) sort vettünk, így összesen 9 állományrészt kaptunk. A modell egy adott állományrész biomasszájának széntartalmát az alábbi egyenlet szerint számítja:

$$Cb_{it+1} = Cb_{it} + Kc [Gb_{it} - Ms_{it} - T_{it} - H_{it} - Ml_{it}] \text{ (tonna } Cha^{-1}\text{), ahol:}$$

Cb_{it} , Cb_{it+1} : az „*i*” állományrész biomasszájának széntartalma „*t*” ill. egyvel későbbi időpontban

Kc : biomassa széntartalma (arányszám)

Gb_{it} : biomassa-növekmény

Ms_{it} : természetes mortalitás

T_{it} : kicserélődési arány

H_{it} : kitermelt fa mennyisége

Ml_{it} : fakitermelés hatására történő gyérülés

A biomassa széntartalma általában tekinthető 50%-nak, de mivel már zajlottak Magyarországon erre vonatkozó kutatások az általunk vizsgált erdőtípusokban (*FÜHRER – JAGODICS* 2009), azok eredményeivel pontosíthattuk ezt az értéket. A kicserélődési arányokat külföldi vizsgálatok tapasztalatai alapján adtuk meg (*LISKI et al.* 2006). A természetes mortalitás adatsorát (az egyes állományrészek különböző korára) a felmérések későbbi években végrehajtott terepi ellenőrzései során tapasztaltak, illetve szakértői döntés alapján állítottuk fel. Mivel erdőrezervátumról van szó, a fakitermeléssel kapcsolatos mutatókat figyelmen kívül hagytuk. A biomassa-növekmény az alábbi módon áll elő:

$Gb_{it} = (Kv_i Y_{sit} (1 + \sum (F_{ijt}))) * Mg_{it}$ (tonna $ha^{-1} \text{ év}^{-1}$), ahol:

Kv_i : az „i” állományrész faanyagának száraz sűrűsége ($t \text{ m}^{-3}$)

Y_{sit} : az „i” állományrész évi vastagfa-növekménye ($m^3 ha^{-1} \text{ év}^{-1}$)

F_{ijt} : a „j” biomassa-kompartment (levélzet, törzs, gyökerek) relatív növekedése

Mg_{it} : korrekciós szám az egyes állományrészek egymásra hatásának kifejezésére

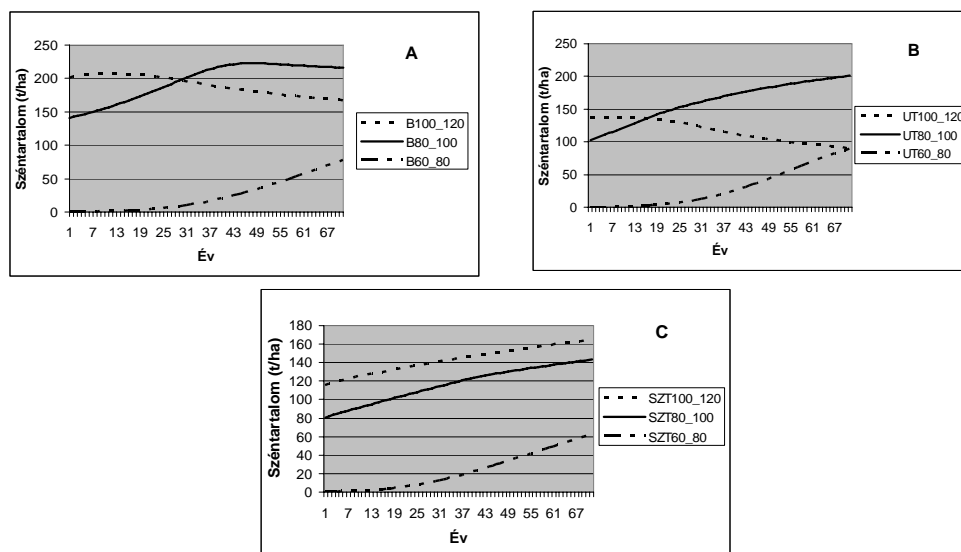
Az általunk kialakított állományrészeket több faj alkotja, melyek az egyes állományrészekben más-más fatermési osztály szerinti növekedéssel jellemezhetőek (ezt a termőhely határozza meg az erdőmérnöki gyakorlat szerint: az I-es fatermési osztály állományai növekednek a legjobban, a VI-os a leggyengébben). Így az egyes állományrészek biomassa-növekménnyel és fasűrűséggel kapcsolatos értékei úgy álltak elő, hogy a faállomány-szerkezeti felmérés alapján meghatároztuk minden fafaj hektáronkénti tőszámát minden állományrészben, és az így kialakult arányokkal súlyozva vettük számításba az adott fafaj adott állományrészben jellemző növekedési értékét. A hektáronkénti növekedési értékeket fatermési táblák tartalmazzák, fafajonként és fatermési osztályonként (*SOPP* 1974, *BONDOR* 1986a,b, *BONDOR* 1987). Az egyes biomassa-kompartmentek relatív növekedésének meghatározásához az eddigieken kívül fatömegszámítási táblázatokat (*SOPP – KOLOZS* 2000) is felhasználtunk: a fatermési táblákban található kor-méret adatsorokra függvényt illesztettünk, így az átmérő és famagasság alapján meghatározható vékonyfa-arányokból korhoz rendelt vékonyfa-arányokat állítottunk elő. Az állományrészek kölcsönhatásai miatti növekedés-

módosulásokkal nem számoltunk, a korrekciós számok értékeit 1-nek vettük.

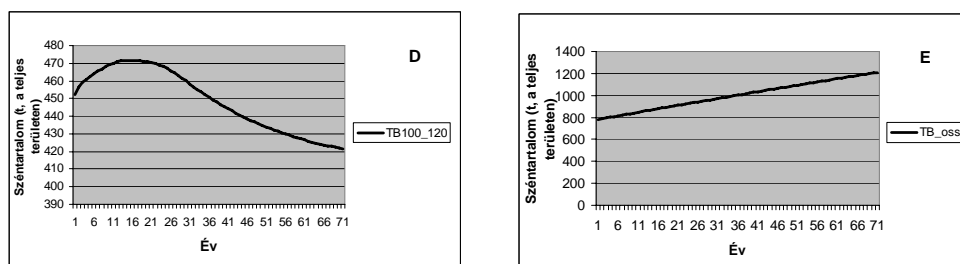
A modell évi ciklusú szimulációt hajt végre a felhasználó által megadott időtávra. Ennek kezdő időpontját és hosszát úgy kellett megválasztanunk, hogy minden erdőtípus képviselve legyen a teljes vizsgált időtartamban, és lehetőség szerint vizsgálható legyen az előttünk álló időszak egy része is (predikció). Ezek alapján egy 1950 körül indított 70 éves szimuláció mellett döntöttünk, melynek kezdő időpontjában létesültek a jelenlegi legfiatalabb erdők, és így a legidősebb erdők esetében sem haladtuk meg a fatermési táblák által maximálisan átfogott 100-120 évet.

3. Eredmények, következtetések

A szimulációk eredményeit az 1. és 2. ábrán mutatjuk be állományrészenként, valamint a teljes vizsgálati területre.



1. ábra: A fászáru biomassa széntartalma az egyes állományrészekben
 (A: bükkösök, B: üde tölgyesek, C: száraz tölgyesek)
 Fig. 1.: Carbon content of the woody biomass in the cohorts
 (A: beech stands, B: mesophilous oak forests, C: dry oak forests)



2. ábra: A fásszárú biomassza széntartalma a teljes vizsgálati területen a 100-120 éves korosztály (D) és a teljes állomány (E) esetében

Fig. 2.: Carbon content of the woody biomass of the age class of 100-120 years (D) and of the whole stand (E) in the whole study area

A megfigyelhető tendenciák jól tükrözik a változatos domborzatú karsztos térszín miatti termőhelyi különbségeket. A legnagyobb biomassza- és ezzel együtt szénmennyiség a legjobb termőhelyekkel és fatermési osztályokkal jellemezhető bükkösökben található, 215 t C/ha maximális értékkel. Közepes mennyiség (idősebb erdőknél kb. 200 t C/ha) jellemzi az üde tölgyeseket, melyekre a kocsánytalan tölgy dominanciája mellett a gyertyán nagy száma jellemző. A legkisebb szénmegkötési potenciállal a száraz tölgyesek bírnak (165 t C/ha), melyek szélsőséges vízháztartású, sekély termőrétegű talajokon létrejött alacsony, nyílt erdőrészetek, jelentős mennyiségű molyhos tölgygel.

A teljes állomány széntartalmának növekedése igazolja, hogy az idős és egyben változatos korösszetételű erdők a produktivitás visszaesése ellenére is széndioxid-nyelőnek tekinthetők. A bükkösöknél és az üde tölgyeseknél is megfigyelhető egy visszaesés 70 éves kor körül, ami a teljes vizsgálati terület tendenciáját meghatározza (2/D ábra). Ez megfelel a nemzetközi eredményeknek (LUYSSAERT *et al.* 2008), és elsősorban az egyedek növekedése miatti gyérülés következményének tekinthető. A teljes állomány széntartalmában gyakorlatilag töretlen növekedést láthatunk, ez főleg annak köszönhető, hogy az erdőrészetek egy jelentős része még a legnagyobb produktivitás korában van, néhány évtizeddel tovább folytatva a szimulációt valószínűleg egy jobban ellaposodó (de még mindig növekedő) görbét kapnánk. Látható, hogy az ugyanolyan típusú állományrészek különböző korú képviselői között bizonyos különbségek, időbeni eltolódások tapasztalhatók a széntartalom alakulásában. Ezt főleg az okozza, hogy ezekben a különböző korú állományokban a fajösszetétel némileg eltérő. Az elegyetlen és egykorú állományokat előnyben részesítő, rövid vágásfordulót alkalmazó erdőgazdálkodás a biomassza gyakoribb eltávolítása és a termőhely ezzel együtt járó zavarása miatt nagyobb kibocsátási értékeket eredményez.

Munkánk további részében egy kezelt erdő szénforgalmának modellezésével (a fatermékek útjának követésével) szeretnénk a fenti összefüggéseket számszerűsíteni, valamint a mintaterületünkön zajló hosszú távú monitoring és más területekről származó adatok felhasználásával a klímaváltozás hatásait beépíteni a szimulációba. Tapasztalataink alapján a modell rendkívül érzékeny a mortalitás értékeire. A klímaváltozás az extrém időjárási események gyakoribbá válásával jelentősen befolyásolhatja a mortalitást. Ezért hatásainak pontosabb előrejelzéséhez szükségesnek látjuk a rendszer minél több tényezőjét figyelembe vevő erdődinamikai modellek használatát.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk Dr. Szmorad Ferencnek, az Aggteleki Nemzeti Park munkatársának a faállomány-szerkezeti vizsgálatok tervezésében és kivitelezésében nyújtott segítségével. A kutatás a TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0005 projekt keretében valósult meg.

IRODALOM

- BALÁZS B.-HORVÁTH F.-MÁZSA K.-BÖLÖNI J.* (2008): Forest reserve as a model area for future climate forest restoration – a case study. - Extended abstract, 6th European Conference on Ecological Restoration, Ghent, Belgium, 8-12/09/2008, p. 1-4. [CD-ROM]
- BONDOR A. (szerk.)* (1986a): A bükk. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 180 p.
- BONDOR A. (szerk.)* (1986b): A gyertyán. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 116 p.
- BONDOR A. (szerk.)* (1987): A kocsánytalan tölgy. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 168 p.
- CHAN K.M.A.-SHAW M.R.-CAMERON D.R.-UNDERWOOD E.C.-DAILY G.C.* (2006): Conservation Planning for Ecosystem Services. - PLoS Biology 4(11), e379.
- COSTANZA R.-D'ARGE R.-DE GROOT R.-FARBER S.-GRASSO M.-HANNON B.-LIMBURG K.-NAEEM S.-O'NEILL R.V.-PARUELO J.-RASKIN R.G.-SUTTON P.-VAN DEN BELT M.* (1997): The value of the world's ecosystem services and natural capital. - Nature 387, p. 253-260.
- CZÚCZ B.-MOLNÁR ZS.-HORVÁTH F.-BOTTA-DUKÁT Z.* (2008): The Natural Capital Index of Hungary. - Acta Botanica Hungarica 50 (Suppl.), p. 161-177.

- FISHER B.-TURNER K.-BALMFORD A.-GREEN R.-HADLEY D.-FARBER S.-COSTANZA R.-NAEEM S.-DE GROOT R.S.-NAIDOO R.-FERRARO P.-BOYD J.-HARLOW J.-MOWATT S.-JEFFERISS P.-MORLING P.-BROUWER R.-PAAVOLA J.-KIRBY C.-YU D.-ZIJLSTRA M.-STRASSBURG B. (2008): Integrating ecosystem services and economic theory: what can we do, what should we do, and what has been done? - *Ecological Applications* 18, p. 2050-2067.
- FÜHRER E.-JAGODICS A. (2009): A klímajelző fafajú állományok szénkészlete. - „Klíma-21” Füzetek 57, p. 43-55.
- GOLDMAN R.L.-TALLIS H.-KAREIVA P.-DAILY G.C. (2008): Field evidence that ecosystem service projects support biodiversity and diversify options. - *PNAS* 27, p. 9445-9448.
- HEATH L.S.-NICHOLS M.C.-SMITH J.E.-MILLS J.R. (2010): FORCARB2: An updated version of the U.S. Forest Carbon Budget Model. - Gen. Tech. Rep. NRS-67. Newtown Square, PA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Northern Research Station. 52 p. [CD-ROM].
- JUHÁSZ, P.– BIDLÓ, A.– HEIL, B.– KOVÁCS, G.– PATOCSKAI, Z. (2008): Bükkös állományok szénmegkötési potenciálja a Mátrában. - In: SIMON, L. (szerk.): Talajvédelem Különszám. Talajtani Vándorgyűlés 2008. Talajvédelmi Alapítvány kiadványa, Bessenyei György Könyvkiadó, Nyíregyháza. p. 409-416.
- LISKI J.-LEHTONEN A.-PALOSUO T.-PELTONIEMI M.-EGGERSA T.-MUUKKONEN P.-MÄKIPÄÄ R. (2006): Carbon accumulation in Finland's forests 1922-2004 - an estimate obtained by combination of forest inventory data with modelling of biomass, litter and soil. - *Annals of Forest Science* 63, p. 687-697.
- LUYSSAERT S.-SCHULZE E.-D.-BÖRNER A.-KNOHL A.-HESSENMÖLLER D.-LAW B.E.-CIAIS P.-GRACE J. (2008): Old-growth forests as global carbon sinks. - *Nature* 455, p. 213-215.
- MASERA O.-GARZA-CALIGARIS J.F.-KANNINEN M.-KARJALAINEN T.-LISKI J.-NABUURS G.J.-PUSSINEN A.-DE JONG B.J. (2003): Modelling carbon sequestration in afforestation, agroforestry and forest management projects: the CO2FIX V.2 approach. - *Ecological Modelling* 164, p. 177-199.
- MÜLLER F.-DE GROOT R.-WILLEMEN L. (2010): Ecosystem Services at the Landscape Scale: the Need for Integrative Approaches. - *Landscape Online* 23, p. 1-11.
- NUNERY J.S.-KEETON W.S. (2010): Forest carbon storage in the northeastern United States: Net effects of harvesting frequency, post-harvest retention, and wood products. - *Forest Ecology and Management* 259, p. 1363-1375.
- SCHELHAAS M.J.-VAN ESCH P.W.-GROEN T.A.-DE JONG B.J.-KANNINEN M.-LISKI J.-MASERA O.-MOHREN G.M.J.-NABUURS G.J.-PALOSUO T.-

- PEDRONI L.-VALLEJO A.-VILÉN T.* (2004): CO2FIX V 3.1 - description of a model for quantifying carbon sequestration in forest ecosystems and wood products. - ALTERRA Report 1068. Wageningen, The Netherlands.
- SOMOGYI Z.* (2002-2010): CASMOFOR (verziószám: 4.0). Erdészeti Tudományos Intézet, Budapest. Weblapcím:
<http://www.scientia.hu/casmofofor>
- SOMOGYI Z.* (2008): A hazai erdők üvegház hatású gáz leltára az IPCC módszertana szerint. - Erdészeti Kutatások 92, p. 145-162.
- SOPP L. (szerk.)* 1974: Fatömegszámítási táblázatok. - Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 420 p.
- SOPP L.-KOLOZS L. (szerk.)* (2000): Fatömegszámítási táblázatok. - Állami Erdészeti Szolgálat, Budapest, 280 p.
- TANÁCS E.-SZMORAD F.-BÁRÁNY-KEVEI I.* (2010): Patterns of tree species composition in Haragistya-Lofej forest reserve (Aggtelek karst, Hungary). - In: *BARANČOKOVA M., KRAJČI J., KOLLAR J., BELČAKOVA I. (szerk.):* Landscape ecology - methods, applications and interdisciplinary approach. - Institute of Landscape Ecology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, p. 767-780.
- TERMORSHIUZEN J.W.-OPDAM P.F.M.* (2009): Landscape services as a bridge between landscape ecology and sustainable development. - Landscape Ecology 8, p. 1037-1052.

KARSZTSÉRÜLÉKENYSÉGI VIZSGÁLATOK A BÜKKI KIS- FENNSIK KARSZTJÁN

**IVÁN VERONIKA - MÓGA JÁNOS - FEHÉR KATALIN –
MIKLÓS BÍBORKA**

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány
1/C, iv.veron@gmail.com

Abstract: In our work we examined the resource vulnerability of Kis-fennsík (Bükk Mountain). The studied area is a typical non-confined karstic area with developed surface features. It is part of the Bükk National Park, with protected geological, morphological and ecological values. In addition, this aquifer provide fresh water for cities nearby. In our work we applied the Slovene Approach for intrinsic vulnerability mapping. It is a quite new method, and it wasn't tested in Hungary before. The Slovene Approach evaluate and combine the main factors and subfactors, that control the infiltration of water and contaminants from the land surface towards the groundwater. These main factors are: Overlying layers (O), Concentration of flow (C) and Precipitation regime (P). The final resource vulnerability map can be obtained by overlapping the maps about the different factors and subfactors.

1. Bevezetés és célkitűzés

Századunk egyre nagyobb problémája a megfelelő mennyiségű és minőségű ivóvíz biztosítása a Föld folyamatosan növekvő népességének. Az egyre szennyezettebb felszíni vizek, a klímaváltozással mind gyakoribb időjárási szélsőségek a felszín alatti vízkészletek felértékelődéséhez vezetnek, így az országok legértékesebb természeti kincsévé válhatnak. Magyarország földtani felépítése és medencejellege miatt különösen gazdag jó minőségű felszín alatti vizekben, köztük karsztvizekben is, de tekintetbe véve e rendszerek sebezhetőségét, a vízbázisok védelmének fontosságát semmiképp nem szabad lebecsülnünk.

A karsztok kutatásának és kezelésének kulcsfontosságú momentuma, hogy a karsztra, mint komplex ökoszisztémára tekintsünk, és a karsztrendszerek integritásának védelmére ugyanúgy törekedjünk, mint az egyes karsztformákéra (*BC MINISTRY OF FORESTRY 2003*). Éppen ezért a karsztvizek mennyiségi és minőségi védelme a karsztos hidrológiai–földtani–ökológiai rendszer működésének, folyamatainak, viselkedésének megértése nélkül nem képzelhető el. Ennek egyik eszköze lehet a sérülékenységi becslés és térképezés is.

A sérülékenységi vizsgálatok több országban a törvényhozás részét képezik. Eredményeik nagy segítséget jelenthetnek a döntéshozatalban, kör-

nyezeti hatásvizsgálatoknál, illetve a fenntartható tájhasználat megszervezésében is.

Kutatásunk fő célja a karsztsérülékenység térképezésére kifejlesztett Szlovén módszer (Slovene Approach) magyarországi tesztelése tipikus nyíltkarsztos felszínen. A Postojnai Karsztkutató Intézetben kifejlesztett Szlovén módszer talajtani, kőzettani, meteorológiai, hidrológiai és geomorfológiai adatokat összegezve három faktorial dolgozik: O - fedő rétegek, C - beszivárgási viszonyok, illetve P - csapadékviszonyok. A három faktorról és altényezőikről a megadott pontszámítási módszer szerint egy-egy térkép készül térinformatikai eszközökkel, majd e térképek egymásra rétegzésével kapjuk meg a terület víztartó rendszerének sérülékenységi térképét.

Választott mintaterületünk a bükkfi Kis-fennsík keleti része. Ezen a Bükkfi Nemzeti Parkhoz tartozó területen jellegzetes karsztos formakincset: töbröket, barlangokat, forrásmésző-kiválásokat, szakadékdolinákat, karsztforrásokat találunk, melyek a Nemzeti Park értékes és védendő élettelen természeti értékei. Ezek adják a táj ökológiai rendszerének alapját, a foglalt karsztforrások vizei pedig jelentős szerepet játszanak Miskolc és a többi környékbeli település vízellátásában.

2. Sérülékenység, sérülékenységi térképezési módszerek

A sérülékenység fogalmának bevezetése Albinet, M. & Margaret, J. (1970) nevéhez fűződik, az első egyértelmű fogalommagyarázatot pedig S. Foster adta (LÓCZY 2006, MÁDLNÉ SZŐNYI 2009). Foster szerint a sérülékenység egyik összetevője azon hidraulikai tulajdonságok összessége, amelyek a szennyezők bejutását határozzák meg, a másik a felszín alatti rétegek kapacitása arra, hogy a szennyező anyagokat fiziko-kémiai folyamatok révén megkössék vagy hígítsák.

1997 és 2002 között működött a COST (European Cooperation in the Field of Scientific and Technological Research) nevű nemzetközi kutatási együttműködési program, amelynek célja egy egységes sérülékenységi megközelítés (módszertan és fogalommagyarázat) kidolgozása volt, elsősorban a különösen sérülékeny karsztos víztározókra vonatkozóan (MÁDLNÉ SZŐNYI 2009). Eredményeiket a továbbiakban sok kutató vette alapul munkájához. A COST Action 620 munkacsoport átvette a kétlépcsős vízvédelem elvét, ami alatt a vízvédelem két általános módját értjük: egyrészt a víztartó védelmét, ami a teljes víztartóra kiterjed, másrészt a forrás vagy vízbázis védelmét, ami pedig adott forrásra vagy kútra irányul. (Ugyanígy különböztetjük meg a víztartó sérülékenységét (resource

vulnerability) és a forrás vagy vízbázis sérülékenységét (source vulnerability)).

A belső sérülékenység (intrinsic vulnerability) a COST Action 620 használatában a felszín alatti víz antropogén szennyezőkkel szembeni sérülékenységét fejezi ki, figyelembe veszi a terület geológiai, hidrológiai és hidrogeológiai jellemzőit, de független az antropogén tevékenység természetétől, hatótényezője egy univerzális, vízben oldható elvi szennyező (DALY 2002). Ezzel szemben a specifikus sérülékenység (specific vulnerability) a felszín alatti víz egy bizonyos szennyezőre vagy szennyezőcsoportra vonatkozó sérülékenységét jelenti. Tekintetbe veszi a szennyező tulajdonságait és kapcsolatát a belső sérülékenység különböző komponenseivel.

A sérülékenységi térképek a vízvédelmi térképeknek azon fajtái, amelyek a „földtani, hidrogeológiai környezet szennyeződésekkel szembeni természetes védelmi képességét mutatják, nem ábrázolnak tényleges szennyezéseket és potenciális szennyező forrásokat” (MÁDLNÉ SZŐNYI 2009). A sérülékenység becslésére és térképi megjelenítésére számos módszert dolgoztak ki, többféle megközelítésben. A kvalitatív módszerek jellemzően nagyobb léptékben használhatóak. Számszerű mutatók nélküli minőségi osztályozással értékelik a sérülékenységet, itt tehát a releváns tényezők mentén előálló kombinációk leválogatása és tapasztalati besorolása történik. Kvalitatív módszerek például a táblázatos formában osztályozó mátrix rendszerek, a több tényezőt is értékelő, hierarchikus sorrendben felépített, folyamatábrával dolgozó módszerek, valamint a sérülékenységi sorrendek, prioritási listák (MÁDLNÉ SZŐNYI 2009). Félkvantitatív módszereknél ezzel szemben paramétereinkhez pontértéket is rendelünk, majd ezek súlyozása után szorzással vagy összeadással kapjuk meg a sérülékenységet jellemző végeredményt. A széles körben alkalmazott DRASTIC, EPIK módszerek, valamint az Európai és a Szlovén módszer is félkvantitatív módszerek. Kvantitatív, számszerű adatokkal dolgozó eljárások a folyamat alapú szimulációs modellek, és a különféle statisztikai módszerek (MÁDLNÉ SZŐNYI 2009).

A különböző módszerek tesztelése, validálása és további fejlesztése jelenleg is folyik. Fontos megjegyezni, hogy sérülékenységi vizsgálatok kivitelezése során becsléseket végzünk, amelyek bizonytalansága a modell és az adatok hibáiból is fakadhat. A vizsgálatok eredménye tehát relatív tájékoztatást ad.

A COST Action 620 munkacsoport a kapcsolódó definíciók pontosításán kívül kidolgozott egy általános, univerzálisan alkalmazható módszert belső sérülékenység és kockázat térképezéséhez, ez az Európai módszer

(European Approach). Részletes útmutatót, és pontos szabályokat nem ad meg, hanem egy keretrendszert kínál, ami alapja lehet specifikus, helyi viszonyokhoz igazodó módszerek kialakításának (DALY 1998).

A sérülékenységi vizsgálatok közül külön tárgyalást és eszközkészletet igényel a karsztos tájak felmérése, különösen a nyílt karsztoké. E helyeken a karsztos rendszerek jellegéből adódóan speciális beszivárgási és víz-áramlási viszonyok alakulnak ki, például egy víznyelőn keresztül a szennyezőanyagok közvetlenül a víztartóba juthatnak. Ilyen esetek kidolgozására is lehetőséget ad például a PI és az EPIK módszer, valamint az Európai módszerre épülő COP módszer. A Szlovén módszer az egyik legfrissebb ilyen jellegű eljárás, metodológiája a COP módszer továbbfejlesztett változatának tekinthető. A tesztelések során a többi módszerrel összehasonlítva igen szép eredményeket hozott. Bár alkalmazása sok adatot igényel, ezeket sok esetben könnyebben hozzáférhetőnek, könnyebben becsülhetőnek találtuk, mint más módszereknél. A Kis-fennsík részben nyíltkarsztos keleti területének térképezését ezzel a módszerrel végeztük el.

3. A Szlovén módszer

A Szlovén módszer belső sérülékenység térképezésére szolgál, alkalmazható víztartó, vagy forrás (vízbázis) vizsgálatára is (RAVBAR 2007). A Szlovén-karszton, a Podstenjšek-források vízgyűjtőjén tesztelték, az eredményeket víznyomjelzéses és statisztikai módszerekkel ellenőrizték, majd összehasonlították a Simplified Method, az EPIK, a PI, a COP módszerek eredményével. Alkalmazásának lépéseit a *I-IV. táblázat* foglalja össze.

A víztartó sérülékenységének számításához 3 faktort kell figyelembe venni:

- O faktor: fedő rétegek (overlying layers)
- C faktor: beszivárgási viszonyok (infiltration conditions)
- P faktor: csapadék-viszonyok (precipitation regime).

Az O faktor 1 és 15 közé eső szám, míg a C és P faktorok 0 és 1 közötti értéket vehetnek fel. A módszer multiplikatív, vagyis a tényezők összesorzásával jutunk el a végeredményhez. A sérülékenység számításának elve tehát az, hogy a fedő rétegek biztosította védő hatást a beszivárgási- és a csapadék-viszonyok védelmet gyengítő hatásával csökkentjük. Vízbázis sérülékenységének térképezéséhez még egy faktorra van szükség:

- K faktor: karsztos hálózat fejlettsége (karst network development).

O faktor				O érték = $O_S + O_L$				
Talaj (O_S)		Szövet, szerkezet		O pont	Védelem		O TÉRKEP	
		Vályogos, közetliszes	Agyagos, homokos		1	Nagyon alacsony		
Vastagság	> 1 m	5	5	2	Alacsony			
	(0,5-1 m]	3	2	(2-4]	Mérsékelt			
	(0,2-0,5 m]	1	0	(4-8]	Magas			
	[0-0,2 m]	0	0	(8-15]	Nagyon magas			
Kőzettan (O_L)				$O_L = \text{Réteg index} \cdot \text{cn}$				
Kőzettípus és töredezettség (ly)			Érték	Réteg index = $\Sigma(\text{ly} \cdot \text{m})$				
Agyagok			1500	Rétegenkénti vastagság (m)				
Aleuritok			1200					
Márgák, nem repedezett metapelitek és vulkáni kőzetek			1000					
Márgás mészkövek			500					
Repedezett metapelitek és vulkáni kőzetek			400					
Cementált vagy nem repedezett konglomerátumok és breccsák			100					
Homokkövek			60					
Alig cementált vagy repedezett konglomerátumok és breccsák			40					
Homokok és kavicsok			10					
Áteresztő bazaltok			5					
Repedezett karbonátos kőzetek			3					
Karsztosodott kőzetek			1					
Erősen karsztosodott területek			0,2					
Réteg index							Érték	
[0-250]							1	
(250-1000]				2				
(1000-2500]				3				
(2500-10000]				4				
>10000				5				
Fedettségi viszonyok (cn)				Érték				
Fedett				2				
Félig fedett				1,5				
Fedetlen				1				

A C faktor számítása
The C factor

C faktor	C pont		Védettség csökkenése		C TEREKÉP																														
	[0-0,2]		Nagyon magas																																
(0,2-0,4)		Magas																																	
(0,4-0,6)		Mérsékelt																																	
(0,6-0,8)		Alacsony																																	
(0,8-1]		Nagyon alacsony																																	
<p>Víznyelő utánpótlódási területén C érték = $dh \cdot ds \cdot sv + tv$</p> <p>* A vízgyűjtő többi részén C érték = $sf \cdot sv$</p>																																			
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Víznyelőtől való távolság (dh)</th> <th>Érték</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>≤ 10 m</td><td>0</td></tr> <tr><td>(10-100 m]</td><td>0,2</td></tr> <tr><td>(100-500 m]</td><td>0,4</td></tr> <tr><td>(500-1000 m]</td><td>0,6</td></tr> <tr><td>(1000-5000 m]</td><td>0,8</td></tr> <tr><td>> 5000 m</td><td>1</td></tr> </tbody> </table>		Víznyelőtől való távolság (dh)	Érték	≤ 10 m	0	(10-100 m]	0,2	(100-500 m]	0,4	(500-1000 m]	0,6	(1000-5000 m]	0,8	> 5000 m	1	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Víztükkörtől való távolság (ds)</th> <th>Érték</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>≤ 10 m</td><td>0 **</td></tr> <tr><td>(10-100 m]</td><td>0,5</td></tr> <tr><td>> 100 m</td><td>0,75</td></tr> </tbody> </table>		Víztükkörtől való távolság (ds)	Érték	≤ 10 m	0 **	(10-100 m]	0,5	> 100 m	0,75	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Időszakos változékonyság (tv)</th> <th>Érték</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>> 100 nap/év</td><td>0</td></tr> <tr><td>(10-100 nap/év]</td><td>0,1</td></tr> <tr><td>≤ 10 nap/év</td><td>0,25</td></tr> </tbody> </table>		Időszakos változékonyság (tv)	Érték	> 100 nap/év	0	(10-100 nap/év]	0,1	≤ 10 nap/év	0,25
Víznyelőtől való távolság (dh)	Érték																																		
≤ 10 m	0																																		
(10-100 m]	0,2																																		
(100-500 m]	0,4																																		
(500-1000 m]	0,6																																		
(1000-5000 m]	0,8																																		
> 5000 m	1																																		
Víztükkörtől való távolság (ds)	Érték																																		
≤ 10 m	0 **																																		
(10-100 m]	0,5																																		
> 100 m	0,75																																		
Időszakos változékonyság (tv)	Érték																																		
> 100 nap/év	0																																		
(10-100 nap/év]	0,1																																		
≤ 10 nap/év	0,25																																		
<p>* C érték = 1, ha a víz a karszton kívülre ömlik</p> <p>** Ha folyásnak felfelé > 5 km, ds = 0,25</p>																																			
Lejtőkategória és növényzet (sv)																																			
Lejtőkategória	Növényborítottság																																		
		Kevésbé sűrű	Sűrű	Kevésbé sűrű	Sűrű																														
	≤ 8%	0,7	0,8	1	1																														
	(8-31 %]	0,6	0,7	0,95	1																														
	> 31%	0,5	0,6	0,9	0,95																														
Kevésbé permeábilis vagy impermeábilis felszín			Permeábilis felszín																																
Felszíni karsztformák (sf)		Talaj alatt rétegek																																	
		Hiányzik	Permeábilis	Impermeábilis																															
Fejlett karsztformák		0,25	0,5	0,75																															
Alig fejlett vagy oldott formák		0,5	0,75	1																															
Repedezett kőzet		0,75	0,75	1																															
Karsztformák hiánya		1	1	1																															

3.1. Az O faktor

Az O faktor a fedő rétegek azon képességét fejezi ki, ami az esetleges szennyezők hatását mérsékli. Két fedő réteget veszünk figyelembe, a talajt és a telítetlen zónát¹.

¹ Telítetlen zónán a szerző a domborzat tengerszint feletti magasságának és a karsztvíztükkör feltételezhető tengerszint feletti magasságának különbségét érti (Ravbar, N. 2007. p. 167.).

A talajokban mechanikai, fiziko-kémiai és mikrobiológiai folyamatok vezetnek a szennyezők lebomlásához. Ezek hatékonysága erősen függ a tartózkodási időtől, vagyis attól, hogy mennyi időt tölt el az áramló víz az adott rétegben, ahol a szennyezőt lebontó folyamatok végbemehetnek. Az O_s faktor értékeléséhez a talajoknak három jellemzőjét vesszük figyelembe: a szövetet (azaz a szemcseméret-eloszlást), a vastagságot és a porozitást. Porozitásuk, szemcseméretük és permeabilitásuk alapján a vályogos és kőzetlisztes talajok védő funkcióját állapították meg magasabbnak, a homokos és agyagos talajokét pedig alacsonyabbnak. A meglévő korábbi módszereknél problémát jelenthetett a talajréteg vastagságának megadása, főleg erősen tagolt nyíltkarsztos felszíneken, ahol a talaj esetenként csak foltokban, vagy a kőzetek alkotta „zsebekben” van jelen, egészen változó vastagságban. A Szlovén módszer újítása az effektív talajvastagság bevezetése, ami azt az időtartamot fejezi ki, amíg a víz a talajon átszivárogva eléri az alapkőzetet.

Az O_L faktor megadásához a telítetlen zónát alkotó összes réteget kőzettípus és töredezettség szerint értékeljük, majd a réteg vastagságával szorozzuk. A telítetlen zóna közeztarétegeinek védő hatását ezen kívül még a fedettségi viszonyok befolyásolják, ezt a szempontot a cn altényező foglalja magában.

3.2 A C faktor

A C faktor azt fejezi ki, hogy a terület adott pontjának felszíni jellemzői a víz milyen mértékű beszivárgását teszik lehetővé. Minél több víz szivárog be a karsztba, annál nagyobb a valószínűsége egy szennyező bejutásának. A C faktor számításánál elkülönítjük a víznyelők utánpótlódási területét és a vízgyűjtő többi részét. A felszíni vizeket, illetve a vízelnyelődési helyek közvetlen környezetét különösen veszélyesnek értékelték, mert ezeken a helyeken a potenciális szennyezők egyenesen a karsztvízbe jutnak. Módosító tényezők a víznyelőtől való távolság (dh) és a felszín karsztvíztükörtől való távolsága (ds). A többi módszerhez képest újdonságot jelent, hogy az infiltrációs viszonyokba be lett építve a tv altényező, ami az időszakos változékonyságot fejezi ki. Erre azért volt szükség, mert indokolatlanul nagy területek kaptak „nagyon magas” sérülékenységi besorolást olyan víznyelők és medernyelők környezetében, amelyek csak időszakosan, netán csak kivételes csapadékesemények esetén aktívak.

A beszivárgási viszonyok értékeléséhez figyelembe vett további altényező a lejtőkategória és a növényzet (sv). Lejtőszázalék alapján három lejtőkategóriába történik a besorolás, ez a felszíni lefolyás mértékét befolyásolja erősen. A növényborítottság a felszíni visszatartást (interszepeció) befo-

lyásolja, ez alapján elégséges két kategóriát elkülöníteni: a sűrű, illetve kevésbé sűrű növényzettel borított területeket. Az sv altényezőnél ezeken kívül még a felszín vízáteresztő-képességét kell számításba vennünk.

3.3 A P faktor

A P faktor a csapadék azon képességét fejezi ki, hogy szennyezőket szállítson a felszínről a víztartóba. Értékére a lehulló csapadék mennyisége és intenzitása van hatással, meghatározásához egy 30 éves periódus napi csapadékkadataiból kell kiindulnunk. A számításba vett két altényező az esős illetve a viharos napok évi száma (*rd* és *se*), tehát amikor 20-80 mm, illetve 80 mm-nél több csapadék hull.

III. táblázat
Table III.

A P faktor számítása a Szlovén módszer szerint
The P factor according to the Slovene Method

P faktor		<table border="1"> <thead> <tr> <th>P pont</th> <th>Védettség csökkenése</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>[0,36-0,5]</td> <td>Nagyon magas</td> </tr> <tr> <td>(0,5-0,6]</td> <td>Magas</td> </tr> <tr> <td>(0,6-0,7]</td> <td>Mérsékelt</td> </tr> <tr> <td>(0,7-0,8]</td> <td>Alacsony</td> </tr> <tr> <td>(0,8-1]</td> <td>Nagyon alacsony</td> </tr> </tbody> </table>		P pont	Védettség csökkenése	[0,36-0,5]	Nagyon magas	(0,5-0,6]	Magas	(0,6-0,7]	Mérsékelt	(0,7-0,8]	Alacsony	(0,8-1]	Nagyon alacsony	P T É R K É P
P pont	Védettség csökkenése															
[0,36-0,5]	Nagyon magas															
(0,5-0,6]	Magas															
(0,6-0,7]	Mérsékelt															
(0,7-0,8]	Alacsony															
(0,8-1]	Nagyon alacsony															
<p>P érték = rd · se</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2">Esős napok (rd)</th> </tr> <tr> <th>20-80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként</th> <th>Érték</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>[0-10]</td> <td>1</td> </tr> <tr> <td>(10-20]</td> <td>0,9</td> </tr> <tr> <td>(20-50]</td> <td>0,8</td> </tr> <tr> <td>>50</td> <td>0,6</td> </tr> </tbody> </table>		Esős napok (rd)		20-80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként	Érték	[0-10]	1	(10-20]	0,9	(20-50]	0,8	>50	0,6			
Esős napok (rd)																
20-80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként	Érték															
[0-10]	1															
(10-20]	0,9															
(20-50]	0,8															
>50	0,6															
		<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2">Viharos napok (se)</th> </tr> <tr> <th>> 80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként</th> <th>Érték</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>[0-1]</td> <td>1</td> </tr> <tr> <td>(1-5)</td> <td>0,8</td> </tr> <tr> <td>>5</td> <td>0,6</td> </tr> </tbody> </table>		Viharos napok (se)		> 80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként	Érték	[0-1]	1	(1-5)	0,8	>5	0,6			
Viharos napok (se)																
> 80 mm/nap csapadékú napok átlagos száma évenként	Érték															
[0-1]	1															
(1-5)	0,8															
>5	0,6															

3.4. A víztartó sérülékenysége

Végül a három faktor értékeit összeszorozva kapjuk meg a sérülékenységi értéket, ami 0-tól 15-ig terjedő tartományba esik. Ez a tartomány öt sérülékenységi osztályra van osztva: az 1-es jelű a nagyon magas sérülékenységgű területeket jelöli, az 5-ös jelű pedig a nagyon alacsony sérülékenységgűeket.

A víztartó sérülékenységek számítása
Assessment of the resource vulnerability classes

Víztartó értéke = O pont x C pont x P pont

Víztartó értéke	Víztartó index	Sérülékenységi osztályok	VÍZTARTÓ SÉRÜLÉKENYSÉGI TÉRKÉPE
[0-0,5]	1	Nagyon magas	
(0,5-1]	2	Magas	
(1-2]	3	Mérsékelt	
(2-4]	4	Alacsony	
(4-15]	5	Nagyon alacsony	

A Szlovén módszer a víztartó sérülékenységek becslésén túl további térképek létrehozására is biztosít eszköztárat, ezek:

- forrás- vagy vízbázis-sérülékenységi térkép (source vulnerability map)
- veszélyforrás-térkép (hazard map)
- fontossági térkép (importance map)
- kockázat-intenzitási térkép (risk intensity map)
- teljes kockázat térképe (total risk map).

3.5. Módosítás a COP módszer felhasználásával

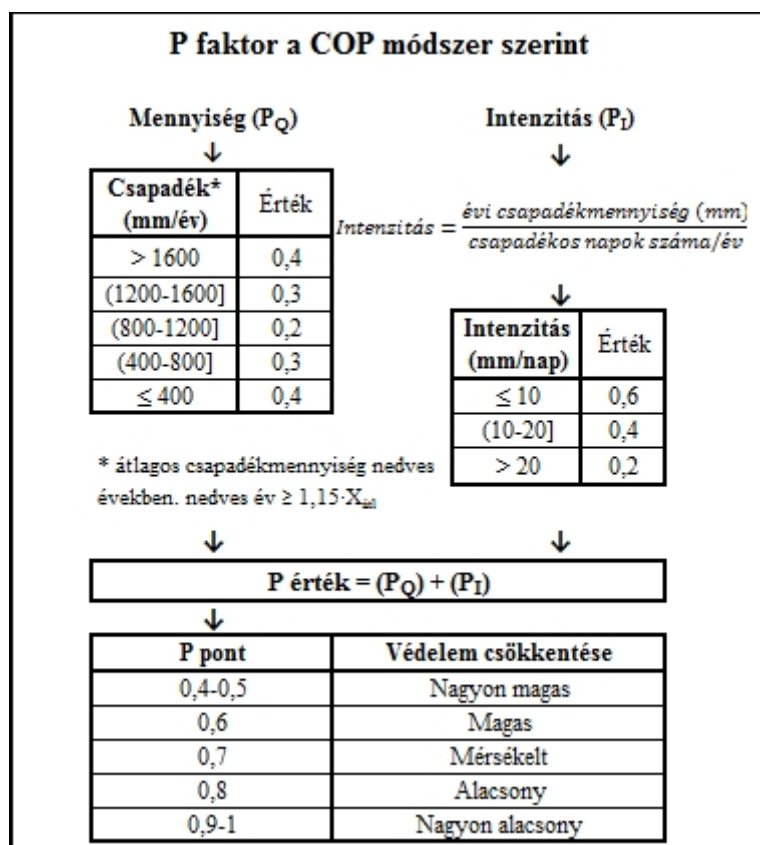
A Szlovén módszert hazánknál csapadékosabb területekre dolgozták ki, a helyi éghajlati adottságokhoz igazodva (a tesztelt vízgyűjtőn az évi csapadékmennyiség 1500-1600 mm között mozog). A jelentős különbség a csapadékviszonyok (P faktor) értékelésénél okoz problémát: a javasolt kategóriák léptéke a hazai csapadékok értékelésére nem tűnt megfelelőnek. Ezért indokoltnak tartottuk ezen a ponton újabb számolást végezni a Szlovén módszer alapját képező COP módszerrel. A két módszer a P faktort ugyanolyan kategóriákkal és értékekkel, hasonló séma alapján építi be a sérülékenység egyenletébe, csak a P érték számolásának módja különbözik. Itt a nedves évek átlagos csapadékmennyiséghez rendelt értéket adjuk össze a

csapadék intenzitását kifejező
$$\text{Intenzitás} = \frac{\text{évi csapadékmennyiség (mm)}}{\text{csapadékos napok} \cdot \frac{\text{szélesség}}{60}}$$
 egyenlet

eredményéhez rendelt értékkel. Ettől a módosítástól azt vártuk, hogy a P térkép finomodjon valamelyest, és jobban közelítse a csapadék-viszonyok sérülékenységet csökkentő hatását.

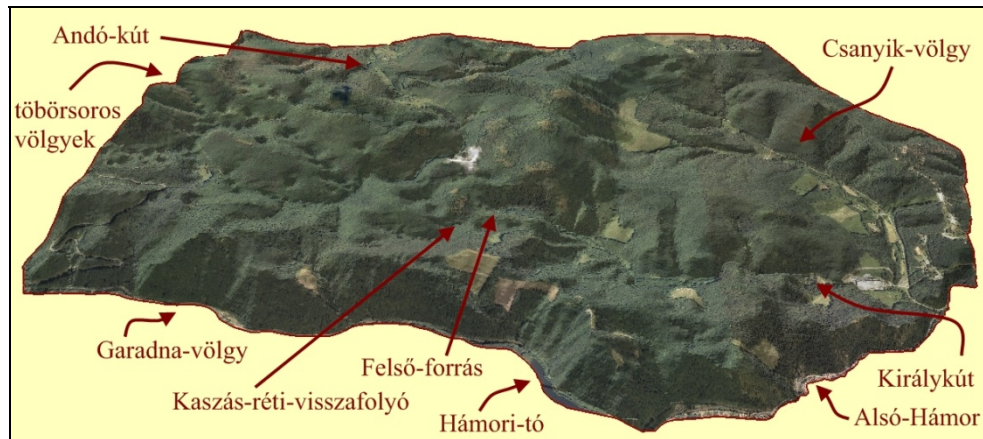
V. táblázat
Table V.

A P faktor számítása a COP módszer szerint.
The P factor according to the COP method



4. A vizsgálati terület

A sérülékenységi térképezés elvégzéséhez feltétlen szükséges a vizsgálati terület alapos ismerete. A sérülékenységet alapvetően befolyásoló tényezőket (kőzetan, hidrogeológia, hidrológia, geomorfológia, talajtan, meteorológia, vízkémia és felszínborítás) szakirodalmak, meteorológiai adatsorok, tematikus térképek, terepi megfigyelések és laborvizsgálatok alapján igyekeztünk minél jobban körbejárni.



1. ábra: A vizsgált terület domborzatmodellje 2x-es függőleges torzításban. Jól kirajzolódnak a Forrás-völgybe torkolló töbör soros völgyek.

Fig. 1: Digital elevation model of the test site (vertical exaggeration: 2x)

5. Alkalmazás

A vizsgált terület sérülékenységi térképe az ArcGIS 9.3 térinformatikai szoftver segítségével készült el. A térképezés során felhasznált alaptérképek, adatok:

- topográfiai térképek (1:10000 méretarányú EOY- térképek, szelvényszámok: 87-242; 88-131)
- A Bükk hegység földtani térképe. 1:50000. Szerk.: Less György. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2002
- 1:100000-es méretarányú földtani térkép (forrás: <http://mafiloczy.mafi.hu/Fdt100>)
- Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000) (PELIKÁN P.-BUDAI T. 2002)
- 2005-ös légifotók
- csapadékmérő állomások adatai az OMSZ Éghajlati Szolgáltató Osztály információi alapján
- a Bükk csapadékszónáit ábrázoló térkép (IZÁPY- MAUCHA 1992)

O faktor

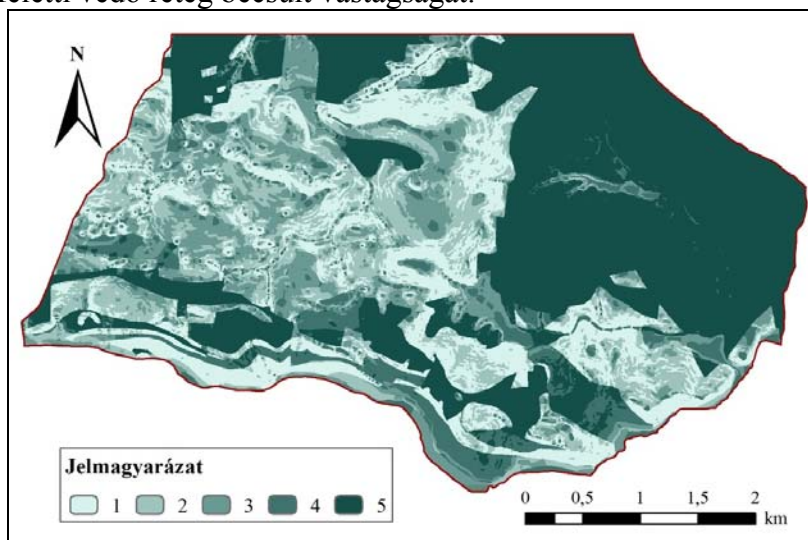
- O_5 altényező (talaj)

A talaj jellemzőinek és vastagságának meghatározásához egy általánosabb jellegű leírásból (DOBOS 2002) és nagyobb léptékű talajtérképekből indulunk ki. Ezt egészítettük ki a terület bejárásakor, zömében a dolinák környe-

zetében végzett szűrőbotos mélységmérésekből, valamint a lejtőszög és a talajréteg vastagsága közötti összefüggésből levonható következtetésekkel.

- O_L altényező (kőzettan)

Az O_L altényező értékelésének alapját a Bükk hegység 1:50000-es és 1:100000-es méretarányú földtani térképe adta. Az l_y és c_n altényezőket (kőzettípus és töredezettség, valamint fedettségi viszonyok), a formációk leírása alapján formációnként értékeltük. A negyedidőszaki képződményeknél az l_y értéket a körülöttük lévő kőzet anyaga szerint adtuk meg. A védő réteg vastagságát (m) két lépésben kaptuk meg. Az 1:10000-es topográfiai térkép alapján vektoros térbeli modellt hoztunk létre, majd egy közelítő pontosságú másik felszín is kialakítottunk a felszín alatti víztükör tengerszint feletti magasságáról. Ehhez a terület forrásainak fakadási szintjét és fúrások adatait használtuk fel. Végül a két felület különbségéből kaptuk meg a víztükör feletti védő réteg becsült vastagságát.



2. ábra: Az O faktor térképe

Jelmagyarázat: A védelem foka 1. nagyon alacsony, 2. alacsony, 3. mérsékelt, 4. magas, 5. nagyon magas

Fig.2: Map of the O factor

Legend: Protection value 1. Very low, 2. Low, 3. Moderate, 4. High, 5. Extreme

C faktor

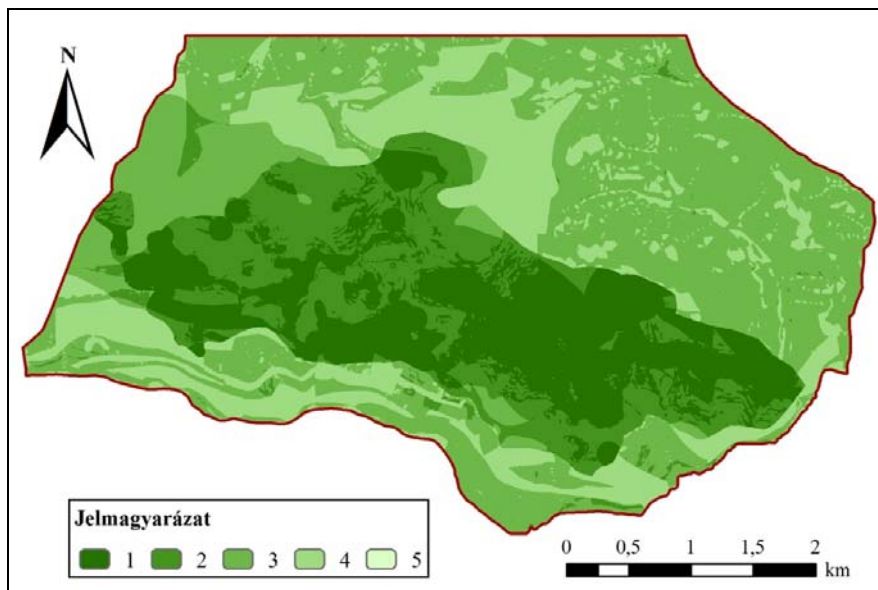
A beszivárgási viszonyok értékeléséhez először pontként ábrázoltuk a területen található 17 víznyelőt, majd ezek vízgyűjtő területeit lehatároltuk. Az utánpótlódási területen belül a d_h altényező (víznyelőtől való távolság) megállapításához a víznyelők környezetében a megadott sugarakkal pufferezónákat hoztunk létre, melyek átfedő részeit azután egyesítettük.

A víztükörtől való távolság (d_s) megadásához az előbbieken elkészített, vízmélységet ábrázoló térképet használtuk fel, csak kevésbé finom beosztásban, hiszen a d_s érték mindössze három kategóriát különít el.

A Szlovén módszer újítása a víznyelők időszakos változékonyságának figyelembe vétele a tv altényező bevezetésével. A területen csak a Kaszás-réti-visszafolyó működik állandóan, a többi csak közepesnél nagyobb vízállások esetén. Így a Kaszás-réti-visszafolyó topográfiai térkép alapján kijelölt felszíni vízgyűjtő területe kapott 0 értéket (100 napnál többször aktív egy évben), a terület többi részéhez pedig egységesen 0,1-es értéket rendeltünk (10-100 aktív nap/év).

Az sv altényezőhöz a lejtőszázalékot a szintvonalakból képzett vektoros 3D-s felület (TIN) alapján számoltuk, majd a kapott értékeket a megfelelő lejtőkategóriákba soroltuk. A növényborítottság értékeléséhez részletes felszínborítottság-térkép készítésére nem volt szükség, hiszen az sv altényező csupán két kategóriát különít el: sűrű, illetve kevésbé sűrű növényborítottság. Előzőhöz tartoznak az erdők, a karsztbokorerdők, másodikhoz a művelt területek (szántók, kaszálók, füves területek, mezők), utak és beépített területek. Ezt a felosztást a 2005-ben készült légifotók és a terepi bejárás alkalmával készített feljegyzések alapján végeztük el.

A víznyelők utánpótlódási területén kívül eső részen a beszivárgási viszonyok értékeléséhez az előbbi sv altényezőt és a felszíni karsztformák fejlettségét jellemző sf altényezőt kell összeszoroznunk.



3. ábra: A C faktor térképe

Jelmagyarázat: Védelem csökkentése 1. nagyon magas, 2. magas, 3. mérsékelt, 4. alacsony, 5. nagyon alacsony

Fig.3: Map of the C factor

Legend: Reduction of protection 1. Extreme, 2. High, 3. Moderate, 4. Low, 5. Very low

P faktor

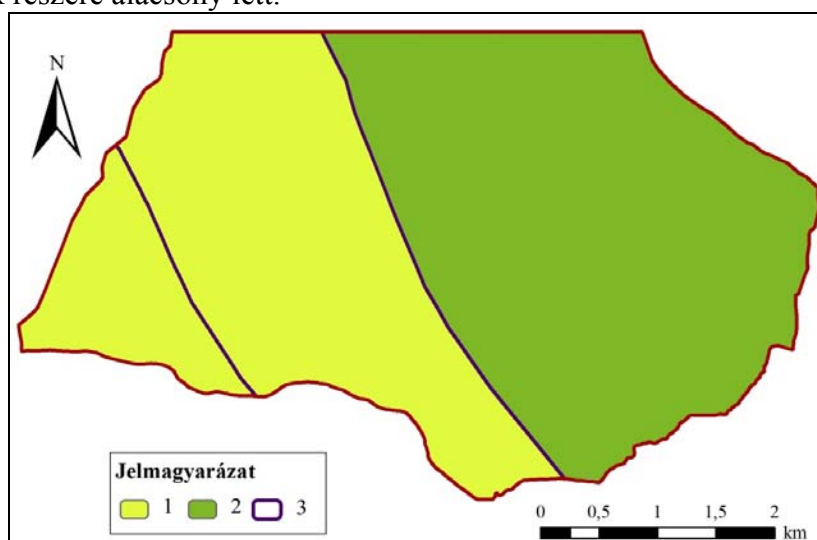
A Bükk csapadékszónáit ábrázoló térkép és a csapadékmérő állomások adatai alapján a vizsgált területet három zónára osztottuk, az elsőre a szentléleki, a másodikra a lillafüredi, a harmadikra a diósgyőri állomás adatait terjesztetjük ki. A Szlovén módszer metodikáját követve a P faktor az egész területre egységesen 1-es értéket vesz fel, hiszen az rd és az se érték (esős illetve viharos napok évi száma) is 1 lesz az egész területre.

VI. táblázat
Table VI.

A csapadékmérő állomások adatainak átlaga: esős és viharos napok évi száma
Datas of the precipitation measurement points: rainy days and storm events per year

Év	Állomás							
	Lillafüred		Szentlélek		Diósgyőr		Garadna-völgy	
	> 20 mm	> 80 mm	> 20 mm	> 80 mm	> 20 mm	> 80 mm	> 20 mm	> 80 mm
1954-1984							4,677	0,000
1979-2009	8,968	0,161	7,484	0,161	5,161	0,032		

Megfelelőbb megoldásnak tűnt a hasonló rendszerben dolgozó COP módszer P érték-számítását alkalmazni, figyelembe véve, hogy a Szlovén módszert ennél csapadékosabb területekre dolgozták ki. Így a csapadékviszonyok védelmet csökkentő hatása a terület egyik részére nagyon alacsony, másik részére alacsony lett.



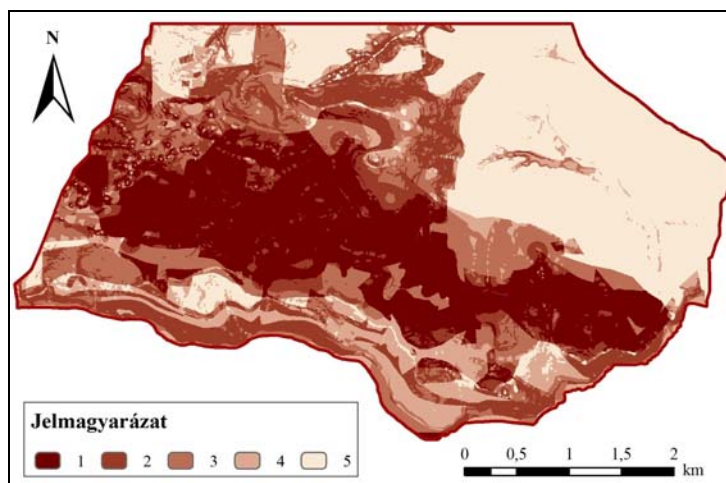
4. ábra: A P faktor a COP módszer szerint

Jelmagyarázat: A védelem csökkentése 1. alacsony, 2. nagyon alacsony. 3. csapadékszónák határa
Fig. 4: P map according to the COP method.

Legend: Reduction of protection 1. Very low, 2. Low. 3. Precipitation zones

Vízirtó sérülékenysége

Az utolsó lépés a C, O és P térképek értékeinek összeszorozása volt, majd a szorzatokat a megfelelő kategóriákba rendezve kaptuk meg a sérülékenységi osztályokat, és a vízirtó sérülékenységi térképét (felbontás: 3 m/pixel).



5. ábra: A vizsgált terület sérülékenységi térképe

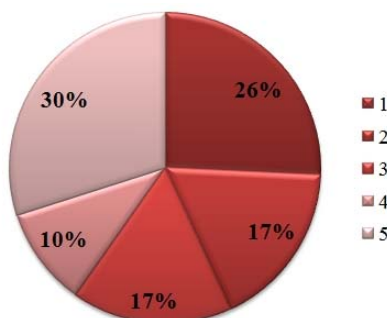
Jelmagyarázat: A vízirtó sérülékenysége: 1. Nagyon magas, 2. Magas, 3. Mérsékelt, 4. Alacsony, 5. Nagyon alacsony

Fig.5: Resource vulnerability map of the test site

Legend: Vulnerability degree: 1. Extreme, 2. High, 3. Medium, 4. Low, 5. Very low

6. Az eredmények értékelése

A kapott térkép alapján a vizsgált terület körülbelül negyede kapott nagyon magas sérülékenységi besorolást, nagyon alacsonyat pedig 30%. Tekintélyes rész, 17%-17% minősült azonban magas, illetve mérsékelt sérülékenységűnek.



6. ábra: Sérülékenységi osztályok területi eloszlása

Jelmagyarázat: 1. nagyon magas, 2. magas, 3. mérsékelt, 4. alacsony, 5. nagyon alacsony sérülékenységű területek

Fig. 6: Percentage surface area for each vulnerability class
Legend: 1. Extreme, 2. High, 3. Moderate, 4. Low, 5. Very low

A térképen magas sérülékenyséű foltként jól kirajzolódik a Kis-fennsík nyíltkarsztos felszíne, amelyen a vízbeszivárgási helyek környezete, a töbörös völgyek, a körülbelül egy tengely mentén kialakult víznyelők utánpótlódási területe alkotják a nagyon magas sérülékenyséű területeket. A fedetlen, meredek garadnai völgyoldal, aljában a Garadnával és a Hámo-ri-tóval szintén nagyon magas sérülékenyséű. Élesen kirajzolódik a Forrás-völgy is, ahol a kezdetben szurdokszerű völgyoldal csupasz sziklakibukkanásai mellett a Felső-forrásból kiinduló, Királykút felé tartó medernyelő okozza a nagyon magas sérülékenységet. A terület déli részén a földtani térképhez hasonlóan jól kivehetőek a majdnem függőleges helyzetű kőzetrétegek okozta különbségek (karsztosodó kőzetek és vízzáró rétegek váltják egymást). A Lillafüredtől ÉK-re lévő vízzáró rétegek zónája nagyon alacsony sérülékenyséű. Kivételt a Csanyik-völgy képez, ahol a felszíni vízfolyással együtt a felszín alatti vizek is elszennyeződhetnek.

7. Összefoglalás

Munkánk végeredményeként az előzetes várakozásoknak megfelelő, jól értelmezhető, finom mintázatú térképet kaptunk. A csapadékviszonyok javasolt értékelése viszont a szlovén és a hazai időjárási különbségek miatt nem tűnt a legmegfelelőbbnek. Ennél a tényezőnél jól bevált a hasonló rendszerű COP módszer szerinti helyettesítés. Tapasztalataink szerint a szükséges információk birtokában, kisebb módosítással a Szlovén módszer hazai körülmények között is jól alkalmazható.

A továbbiakban természetesen hasznos lenne a sérülékenységi becslési módszerek továbbfejlesztése, további tesztelése és hazai viszonyokhoz történő minél jobb adaptációja. Fontos szempont lenne a lehető legszélesebb körben való alkalmazhatóság is. A továbbfejlesztett módszer ellenőrzését különböző validálási eljárások (statisztikai módszerek, víznyomjelzéses mérések) segítségével, illetve az eredmények összehasonlító elemzésével lehetne elvégezni.

IRODALOM

BC MINISTRY OF FORESTRY (2003): *Karst Management Handbook for British Columbia*. - Ministry of Forestry, Victoria, BC., 81 p.

DALY, D. et al. (1998): COST 620 „Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers”

http://www.argenco.ulg.ac.be/GEO3_Hydrogeologie/pdf/COST_620.pdf

- DALY, D.-DASSARGUES, A.-DREW, D.-DUNNE, S., GOLDSCHIEDER, N.-NEALE, S.-POPESCU, I. C.-ZWAHLEN, F.* (2002): Main concepts of the „European approach” to karst vulnerability assessment and mapping. - *drogeology Journal* 10. p. 340-345.
- DOBOS E.* (2002): Talajtakaró. - In: BARÁZ Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek. – Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. p. 149-153.
- LÓCZY D.* (2006): Nemzetközi áttekintés a karsztok sérülékenységének minősítési módszereiről. - *Karsztfejlődés XI. Szombathely* 2006. p. 209-221.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J.* (2009): Felszín alatti vízkészletek sérülékenységének meghatározása - in SZŰCS P. et al. (eds.): *Vízkészletvédelem: A vízminőség-védelem aktuális kérdései.* Bíbor Kiadó, Miskolc, p. 187-237.
- PELIKÁN P.-BUDAI T.* (szerk.) (2002): A Bükk-hegység földtana. Magyar-
rázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000). - Magyar Állami Föld-
tani Intézet, Budapest.
- RAVBAR, N.* (2007): The protection of karst waters: a comprehensive Slovene approach to vulnerability and contamination risk mapping.- ZRC Publishing, Ljubljana, 254 p.

**TERMÉSZETI ÉS ANTROPOGÉN HATÁSOK VIZSGÁLATA A
TAPOLCAI-KARSZT EPIKARSZTOS RENDSZERÉBEN.**

¹MÓGA JÁNOS – ²KISS KLAUDIA – ¹SZABÓ MÁRIA – ³KÉRINÉ
BORSODI ANDREA – ¹KÉRI ANDRÁS – ¹MARI LÁSZLÓ – ³KNÁB
MÓNIKA – ¹IVÁN VERONIKA

¹ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sé-
tány 1/c, jmoga@freemail.hu
²ELTE TTK, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest Pázmány
P. sétány 1/c,
³ELTE TTK Mikrobiológiai Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

Abstract. The caves in Hungary have been protected for a long time. The law about natural conservation says, that all known and unknown caves in our country are ex lege protected. This means, that only the caves themselves are under protection, but the areas above them are still not. The territories above the caves can be state owned or private properties, and different economical activities can be conducted on them. These human activities endanger the caves. The damages and pollution of caves take place through the karst's epikarstic systems which are in direct connection with the surface. Therefore, it has a special significance to reveal the natural processes taking place in epikarstic systems and to analyze the changes due to human impacts. Our research group gathered in order to study the karstological processes within the karst ecological system. The main aim is the interdisciplinary examination of epikarst system above the surface of the Tapolca caves. Studying the changes in karstic natural environment we chose the Tapolca karst in the Bakony mountain. This location is ideal for our multiple re-searches, because the changes in hydro- bio- and pedosphere can be tracked down at the same time.

Bevezetés

A Magyarországi barlangok hosszú ideje a törvény védelme alatt állnak. A törvény kimondja, hogy minden ismert és még fel nem tárt barlang az országban ex lege védett. Ez azt jelenti a gyakorlatban, hogy minden barlang védett, de a felette lévő terület nem. Ezek a területek lehetnek állami tulajdonban vagy magánkézben, ahol különböző gazdasági tevékenységeket folytatnak, amelyek veszélyeztethetik a barlangot (MÓGA-HORVÁTH 2004, PARISE 2010, PARISE-PASCALI 2003). A karsztok sérülése és szennyeződése a karsztok felszínnel érintkező epikarsztos rendszerein keresztül valósul meg (FORD-WILLIAMS 2007, LÓCZY 2006). Éppen ez adja különleges jelentőségét, ezért fontos az epikarsztos rendszer természeti folyamatainak és antropogén hatásokra bekövetkező változásainak vizsgálata (KEVEINÉ

BÁRÁNY 2005, 2007, SAMU-KEVEINÉ BÁRÁNY 2008, MÓGA et al 2010. SZABÓ et al. 2010).

A karsztökológiai rendszerben lejátszódó bonyolult folyamatok és rendszerkapcsolatok vizsgálata céljából állt össze kutatócsoportunk, amely a nagy rendszer felszín közeli részének, az epikarsztnak interdiszciplináris kutatását tervezi. E vizsgálatok kiterjednek az abiotikus rendszer elemeire, (a talaj és a karsztos fedőüledékek vizsgálatára, a víz, talajlevegő és kőzet kölcsönhatásainak vizsgálatára az epikarszt szintjében), valamint magukba foglalják a felszín és az epikarszt biogén tényezőinek (felszín növényborítás, talajélet, főképpen a mikrobiális összetétel változásainak) karsztkorróziós folyamatokra gyakorolt hatásvizsgálatát.

E tanulmányunkban egyrészt a tájhasználattal összefüggő változásokról, másrészt a Tapolcai-karszton az epikarsztos rendszerben végzett kutatásainkról adunk számot. A tanulmányunkban felvázolt epikarsztos kutatások eredményei megalapozhatják, ill. eredményesebbé tehetik a Balatonfelvidéki Nemzeti Park felügyelete alatt álló barlangok és egyéb természeti értékek megőrzését szolgáló szakszerű természetvédelmi kezelést.

A Tapolcai-karszt hazánk egyik legérzékenyebb területe, aligha van még egy olyan karsztos táj Magyarországon, ahol az emberi tevékenységből származó hatások olyan sokrétűen és koncentráltan jelentkeznek, mint ott:

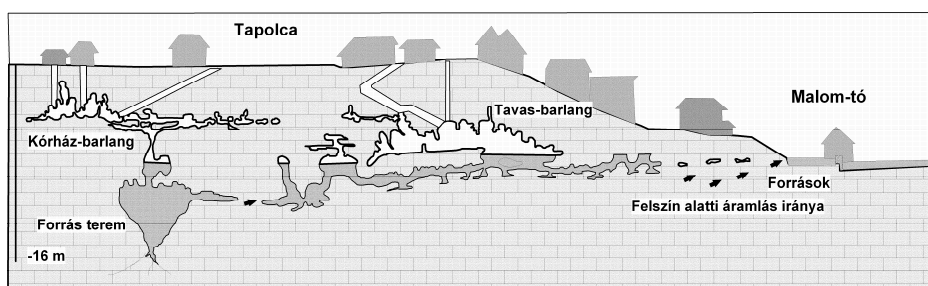
Felszínén nyíltkarsztos és fedett karsztos területek váltakoznak mozaikszerűen, területének nagy része fokozottan érzékeny és sérülékeny!

A felszín alatt mindössze 12-15 m mélyen húzódik a 2010. évi új felfedezésekkel együtt ma már több mint 9 km hosszúságban ismert barlangrendszer (Tavas-, Kórház- és Berger Károly-barlang, időközben az utóbbi kettőt sikerült összekapcsolni), melynek járatai a freatikus övben alakultak ki (1. ábra). A magasabban húzódó járatai szárazak, a mélyebben fekvő folyosókat viszont teljesen kitölti a karsztvíz, amely Magyarország legnagyobb és legszebb földalatti természetes tavait alakította ki a barlangrendszer középső szintjén, amelyek könnyen elszennyeződhetnek a beszívargás révén. A Tapolcai-barlangrendszer járatai felett egy város éli mindennapjait, lakói sokféle gazdasági tevékenységet folytatnak, amelyek káros hatásaitól meg kell védeni a barlangokat és a karsztos rendszereket (1. kép).

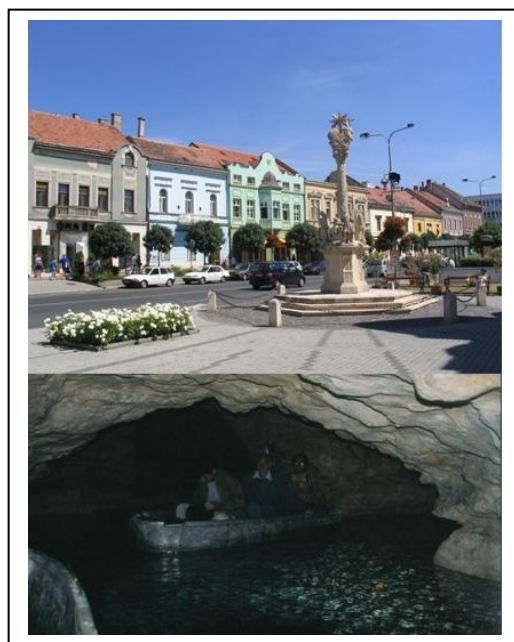
A Tapolcai-karszt felszíni vízfolyásai a Balaton vízgyűjtőjéhez tartoznak, így a Balaton törvény hatálya alá esnek.

Az egész karsztos táj a Balaton-felvidéki N. P. határain kívül esik, így olyan hatások is érik, amelyek nemkívánatosak a nemzeti park területén, s emiatt kiszorultak onnan, viszont a Tapolcai-karszton koncentráltan jelennek meg.

Mindezek miatt megkülönböztetett figyelmet és bánásmódot érdemelne a Tapolcai-karszt. Sajnálatos azonban, hogy a Tapolcai-karszt egyéb hazai karsztos tájainkhoz képest minden tekintetben elhanyagoltnak tűnik. A tájhasználat a XX. században jelentős változásokon ment át. Az utóbbi évtizedekben a szabályozások hiánya vagy kijátszhatósága, a privatizáció és a részben spontán folyamatok során napjainkra kialakult tájhasználat miatt sok tekintetben nem környezetbarát, nem fenntartható és messze nem veszi figyelembe a karsztos táj sérülékenységét.



1. ábra. A Tavasz-barlang és a Kórház-barlang járatai Tapolca alatt. Szabó Z. nyomán
 Fig. 1. Passages of Lake cave and Hospital cave beneath Tapolca city. modified after Szabó Z.



1. kép. 15 méterrel Tapolca alatt egy 9 km hosszú barlangrendszer húzódik, melyben tavak találhatóak.
 Picture 1. 15 meters below Tapolca city there is a 9 km long cave system with lakes.

Célkitűzés, módszertan

A Tapolcai-karszton végzett vizsgálataink során a mintaterületet ért antropogén hatások sokrétű feltérképezése volt a cél. A felszíni vizek minősítése a biológiai vízminősítés segítségével, ill. laborban végzett vízvizsgálatokkal történt (SZABÓ et al. 2010). A karsztos talajokban (fedő üledékekben) részben talajfűréssekkel történt a mintavételezés, másrészt nagyméretű talaj monolitok kiemelésével. A monolitokon és a kismintákon eső szimulációs kísérleteket állítottunk össze. A talaj monolitok és a rajtuk átszivárgó talajoldat fiziko-kémiai (szemcseösszetétel, kémhatás, humusz- és karbonát tartalom, pH stb.), valamint mikrobiológiai paramétereit vetettük össze. A karsztos tájváltozásokat terepi felmérésekkel, ill. térinformatikai módszerekkel, több időszokban a fedettség változásának nyomon követésével vizsgáltuk.

A Tapolcai-karszt földtani felépítése és morfológiája

A Tapolcai-karszt a Keszthelyi-hegység és a Balaton-felvidék között medenceszerűen elhelyezkedő, főleg szarmata mészkőből (Tinnyei Formáció) felépülő kistáj, Magyarország legtipikusabb medence helyzetű karsztja (MÓGA 2004), ahol a karsztosodó mészkő közel vízszintesen fekvő rétegsorra alig emelkedik ki a Tapolcai-medence átlagos felszínéből. Tengerszint feletti magassága 120-160 m. A medence aljzatát a Fődolomit Formáció és a Sédvölgyi Dolomit Formáció alkotja, mely Zalahaláp–Diszel–Sáska között felszínre bukkan, és a karsztvidék átlagos felszínénél kissé magasabb rögcsoportot alkot. Ez a felsőkréta kúp-karsztos peneplén maradványait rejtő, lecsontolt tönkös sasbércekből álló terület a Tapolcai-karszt legváltozatosabb morfológiájú része, ahol paleokarsztos és recens felszínformák egyaránt előfordulnak. Felszínén kisebb-nagyobb kúpok és kőbörcök váltakoznak sekély töbrökkel. A Nyirád, Halimba környéki bauxittal fedett paleokarsztos felszínhez hasonlóan, de csak nyomokban itt is előfordul bauxit az egykori trópusi éghajlaton képződött karsztos töbrökben. A kisméretű, sekély töbrök legnagyobb számban a dolomit és a szarmata mészkő határán, a Tücsöknyerítő-dombok és a Füttyő lika között alakultak ki; helyenként sorokba rendeződtek, máshol a szomszédos töbrök összeolvadásával nagyobb méretű karsztos mélyedéseket, uvalákat alkotnak (FUTÓ 2003, MÓGA et al. 2010).

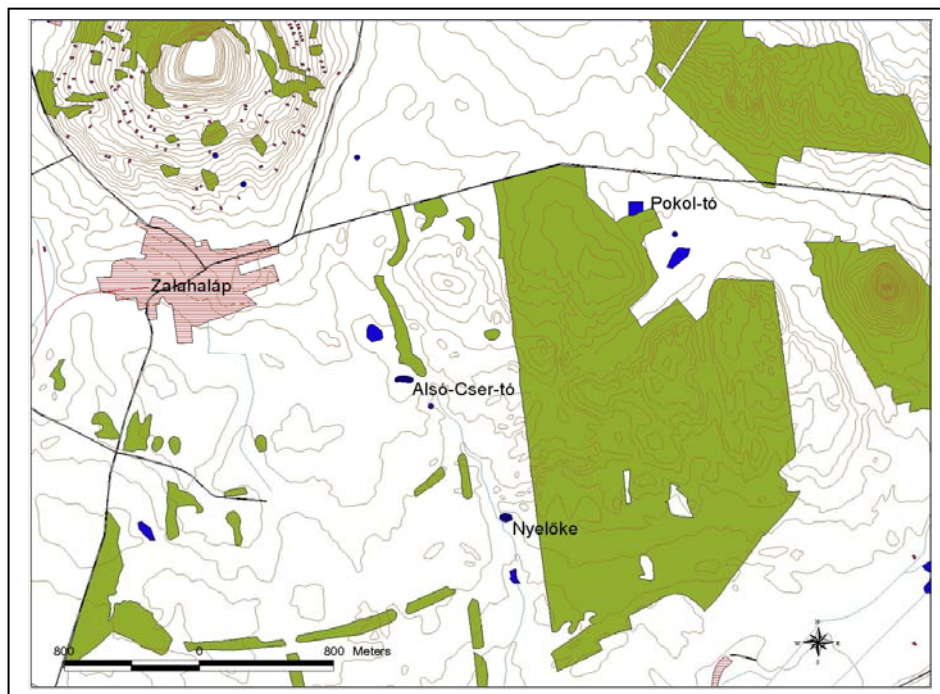
A karsztosodott triász dolomit felszínét 13-16 millió éve, a középső-miocén bádeni korszakában tenger borította el. A tengeri üledékképződés során létrejött szarmata mészkő (Tinnyei Formáció) alkotja ma a karszt fő

tömegét. A cerítiumos szarmata mészkő gyengén sós vizű tengerből ülepedett le, agyagos és meszes rétegek váltakozásából áll, vízáteresztő és vízzáró rétegek váltakoznak benne. Felszínét foltokban felsőpannon homok (Somlói Formáció) és pleisztocén-holocén alluviális-deluviális homokos, agyagos üledékek fedik (BUDAI et al. 1999).

A terület középső részén pár cm vastag vörös agyag takarós térszínnek és karsztkopáros foltok váltakoznak. A szarmata rétegek Tapolcától egészen a Véndek-hegy és a Haláp bazaltkúpjáig terjednek. A sekély mészkőtábla alig emelkedik ki a környezetéből, csekély szintkülönbség jellemzi, karsztos felszínformái nem látványosak, sekély töbrökből álló töbrösorok, töbröszerű mélyedések, kisebb víznyelők, a nyíltkarsztos térszíneken gyökérkarrok jellemzik. A porózus szerkezetű mészkőtáblában a karsztvíz szintje egész évben a felszín közelében húzódik, mely magas vízállásnál a felszínre emelkedik, és időszakos karsztforrásokat táplál (Alsó–Cser-tó forrása, Füttyőlika-forráskút, stb.). Zalahaláp közelében két időszakos vizű tó alakult ki vízzáró rétegekkel kibélelt karsztos mélyedésben (2. ábra).

A Tapolcai-karszt felszínének enyhe délies lejtése miatt a rajta kialakult vízfolyások (napjainkban inkább aszóvölgyek) dél felé tartanak. A Felső- és Alsó–Cser-tó forrásából kiinduló időszakos vízfolyás táplálja a karsztfennsík legjelentősebb víznyelőjét, a Nyelőkét, mely egy nagy méretű töbrő alján nyílik. A víznyelő nyílása eltömődött, így huzamosabb ideig víz borítja az alját. A kis patak napjainkban azonban ritkán éri el a víznyelőt, vize már fél úton elnyelődik a köves mederben. A víznyelő felé tartó patakmeder az év nagy részében száraz, a mészkőfelszínbe markánsan bevágódott aszóvölgy pereme azonban szárazon is jól felismerhető. A Tapolcai-fennsík északi részén, bazalttal határos karsztperemen alakult ki a Pokol-tó zárt mélyedése, melyet egy északról érkező kis ér táplál hóolvadások után, ill. az év csapadékos időszakában (2. ábra).

A karsztvidék Tapolcával határos területét köves gödrök, beszakadások jellemzik. Az erősen karsztosodott szarmata mészkőben kialakult szakadéktöbrök, üregek egyik legismertebb képviselője a zalahalápi út mentén a 102 m hosszú, 12 m mély, szabályos alakú, 25 m átmérőjű beszakadás, a Kincses-gödör, mely nagyobb esőzéseknél megtelhet vízzel. Valószínűleg a felszín alatt húzódó barlangrendszer egyik szakaszának beszakadásával alakult ki a tapolcai kórház melletti mélyedés is, melyet éppen ezért nem építettek be, hanem futballpályaként (TIAC pálya) hasznosítottak. A berogyás helyét a néhány évvel ezelőtt épült Hotel Pelion foglalja el. A karsztrendszer fő kifolyó helye a Malom-tó forrása Tapolcán.



2. ábra. A Tapolcai-karszt a vizsgálati helyszínekkel
 Fig. 2. The reference sites on the Tapolca-karst

A leglényegesebb tájváltozások

A felszín domborzatának degradációja elsősorban a bányászati tevékenységekhez kapcsolódik, melyek közvetlenül és közvetve is jelentős változásokat eredményeztek a karsztos táj felszínén és a felszín alatt is. A Tapolcai-karszt jelentős ásványkinccsel nem rendelkezik, de a területén előforduló könnyen kitermelhető és építőipari célokra jól használható mészkő bányászata évszázadok óta tart. A számos helyen megnyitott kisebb méretű, napjainkra már felhagyott bányagödör arra utal, hogy a kis kőfejtők helyi igényeket elégítettek ki. A legkisebb szállítási út elérése miatt minden település határában a legközelebbi alkalmas helyen nyitottak kőbányát, némelyik település határában többet is.

A felszín domborzatára a bányászati célú (montanogén) tájalakítás (ERDŐSI 1979) mellett a II. világháború utáni évtizedekben kialakult sajátos tájhasználat nyomta rá a bélyegét. A karsztos tájat a honvédség katonai gyakorlótérként hasznosította, mely antropogén morfológiai elemekkel gaz-

dagította a területet: lőállások, harckocsi állások, lövészárkok százai szabdalják fel a felszínt. Hosszú évtizedeken át a kiképzési feladatok lebonyolítása során a harckocsik kerekei kiterjedt földúthálózatot rajzoltak ki a terepen. A mesterséges gödrök, csapások és nyiladékok elvékonyították, ill. letarolták a mészkőtábla felett az egyébként is vékony foltszerű talajréteget, ezzel hozzájárultak a nyíltkarszt területének növekedéséhez. A hadsereg kivonulása után a terepmotorozók felfedezték a területet, és a szabályozás hiánya miatt napjainkban is tovább rongálhatják-pusztíthatják a felszínt, mára szinte az egész területet felszántották a motorkerekek nyomai.

Napjainkban a hagyományos állattartás és legeltetés visszaszorulásával egyre nagyobb gond a hazai karsztvidékek gyepterületeinek beerdősülése (szukcessziós folyamat), amelyet költséges kezeléssel is csak lassítani lehet. Ezzel szemben a korábban katonai gyakorlótérként hasznosított Tapolcai-karszt területén ellentétes folyamatok figyelhetők meg. Az utóbbi években az egykori honvédségi területen kifarcellázott nagy állattartó farmokon az intenzív legeltető állattartás (juhászat és szarvasmarhatartás) miatt a gyenge sziklagyepék legeltetéssel, taposással történő degradációja és a felszín, ill. a vizek ezzel együtt járó szennyezése egyre szembetűnőbb a karszt területén, amely sürgős szabályozást (korlátozást) tenne szükségessé.

A Tapolcai-karszt egykor bőséges karsztvíz készlete a 80-as években a bauxitbányászat karsztvízszint süllyesztésének következtében erősen megcsappant, a korábbi egyensúlyi állapot megbomlott, források apadtak el, felszíni vízfolyások és tavak szűntek meg vagy váltak időszakossá. A Tapolcai-karszt nyugati határán a Viszló-(Kétöles-) patak Újdörögd közelében a Sümeg–Tapolcai-hát vízváltatója közelében eredt, és Tapolca nyugati részét érintve jutott le a Tapolcai-medencébe. A nyirádi karsztvíz depresszió kialakításával a Viszló lényegében kiszáradt. Napjainkban már csak abban az esetben folyik benne víz, ha Nyirádon nagyobb mennyiségű vizet emelnek ki a felszín alól és azt a Viszló medrébe engedik.

A Nyirád környéki mélyművelésű bauxit bányászathoz kapcsolódó vízkiemeléses karsztvíz süllyesztés (depresszió) következménye volt a Véndek-hegy közelében fakadó Szentkút-forrás elapadása is, mely a Tapolcai-karszt egyik legnagyobb tengerszint feletti magasságú pontján (165 m) fakadt. A Szentkút a két világháború között még a környék katolikus falvainak jeles búcsújáró helye volt. Mivel Nyirádon a vízkiemelés a bauxitbányák bezárása után sem szűnt meg, csak a környék egyre növekvő ivóvíz szükségletének kielégítésére korlátozódott, a karsztvízszint várhatóan nem fogja megközelíteni az egykori magasságát. Valószínű, hogy a Szentkút örökre elapadt. A Szentkúttól délre fakad a Partos-forrás (vagy Partos-kút), mely valaha a Halastópuszta környéki kis forrásokkal és a Tapolcai- (Szent-

kúti-) Séddelel együtt egy halastavat táplált. Az egykori halastóból egy kis vizenyős mélyedés maradt vissza, és mára már csak a neve (Halastópuszta) maradt fent. A karsztvidék középső részén időszakos vízfolyásként még létezik a Felsőcser-forrástól kiinduló kis patak, amely az Alsócser-tó mellett folyik el a Nyelőkéhez vezető sziklás mederben. Napjainkban ritkán folyik benne víz, és félúton a medernyelőkben szivárog el a vize (SZABÓ et al. 2010).

A Tapolca-patak az egész Tapolcai-karszt fő megcsapolója. A Tavas-barlang vize a Malom-tónál karsztforrásként tör a felszínre, a Malom-tó kiépített partjának boltívei alatt. A Malom-tó és a barlangi tó közötti hidrológiai kapcsolat bizonyítéka a vízfestéses vizsgálatokon kívül a Tavas-barlangban élő fürge cselle (*Phoxinus phoxinus*), mely a Malom-tóból jutott be a barlangba. A Tapolca-patak és a Malom-tó vizét mesterségesen duzzasztják, hogy a barlangban egyenletes szinten tudják tartani a vízszintet. A Tapolca-patak Szigligetnél torkollik a Balatonba.

A Tapolca-patak nagyon fontos indikátora a felszín alatti karszthidrológiai rendszer változásainak. A 80-as évek bányászati célú vízkiemelését követő karsztvíz problémáinak első jele a Malomtó vizének lehűlése, téli időszakban történő befagyása volt. A vízkiemelés legsúlyosabb következménye a Tavas-barlang tavának eltűnése volt, mely idegenforgalmi érdekeket sértett. El kellett dönteni, hogy a bányászati és ipari tevékenységet részesítik előnyben vagy az idegenforgalmi, rekreációs és természetvédelmi érdekek kapnak elsőbbséget. A különböző érdekcsoportok harcában a döntéshozók jó döntést hoztak!

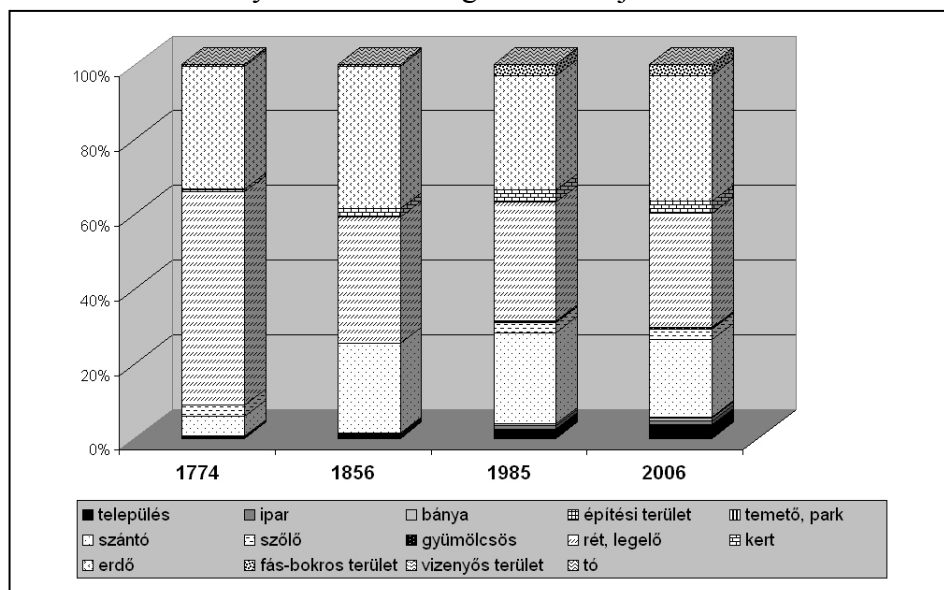
A 90-es évek elején a bányabezárásokkal a bányászati célú vízkiemelések megszűntek. A karsztvíz kitermelése ugyan nem szűnt meg, az szolgálja Sümeg, Tapolca, Ajka, Pápa és a Balaton-parti települések vízellátását, de a felszín alatti karsztvízrendszer lassan regenerálódni kezdett. Mára nagyjából természetes állapotába került a barlangi tó is.

A Tapolcai-karszt karsztvize gyógyhatású termálvíz, melynek összetétele hasonlít a Hévízi-tó vizéhez. Erre alapozva Tapolca középtávú terveiben szerepel a termál-idegenforgalom infrastruktúrájának kiépítése. Mivel a terv megvalósítása fokozottabb mértékű rétegvíz-kivételt jelent, a terv megvalósítása során rendkívül körültekintően kell eljárni, nehogy a vízkiemelésnek káros következményei legyenek a karsztos rendszerre. A terv megvalósításának első nagy állomása a PELION Szállónál a termálfürdő megnyitása volt (MÓGA et al. 2010).

A természetes növénytakaró és általában a felszínborítás a mindenkori tájhasználatnak megfelelően változik (MARI 2003). A Tapolcai-karszton a természetes lombhullató erdők kiirtása és nem természetes erdő-

típusok (akác, ill. fenyőerdők) telepítése gyakorlatilag megváltoztatta a táj arculatát.

A felszínborítás ugyan alig változott, az erdők aránya lényegében nem változott az elmúlt kétszáz évben (3. ábra), a beszivárgásra, lefolyásra, talajerózióra és karsztkorrózióra gyakorolt hatása azonban megváltozott. Ezek következményeit azonban még nem ismerjük.



3. ábra. A kutatott terület Corine felszínborításának változása.
Fig. 3. The changes of Corine Land Coverage on research area.

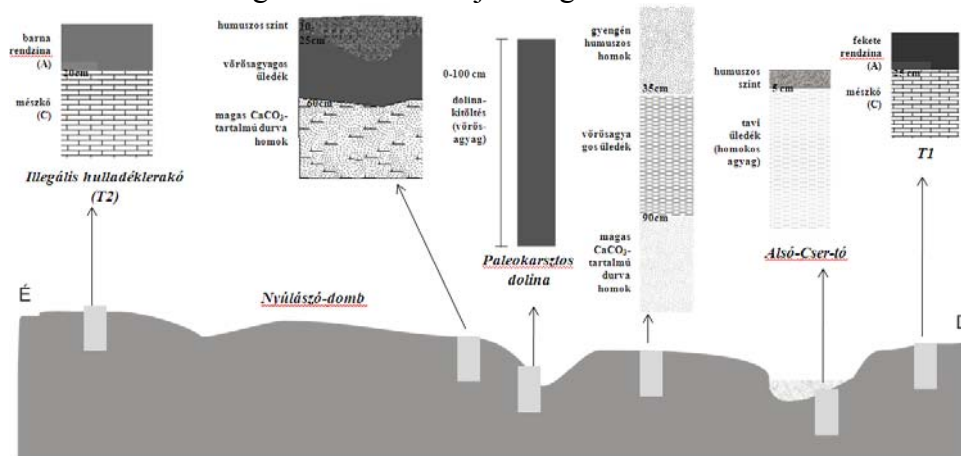
Tapolca belterületén kívül a karsztvidéken a mesterséges felszínnek aránya általában kicsi, a hadsereg által épített magányos objektumokra korlátozódik. Tapolca külső területein azonban gomba módra szaporodnak az új beépítésű területek: a raktárak, bevásárló központok és lakóparkok mellett az új köztemetőt is a szarmata mészkő felszínére telepítették. A napjainkban már 9 km hosszan ismert tavakkal, ill. vízzel nagyrészt kitöltött barlangrendszerre a porózus mészkő felszínére települt mintegy 16 000 fős kisváros, Tapolca jelenti a legnagyobb potenciális veszélyt. Az érzékeny és sérülékeny karsztos felszínen fekvő városban a hulladék és a szennyvizek kezelését a beszivárgás miatt nagyon körültekintően kell(ene) megoldani!

Az epikarsztos rendszer elemeiben végzett vizsgálatok eredményei

A dél felé enyhén lejtő szarmata mészkő felszínéről a pannon homokos rétegeket a külső erők – a szél, a víz – nagyrészt lehordták, így a mészkő sok

helyen felszínre ill. felszín közelbe került. A Tapolcai karszton a nyíltkarsztos és fedett karsztos foltok mozaikszerűen váltakoznak. A Tapolcai-karszton a Zalahaláptól DK-re eső területen, az ún. Nyúlászó-domb és a Cser-tavak környékén végeztünk talaj- és üledékvizsgálatokat (4. ábra). A terepbejárások során talált üledékek többsége gyengén talajosodott nemkarsztos fedőüledék: pannon homok, homokos-kavicsos tavi üledékek, illetve paleokarsztos mélyedéseket kitöltő vörösgyagyas üledék. Karsztos kö-zethatású talajokat csak néhány kisebb foltban találtunk, amelyek közül két szelvényt (T1 és T2) vizsgáltunk meg részletesen.

A fedett karsztos területeken agyagos, homokos, mészkőtörmelékes kevert talajok és rendzinák alakultak ki, amelyek csekély termőképességűek. A mészköves területek vékony rendzinái a kevésbé jó minőségű talajok közé tartoznak: vízgazdálkodási tulajdonságaik kedvezőtlenek.



4. ábra. É-D irányú elvi talajszelvény a Tapolcai-karszton
Fig. 4. Theoretical N-S soil section through the Tapolca karst

A talajok és a talajhatás jobb megismerése érdekében talaj- és üledékfúrásokkal mintavételezést, szűrőbotos módszerrel talajtípus- és talajmélység-meghatározást végeztünk több karsztos mélyedés környezetében. Állandósított mintavételi pontokat jelöltünk ki a szezonális, valamint napi monitoring vizsgálatok céljából (talajnedvesség, pH, hőmérséklet, humusztartalom, talajlevegő szén-dioxid tartalma, mikrobiológiai vizsgálatok). E vizsgálatok egyben alapul szolgáltak a mikrobiológiai vizsgálatok eredményeinek értékeléséhez (ebből külön tanulmány készült) (KNÁB et al. 2010).

Elvégeztük a talajminták szemcseösszetételének vizsgálatát. A vizsgálati eredmények szerint a talaj- és üledékminták agyag- és vályogfrakciója azonos, de a felszínt foltokban beborító pannon üledékek miatt homokfrak-

ciót is tartalmaznak néhány %-ban. A minták kémhatását és redoxpotenciál értékeit elektrometriásan, talajnedvességét 105°C-on történő szárítással határoztuk meg. A humusztartalmat Tyurin-módszerrel, a kalcium-karbonát mennyiségét Scheibler-féle kalciméterrel mértük.

A pH_{dv} a fekete és barna rendzina talajok esetében magasabb, 6,5 pH egység feletti. Az egyes vörösmarty ill. vörösbarna-föld talajok között – a típusban, vegetációban lévő eltérések miatt – regionális és lokális különbségek mutatkoztak. Kismértékű karbonát tartalom csak a $pH_{KCl} > 6,8$ talajokra volt jellemző (pl. T2/0 3,1%). A talajnedvesség-értékek a felső, humuszos szintek esetében rendre magasabbnak mutatkoztak a szélsőséges vízháztartású agyagos talajoknál.

A szervesanyag-tartalom a fekete és barna rendzinákban a legjelentősebb. A humusztartalom a mélység függvényében – a várakozásoknak megfelelően – a felszín közelében erőteljes csökkenést mutat, 0,5-1 m között alacsony értéken állandósult.

A terepről behozott monolitokon és kismintákon a talajlaborban esőztetést végeztünk. Az esőztetést minden minta esetén azonos körülmények között végeztük: a frissen laborba szállított (októberi) talajokra a 20°C hőmérsékletű lágyvizet a mérsékelt éghajlaton többnyire jellemző csapadékintenzitást figyelembe véve 5 ml/10 perc intenzitással adagoltuk. A talaj alá két műanyag szűrő ill. szűrőpapír közé kémiai inert filterbe csomagolva 20 g tömegű analitikai pontossággal lemerített mészkőport helyeztünk. A modellen átszivárgó vizet – a modellt alulról záró átfúrt gumidugón keresztül – sterilizált műanyag edényekbe gyűjtöttük össze kémiai analízis (pH, Eh, hidrogénkarbonát-tartalom, vezetőképesség) és mikrobiológiai vizsgálatok céljából. A Tapolcai-karszt két talajmintáján végzett esőztetési kísérlet legfontosabb tanulsága az volt, hogy a rendzina talajoknál már a talajban elhasználódott a mézagresszivitás egy része.

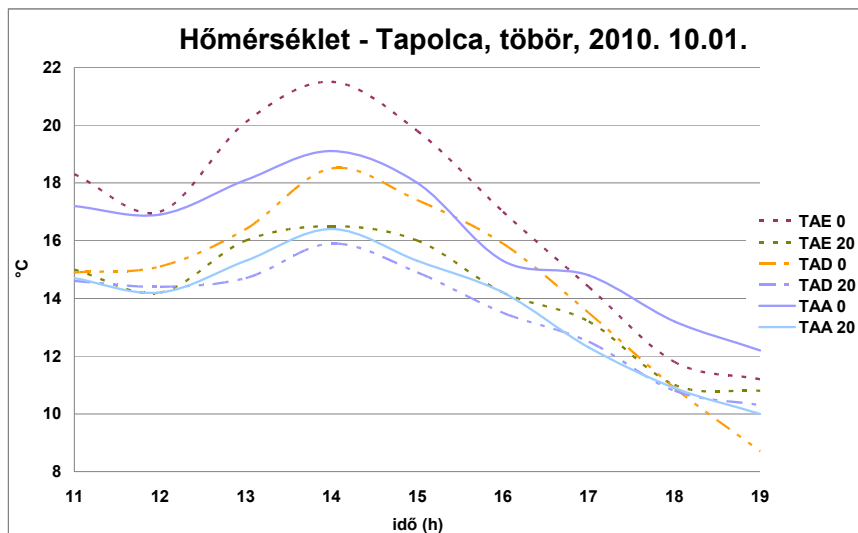
2010. októberében több helyszínt jelöltünk ki a mérésekre: IH (Zalahaláp melletti illegális hulladéklerakó), NT (Névtelen-tó feletti terület), VAD (a közeli Vadászles mellett), valamint TA jelű töbörben (GPS koordináta: E 530552, N 174944), ahol kétóránként vizsgáltuk a talajlevegő szén-dioxid-tartalmát. A mérésekhez Gastec Model GV-100 szén-dioxid pumpát és a hozzá tartozó 2L ill. 2LL típusú mintavevő csöveket használtunk. Kiegészítésül mikroklíma-méréseket - hőmérséklet-mérést négy (100, 20, 0, talajban -5 cm), párolgás-mérést két (100, 20 cm), szélút-mérést egy (100 cm) kiválasztott magasságban – is végeztünk. Ezekon kívül adatgyűjtők segítségével az alábbi paraméterek folyamatos, 5 percenkénti regisztrációjára nyílt lehetőségünk:

hőmérséklet – 0,1°C pontosságú Pt-100 talajhőmérővel,

talajnedvesség – Eijkelkamp gipszblokkokkal,

pH – 0,05 pH-egység pontosságú Hanna típusú talaj pH-szenzorral.

A mérések eredményeit és az azokból levont általánosítható következtetéseket a TA jelű töbör példáján mutatjuk be. A mikroklíma-mérések esetében a hőmérséklet napi dinamikája még a töbrök alján is kimutatható volt (5. ábra). A kitettségből adódó különbségek mind a hőmérséklet, mind a párolgás-értékekben egyértelműen kirajzolódtak. Az azonos helyszínen négy különböző magasságban mért hőmérsékleti maximum közti időbeli eltolódás – szemben a nyári időszak során az Aggteleki-karszton történt mérésekkel - ezúttal nem volt kimutatható. Az októberi időjárási viszonyoknak megfelelően a 20 és 100 cm-en mért értékek alacsonyabbak a talajfelszínen és a talaj 5 cm-es mélységben mért értékeinél. A párolgás és a szélút a napsütéses idő és a növénytakaró nyíltsága magas értékeket vett fel (6. ábra).

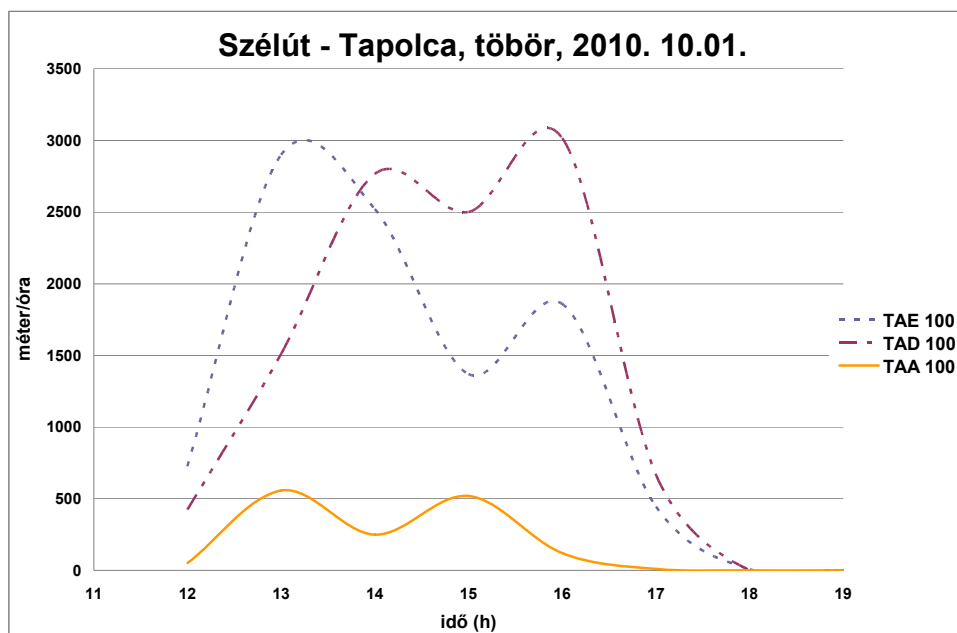


5. ábra. A levegő hőmérsékletének változása a vizsgált töbörben. TAE = töbör északi pereme, TAD = töbör déli pereme, TAA = töbör alja. A számok a mérési hely magasságát jelölik centiméterben.

Fig. 5. Changes of air temperature in the researched sink hole. TAE = the northern side of the sink hole, TAA = the bottom of the sink hole, TAD = the southern side of the sink hole, the numbers are the measurement heights in centimetres.

A TA jelű töbör (okt. 01.) talajhőmérsékleti görbéi elkülönültek a vizsgált mélység alapján. Az októberi körülményeknek megfelelően jellemzően a -20 cm-en mért talaj hőmérsékleti értékek voltak magasabbak, a napi dinamika pedig egyik mélységben sem volt kifejezett. A talajnedvesség-értékek viszonylag alacsony (40-66%-os) értékei az itteni talajok és üledé-

kek homokos, homokos vályog textúrájával magyarázhatóak. A mélység- és kitértségbeli különbségek is kimutathatóak (a töbör É-i és D-i lejtőinek 5 cm-en mért értékei közül a mélyebb szint illetve a hűvösebb mikroklímájú lejtő mintegy 20%-kal nedvesebb). A töbrök nedvesebb területein általában a környezetüknél 0,5-1 egységgel alacsonyabb pH-t regisztráltunk.

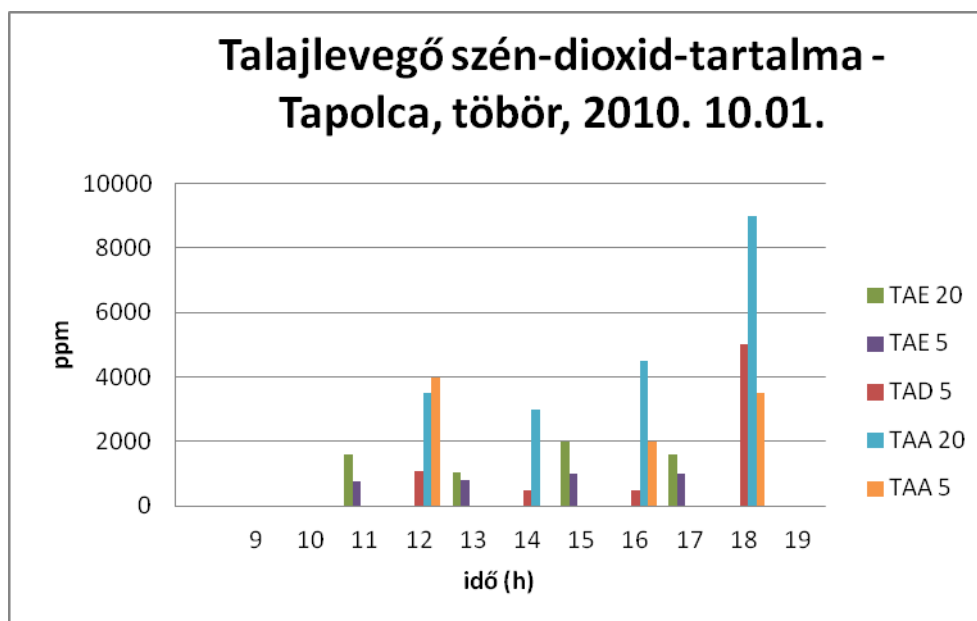


6. ábra. Szélút diagrammok a vizsgált töbör három helyszínén. TAE = töbör északi pereme, TAD = töbör déli pereme, TAA = töbör alja.

Fig. 6. Wind Diagrams from three sites of the sink hole. TAE = the northern side of the sink hole, TAA = the bottom of the sink hole, TAD = the southern side of the sink hole.

A talajlevegő szén-dioxid-koncentrációjának mélységfüggését a különböző mérőpontok rendre szignifikánsan magasabb 20 cm-es értékei egyértelműen alátámasztják. A jelenségek és összefüggések szemléltetésére kiválasztott töbör esetében is a nagyobb értékek a 20 cm-es mélységben voltak mérhetőek, az 5 cm-es talajmélységben rendre alacsonyabb értékeket kaptunk (7. ábra). A 2009-es évben is tapasztaltunk más helyszínen hasonló, illetve a szakirodalmi adatok (ZHANG-ZHANG 1987) is azt igazolják, hogy a szén-dioxid-termelésnek a ~20-40 cm-en maximuma van. A töbörben mért értékek a töbör alj 20 cm-es mélységében voltak kiugróak, ám jóval kisebbek (3000-9000 ppm) az Aggteleki-karszt töbreiben tapasztaltaknál. Az eltérések oka a talajadottságokban (eltérő textúra, szerves és ásványi összetevők, biológiai aktivitás) és/vagy az eltérő mérési időpontban keresendő, és további vizsgálatokat igényel. A 11 és 17 óra között kétóránként

végzett mérések a talajlevegő szén-dioxid koncentrációjának fokozatos növekedését mutatják.



7. ábra. A talajlevegő CO₂ tartalma a töbörben. TAE = töbör északi pereme, TAD = töbör déli pereme, TAA = töbör alja. A számok a mérési hely mélységét jelölik a talajban centiméterben.
Fig. 7. Soil air CO₂ content in sink hole (doline). TAE = the northern side of the sink hole, TAA = the bottom of the sink hole, TAD = the southern side of the sink hole, the numbers are the measurement depths in centimetres.

A talajlevegő szén-dioxid koncentrációjának vizsgálatát TA töbörre 2011. tavaszán is elvégeztük. Az őszi és a tavaszi időszak között jelentős különbséget nem mutattunk ki, az eredményeket az I. táblázatban tüntettük fel.

I. táblázat
Table I.

A Tapolcai-karszt vizsgált töbörében különböző évszakokban végzett szén-dioxid-mérések eredményei (a helyszínek kódja azonos az 5. 6. 7. ábráéval).
Seasonal Soil air CO₂ content in sink hole (doline) on Tapolca karst. (The codes are same as in Fig. 5. 6. 7.)

	TAE 20	TAE 5	TAA20	TAA5
2010.10.01 16h	2000	1000	4500	2000
2011.04.02 11h	2000	1000	n.a.	4000
2011.05.13 17h	2500	1700	n.a.	3500

A Tapolcai-karszt területén található kisvizekből 2010. november 21-én vettünk vízmintát. A méréseket a megfelelő MSZ szerint végeztük és értékeltük (II. táblázat). Valamennyi vízmintha pH értéke neutrális, vagy enyhén alkalikus volt. A vezetőképesség és összkeménységi adatok alapján elmondható, hogy a Tapolcai-karszton található tavakat (Névtelen-, Pokol- és Alsó-Cser-tó) főleg a csapadékvíz táplálja. Az állandó keménység alacsony (ak° minden esetben 2-nél kisebb) értéke a tavak viszonylagos tisztaságát mutatja. A vízmintákban a szerves anionok (szulfát, klorid, nitrát) mennyisége is alacsony ill. meghatározási határ alatti volt. A vizsgált nitrogénformák közül az Alsó- és a Felső Cser-tóban a redukív viszonyokat jelző ammónium-ion meghaladta a szennyezett kategória alsó határát jelentő 2,00 mg/l-t, amely nagy valószínűséggel az intenzív legeltetéssel függ össze (II. táblázat). Az Alsó-Cser- és a Pokol-tóban a határértékhez képest (V. kategória: 0,5 mg/l) kiugróan magas ill. magas volt az ortofoszfát-tartalom is. A N- és P-háztartás jellemzői a tavak jelentős, adott esetben túlzott (Alsó-Cser-tó, Pokol-tó) tápanyag-ellátottságára és előrehaladott eutrofizációjára utalnak (kivételet képez ez alól a Névtelen-tó). A Névtelen-forrás és az annak vizét elvezető patak vízminőségi paraméterei a jó és kiváló kategóriákba esnek.

II. táblázat
Table II.

A vizsgált tavak vízkémiai adatai. *: A Névtelen forrás vizét elvezető patak, az elnyelődési hely közelében.
Chemical composition of the searched lakes. *: Stream leading the waters of the névtelen (anonym) spring, near the disappearing place.

Minta neve		Névtelen forrás	Alsó-Cser-tó	Felső-Cser-tó	Patak *	Névtelen tó	Pokol-tó
pH		7,5	7,4	7,2	7,7	7,5	6,8
Vez.kép.	µS/cm	514,0	446,0	214,0	503,0	362,0	240,0
Hidrogénkarbonát	mg/l	154,9	135,1	59,1	152,0	112,6	67,6
Kalcium		46,8	24,8	15,3	46,8	31,5	15,3
Magnézium		35,1	29,3	12,1	37,4	47,7	68,5
Klorid		0,7	1,1	1,1	0,4	0,0	0,7
Nitrát		5,80	0,96	1,00	4,33	0,02	0,64
Nitrit		0,01	0,04	0,08	0,02	0,02	0,14
Ammónium		0,295	2,365	2,941	0,472	0,855	1,253
Foszfát		0,004	4,349	0,124	0,005	0,006	0,547
Szulfát		43,90	29,97	2,67	32,46	12,81	16,08
Összkeménység		nk°	8,13	6,80	2,80	8,67	11,07
Lúgosság	kk°	7,11	6,20	2,71	6,98	5,17	3,10
Állandó keménység	ak°	1,03	0,60	0,09	1,69	5,90	12,77

Következtetések, a karsztos tájat veszélyeztető tényezők összegzése

A Tapolcai-karszt területén a múlt és jelen területhasználatából származó változásokat mértük fel, és az epikarsztos rendszer elemeinek interdiszciplináris kutatásával a karsztökölógiai rendszer stabilitását vizsgáltuk. A tájhasználat nyomán kialakult karsztos tájváltozásokat követtük nyomon, másrészt az antropogén folyamatok hatására az epikarsztos rendszerekben, főleg a pedo- és hidroszférában vizsgálható jelenségeket elemeztük.

Terepbejárásaink során és az epikarsztos rendszerben végzett méréseinkkel azt tapasztaltuk, hogy az emberi tevékenységből származó hatások sokrétűen és koncentráltan jelentkeznek. Az utóbbi évtizedekben a szabályozások hiánya vagy kijátszhatósága, a privatizáció és a részben spontán folyamatok során napjainkra kialakult tájhasználat sok tekintetben nem környezetbarát, nem fenntartható és nem veszi figyelembe a karsztos táj sérülékenységét. A sérülékeny karsztos táj és főleg a karsztvíz védelme érdekében meg kellene határozni azokat a perem feltételeket, amelyek figyelembe vételével a Tapolcai-karszton a gazdasági tevékenységek (pl. legeltető állattartás) egyáltalán folytathatók, és minden talajszennyező tevékenységet meg kell akadályozni a nagy természeti értéket képviselő barlangok felszíni vízgyűjtő területén, mivel onnan a vízben oldódó anyagok könnyen a karsztos járatokba jutnak.

Készült a 79135. sz. OTKA támogatásával.

IRODALOM

- ERDŐS, F.* (1979): A délkelet-dunántúli természeti környezetet befolyásoló antropogén hatások összefoglaló értékelése. - Földrajzi Értesítő. 28: 3–4. p. 307–338.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY.* (1999): A Balaton-felvidék Földtana. - Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50000 MÁFI Budapest, p. 257.
- FORD, D., WILLIAMS, P.* (2007): Karst hydrogeology and geomorphology. - John Wiley & Sons, p. 562.
- FUTÓ J.* (2003): Bakonyvidék. In: Székely, K. (szerk.) Magyarország fokozottan védett barlangjai. - Mezőgazda, Budapest, p. 339-344.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2005): A karsztok védelmének aktuális kérdései. - Karsztfejlődés X., Szombathely, p. 337–342.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2007): Geodiverzitás a karsztokon. - Karsztfejlődés XII. Szombathely, p. 215-223.

- KNÁB M.-KISS K.-LEHNER Á.-SZILI-KOVÁCS T.-PALATINSZKY M.-MÁRIALIGETI K.-MÓGA J.-BORSODI A.* (2010): Hazai epikarszt rendszerek talajaiban előforduló mikrobaközösségek szerkezetének és aktivitásának összehasonlító elemzése. - *Karsztfejlődés XV.*, Szombathely, p. 35-48.
- LÓCZY D.* (2006): Nemzetközi áttekintés a karsztok sérülékenységének minősítési módszereiről. *Karsztfejlődés XI.* Szombathely, 2006. p. 209-221.
- MARI L.* (2003): Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén – *Karsztfejlődés VIII.*, Szombathely p. 231–242.
- MÓGA J.* (2004): Az Erdélyi-középhegység karszttípusai. - *Karsztfejlődés IX.* Szombathely, p. 229-25.
- MÓGA J.-HORVÁTH G.* (2004): The viewpoints of the indication of the surface protection areas connected to caves. - in: Horváth G. (edit): Soil effect on karst processes, p. 89-106.
- MÓGA J.-MARI L.-KISS K.-KÉRINÉ BORSODI A.-KÉRI A.-KNÁB M.-SZABÓ M.-DARABOS G.-VARJU ZS.-EGERVÁRI N.* (2010): A karsztos táj változásainak (degradációjának) vizsgálata a Tapolcai-karszton. Tájökológiai kutatások 2010. IV. Magyar Tájökológiai Konferencia MTA Földrajztudományi Kutatóintézete Budapest, 2010. p. 177-186.
- PARISE, M.* (2010): Hazards in karst sustainability of the karst environment Dinaric karst and other karst regions. - International Interdisciplinary Scientific Conference (Plitvice Lakes, Croatia, 23-26 September 2009). p.155-162.
- PARISE, M., PASCALI, V.* (2003): Surface and subsurface environmental degradation in the karst of Apulia (southern Italy). - *Environ. Geol.* 44. p. 247-256.
- SAMU A.-KEVEINÉ BÁRÁNYI.* (2008): Karsztos tavak története és állapotváltozásai az Aggteleki és Szlovák karsztokon. - *Karsztfejlődés XIII.* Szombathely, pp. 117-134.
- SZABÓ M.-KÉRINÉ BORSODI A.-KISS K.-KNÁB M.-KÉRI A.-HAJDUNÉ DARABOS G.-MÓGA J.,* (2010): Hazai karszttavak tájökológiai szemléletű állapotfelmérése. - IV. Magyar Tájökológiai Konferencia MTA Földrajztudományi Kutatóintézete Budapest, p. 255-261.
- ZHANG, M.-ZHANG, F.* (1987): Soils under karst forest in Maolan. Collection of Maolan karst science explore. - *Guizhou Science Express*, p. 111-124.

ÚJABB ADATOK A BUDAI TERMÁLKARSZT BESZIVÁRGÓ VIZEINEK MINŐSÉGÉRŐL

FEHÉR KATALIN

ELTE TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, feher.katoke@gmail.com

Abstract: We have been investigating the infiltrated water of Buda thermal karst since 1987. The earliest sequence of investigation has been running at Szemlőhegy-cave. In the 96's and 00's sporadic measurements took place in Pálvölgy-Mátyáshegy Cave system, but thanks to Bekey Imre Speleo Team permanent measurements have been happened since 2008. In 2010 we started our measurements in Ferenchegy cave, since that time we can track the pollution of karst on a larger range. Next we attempted to identify the surface source of pollution. The most conspicuous pollution source is a seasonal watercourse in Szépvölgy valley. The water is extremely contaminated here. There is a detrital zone in the valley, and the polluted water directly goes into cave galleries or into karst, without any filtration. We investigated the sewage system above cave galleries. Acquaintance the chemical composition of this waste water could help us to understand the rapid changes in infiltrated water quality. In our lecture we demonstrate this partly pragmatic partly monitoring investigation.

Bevezetés

A budai termálkarsztot és a napról-napra változó, növekvő hosszban feltárt barlangokat a beszivárgó vizek közvetítésével erőteljes szennyezés éri. A felszín napjainkra szinte teljesen beépült, de víz- és csatornahálózata régi, elavult, felújítása csak kisebb területeken valósult meg, és ez az állapot máig potenciális szennyezőforrást jelent.

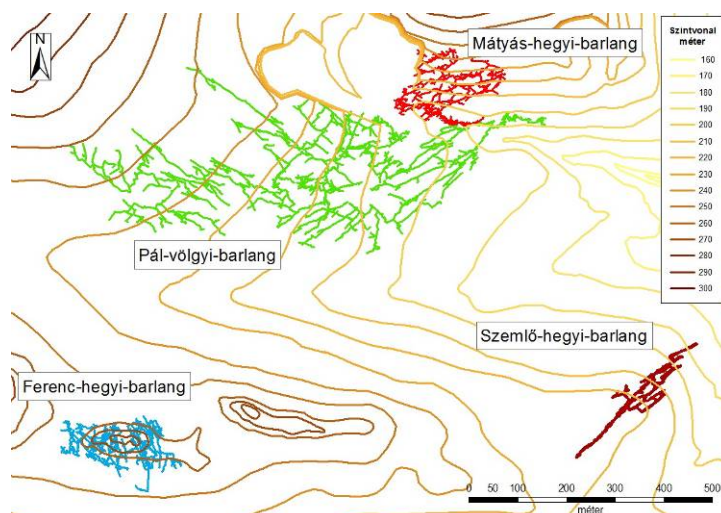
A beszivárgó vizeket a nyolcvanas évektől vizsgálták váltakozó rendszerességgel (SÁRVÁRY *et al.* 1992, FEHÉR 1995, MAUCHA 2001, FEHÉR 2009). E munkák adatai alapján mutatjuk be a közel három évtized alatt történt változásokat, néhány jellemző mintavételi pontot kiemelve.

A szennyezést jelző komponensek eredetének kiderítéséhez a Szépvölgy időszakos vízfolyását sikerült újra megvizsgálnunk (KISS 2009), ill. a kommunális csatornahálózat két pontján vett szennyvíz összetételét elemezve kerestük az okot a barlangba lejutó szennyezések eredetéről.

A vizsgált barlangok általános bemutatása

A terület barlangjai túlnyomórészt a felső-eocén Szépvölgyi Mészke Formációban alakultak ki, egyes járatok felhúzódnak a bryozoás márgába, de néhány közülük, pl. a Mátyás-hegyi-barlang Patakos-ága a fekvő triász mészkőt (Mátyáshegyi Formáció) is eléri. A területre a D-DK-i, 25-35°-os

rétegdőlés a jellemző (1. ábra). A beszivárgást befolyásoló domborzat az egyes vizsgált barlangoknál eltérő.



1. ábra: A barlangok elhelyezkedése (Barlangtani Osztály adatai alapján)
Fig. 1: Map of the investigated area with the caves

A Ferenc-hegyi-barlang bejárata 262,05 m tszf magasságban nyílik, hossza: kb. 6500 m, függőleges kiterjedése 85 m. Felszínközeli járatai déli irányban (ahol a mintavételi helyek is vannak) beépített terület alá nyúlnak.

A Pál-völgyi-barlang bejárata 205,8 m tszf magasságban található, hossza meghaladja a 13500 m-t, függőleges kiterjedése 114 m. Lankás hegyláb felszín alatt húzódik, járatainak térbeli elhelyezkedése többé-kevésbé követi a kőzet D-DK-i, 25-30°-os rétegdőlését. Felszíne gyakorlatilag teljesen beépített.

A Mátyás-hegyi-barlang bejárata 202,05 m tszf magasságban nyílik, hossza 5200 m, függőleges kiterjedése 108 m. Járatainak nagy része a merdek oldalú Mátyás-hegy alatt húzódik, így beszivárgás csak a Törmelék-labirintus zónájában van, ami a Szépvölgy tektonikailag preformált (és erősen töredezett) zónája alatt található. A két barlang közös rendszert alkot, de a korábbi mérések értékelése könnyebb, ha külön-külön tárgyaljuk a változásokat.

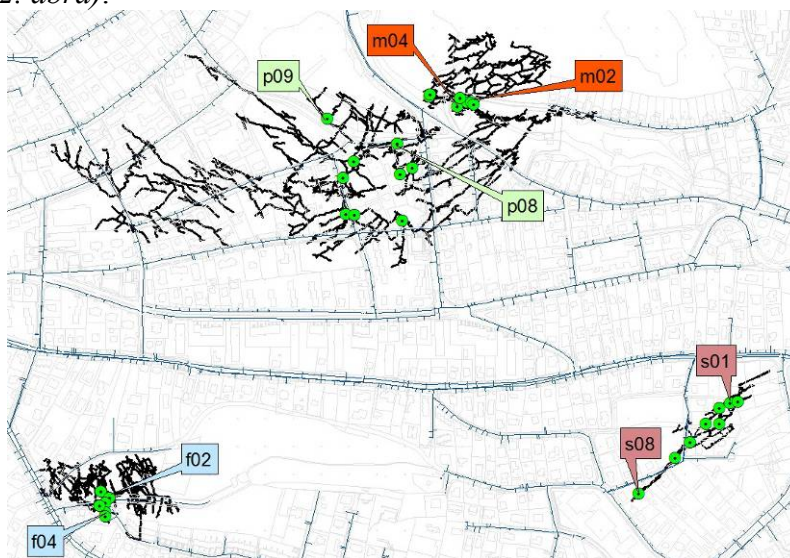
A Szemlő-hegyi-barlang mesterséges bejárata 188 m tszf magasságban található, hossza: 2230 m, függőleges kiterjedése 50 m. A barlang egy része (Óriás-folyosó) a Ferenc-hegy keleti nyúlványának felső részén található lejtőpihenő, míg járatainak zöme a mai bejáratig húzódó lejtő alatt húzódik, melyen mesterségesen kialakított kert található. (SZÉKELY 2003)

Módszerek

A mintavételeket fixen telepített edényekkel oldottuk meg, melyekben állandó vízcserét biztosítottunk (FEHÉR 1995). A vizek elemzése a Magyar Ivóvízszabvány előírásai szerint történt mind az ÁNTSZ (MAUCHA 2001), mind a saját méréseink esetében (FEHÉR 2009). A vizsgálatba bevont adatokat az 1987-2001 időszakra vonatkozóan Maucha és társai tanulmányából vettük át (MAUCHA 2001), a Szemlő-hegyi-barlang kivételével, ahol teljes egészében saját mérési eredményeinket használtuk fel. A többi vizsgált barlang 2008-2011. közötti adatsorai szintén saját mérésekből származnak.

Az 1987-2011. közötti változások

A négy barlang mérőpontjai közül azokat elemeztük, ahol a régi ill. a mostani mintavételek azonos helyeken történtek. A Ferenc-hegyi-barlangban csak kettőnél tudtuk ezt megvalósítani, ezért (és a területi korlátok miatt is) minden vizsgált barlang esetében csak két ponton mutatjuk be a változásokat (2. ábra).



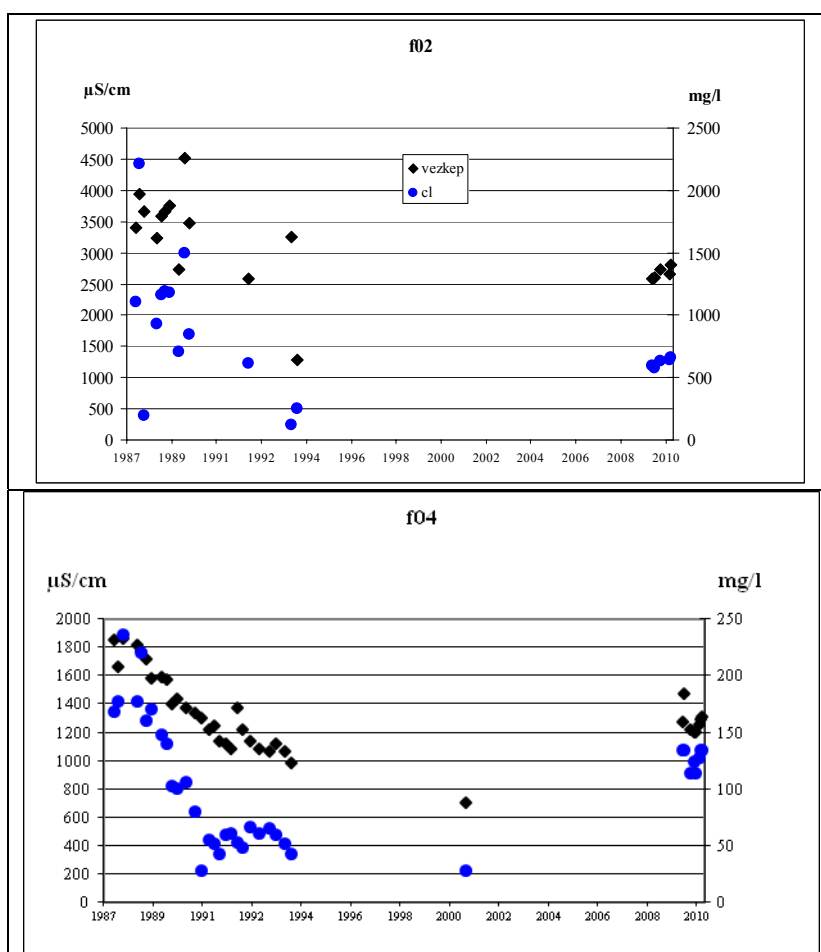
2. ábra: Mintavételi pontok

Ferenc-hegyi-barlang: f02 Kettős-delta, f04 Csepögő vizek term.; Pál-völgyi-barlang: p08-Térképész-ág, p09 Meseország; Mátyás-hegyi-barlang: m02 Sírögödör, m04 Patakos-ág; Szemlő-hegyi-barlang: s01 Ferencvárosi-terem, s08 Földszíve-terem felett. Szürke vonal: közműtérkép, kék vonal: fő csatornahálózat (A Fővárosi Csatornázási Művek és a Barlangtani Osztály adatai alapján)

Fig. 2: Measuring points in caves.

Ferenchegy cave: f02 Kettős-delta, f04 Csepögő vizek term.; Pálvölgy cave: p08-Térképész-ág, p09 Meseország; Mátyáshegy cave: m02 Sírögödör, m04 Patakos-ág; Szemlőhegy cave: s01 Ferencvárosi-terem, s08 Földszíve-terem felett. Grey line: public utility, blue line: main sewage system

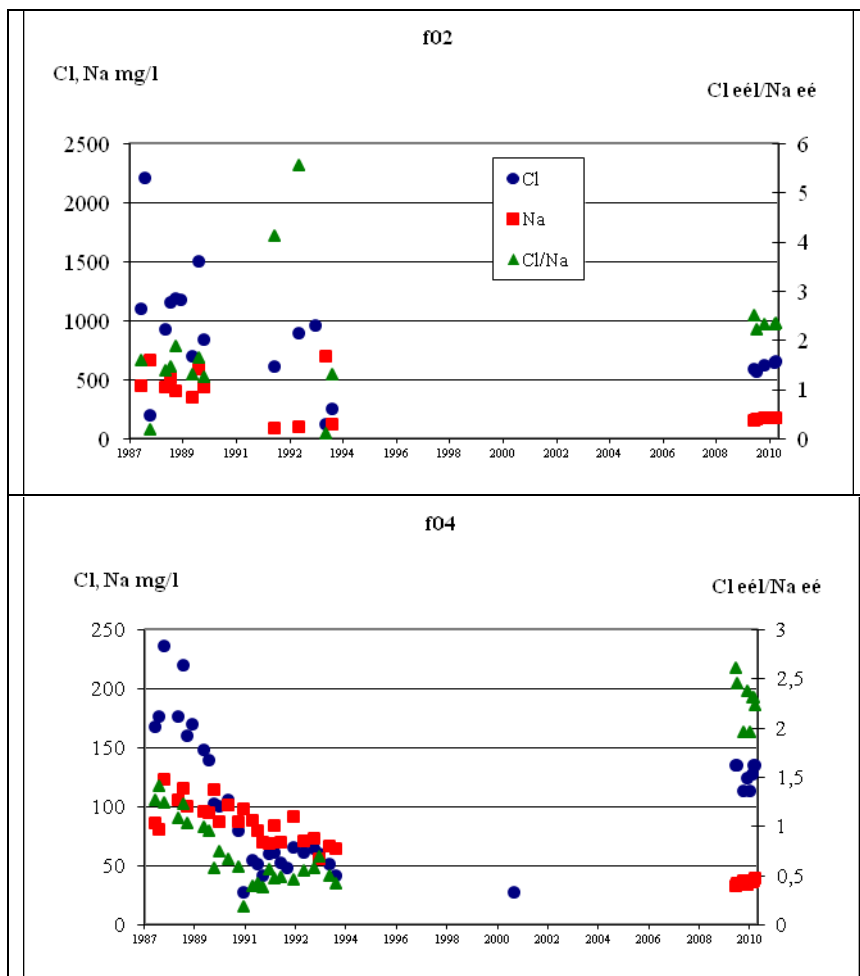
A *Ferenc-hegyi-barlangban* vett minták fajlagos vezetőképesség és klorid-ion tartalom értékeiben csökkenés figyelhető meg a 1987-2001 időszakban, míg a 2010-11-es mérések újra magasabb értékeket mutatnak. Az f02-es ponton a vezetőképesség 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értékről 1500-ra csökkent a korábbi adatoknál, de a legutóbbi mérések eredményei 2500-3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között mozognak. A klorid-ion a 2000 mg/l értékről 200 mg/l alá csökkent, majd 600-700 mg/l közötti értéket mutat. Az f04-es mérőponton, bár alacsonyabb tartományokban (1800-800; ill. 1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ és 250-25; ill. 125 mg/l), ugyanilyen változások figyelhetők meg (3. ábra).



3. ábra: Az f02 és az f04 mérőpontok fajlagos vezetőképesség és klorid-ion tartalom változásai
 Fig. 3: Fluctuation in specific conductance and chloride on measuring points f02 and f04

A klorid, mint a szennyezést talán legjobban jelző ion eredetét a nátriummal együtt vizsgáltuk. Az utak síkosságmentesítéséhez használt NaCl-

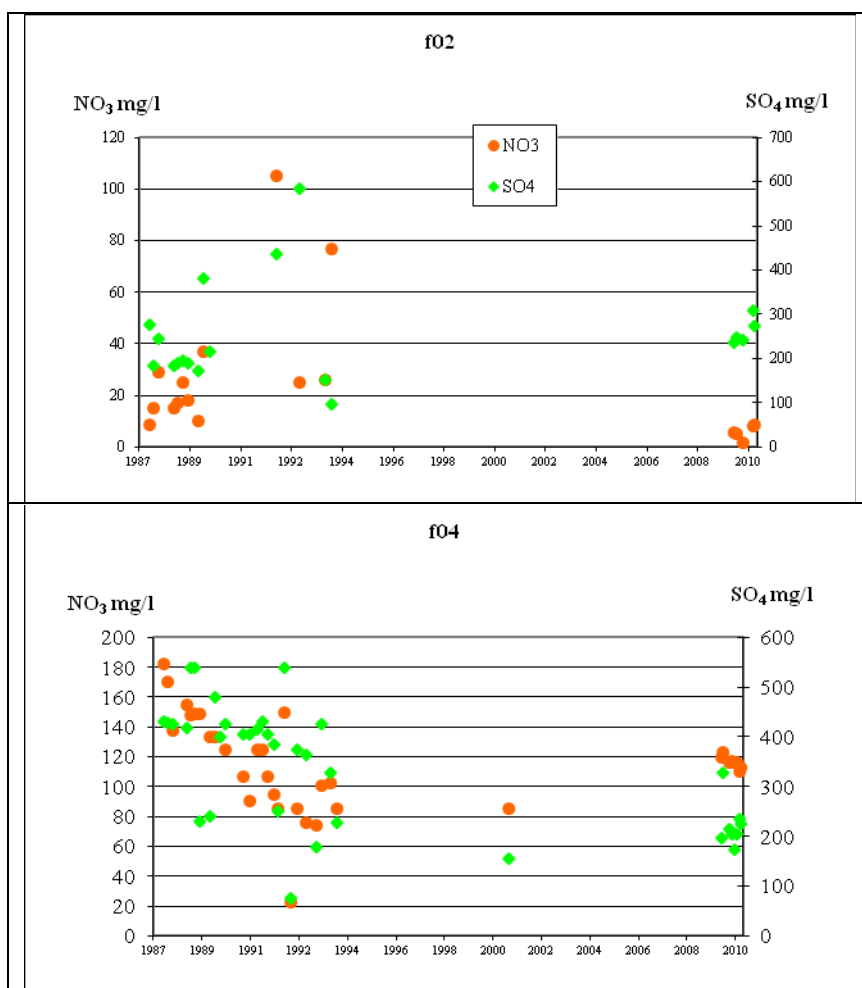
ból származó klorid esetén a két ion egyenértékének (Cl/Na) hányadosa 1. A hányados növekvő értéke a klorid-ion növekedését mutatja, ez pedig azt jelzi, hogy a klór más forrásból is származhat (KISS-FEHÉR 2009). Ez a hányados mindkét mérőponton 2,5 körüli értékre növekedett (4. ábra).



4. ábra: Az f02 és az f04 mérőpontok klorid-, nátrium-ion tartalmának, ill. Cl/Na hányadosának változása
 Fig. 4: Alteration of chloride/nitrat quotient, and fluctuation this ions on measuring points f02 and f04

A nitrát-ion tartalom, mely egyértelműen szennyezésből származik (HEM 1985), az f04 ponton magasabb, és a változás is itt szembetűnőbb. 180 mg/l-es értékről 2001-re 80 mg/l-re csökken, majd 2011-ben 120 mg/l körüli értéken mozog. A szulfát-ion tartalomban, néhány kiugró érték elle-

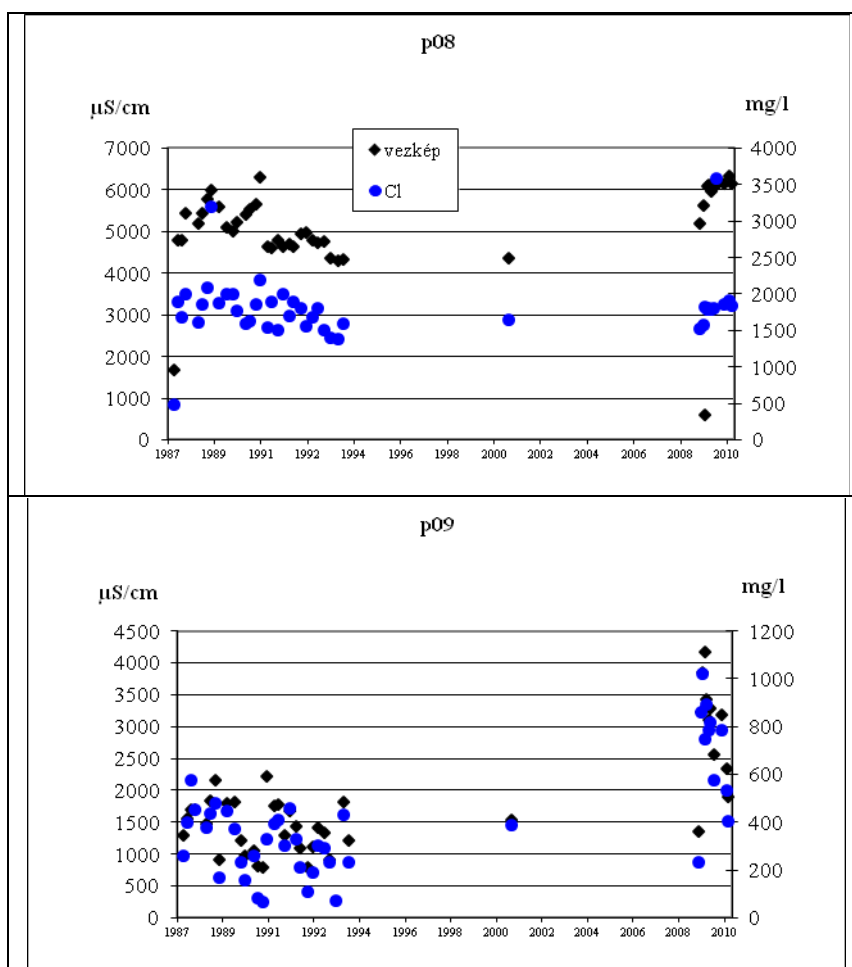
nére is csökkenés tapasztalható. Az f02 ponton a nitrát- és a szulfát-ion tág határok között változik. 2001 előtt alacsony volt a nitrát-ion koncentráció (20 mg/l körüli, 80-100 mg/l kiugró értékekkel), 2010-11-ben már 10 mg/l alatti érték volt mérhető. A szulfát-ion esetében a korábbi értékek 100-600 mg/l közöttiek, a legutóbbi évek eredményei 250-300 mg/l koncentrációt mutatnak.



5. ábra: Az f02 és az f04 mérőpontok nitrát- és, szulfát-ion tartalmának változása
 Fig. 5: Changes in nitrate and sulphate concentrations on measuring point f02 and f04

A Pál-völgyi-barlang legszennyezettebb, p08-as mérőpontja a Szépvölgy zónája alatt található. Magas vezetőképesség-értékeiben 1987-2001. között csökkenés volt tapasztalható, de még így sem csökkent le 4500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alá. A 2008-2011. közötti mérésekre újra a 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ feletti kon-

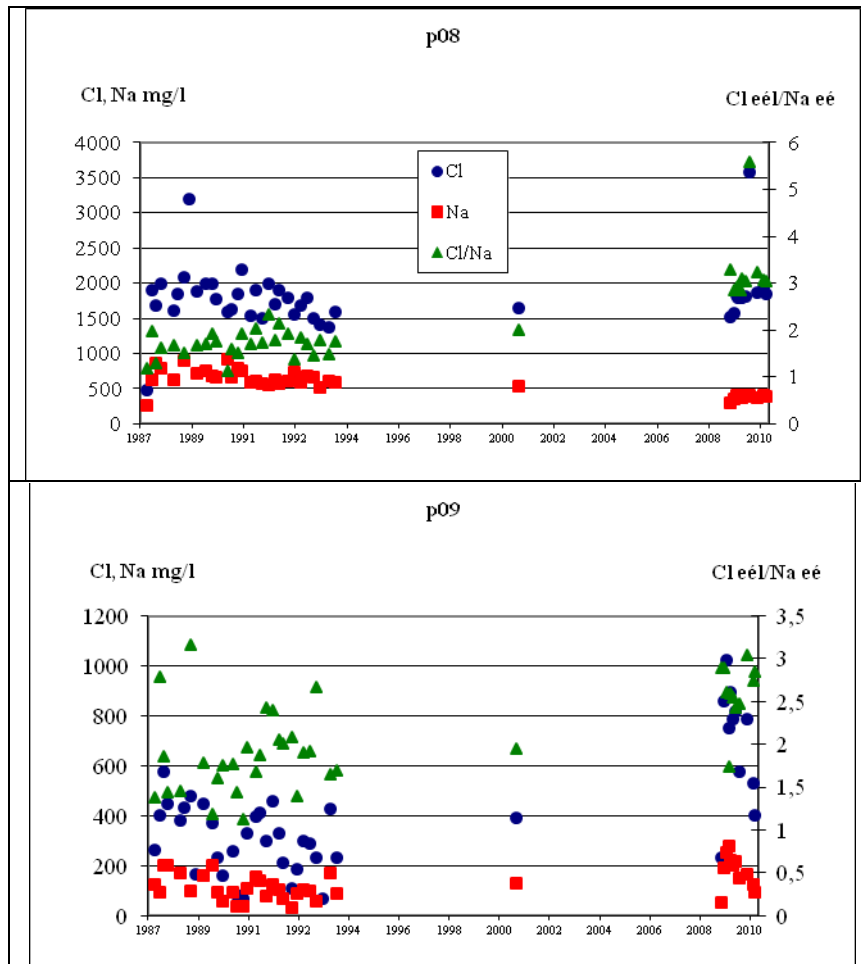
centráció a jellemző. A klorid-ion 1500-2000 mg/l között változik. A p09 pont mindkét komponense, mindkét időszakban tág határok között mozog, azzal a különbséggel, hogy 2008 után a mért értékek szélesebb intervallumban oszlanak el. A vezetőképesség 1987-2001 között 200 és 2200, 2008 után 1500 és 4200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között, a klorid-ion 100-600, ill 250-1000 mg/l között változik (6. ábra).



6. ábra: A p08 és a p09 mérőpontok fajlagos vezetőképesség és klorid-ion tartalom változásai
 Fig. 6: Fluctuation in specific conductance and chloride on measuring points p08 and p09

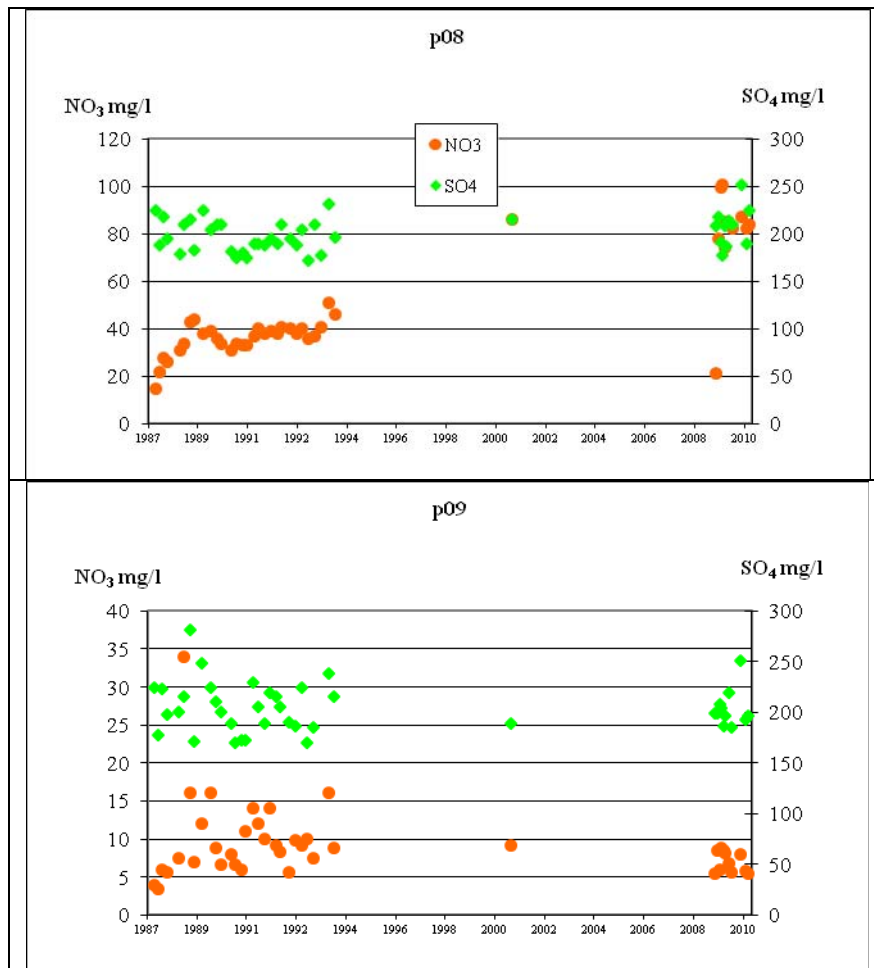
A klorid-ion tartalom fentiekben leírt változásait a nátrium-ion nem követi, inkább csökkenés jellemzi. Ezt a tendenciát mutatja a Cl/Na hányados is, amely 1,5 körüli értékről 3-ra emelkedett 2011-re. A p09-es mérőponton – a klorid-ionhoz hasonlóan – tág tartományban változik. Az arány

változása azt jelzi, hogy megváltozott a kemikáliák használata úgy a lakosági, mint közterületi alkalmazás terén.



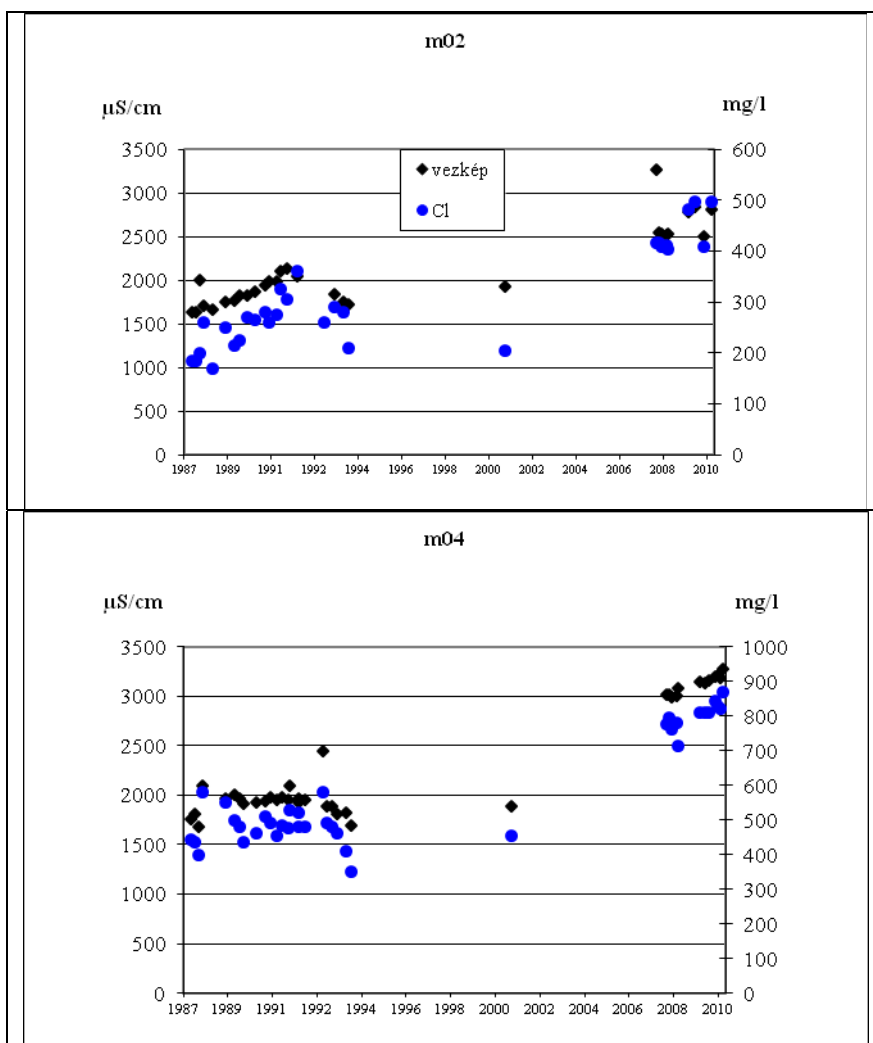
7. ábra : A p08 és a p09 mérőpontok klorid-, nátrium-ion tartalmának, ill. Cl/Na hányadosának változása
 Fig. 7: Alteration of chloride/nitrat quotient, and fluctuation this ions on measuring points p08 and p09

A nitrát-ion tartalom a p08 mérőhelyen növekedett, 2008 után elérte a 100 mg/l értéket is. A p09 ponton 4-18 mg/l között változik, egy esetben közelíti meg a 35 mg/l koncentrációt, amely az ivóvízszabvány szerint is alacsonynak tekinthető. A szulfát-ion mindkét mérőhelyen 180-280 mg/l között mozog (egy esetben közelíti meg a 300 mg/l-es értéket, 7, 8. ábra).



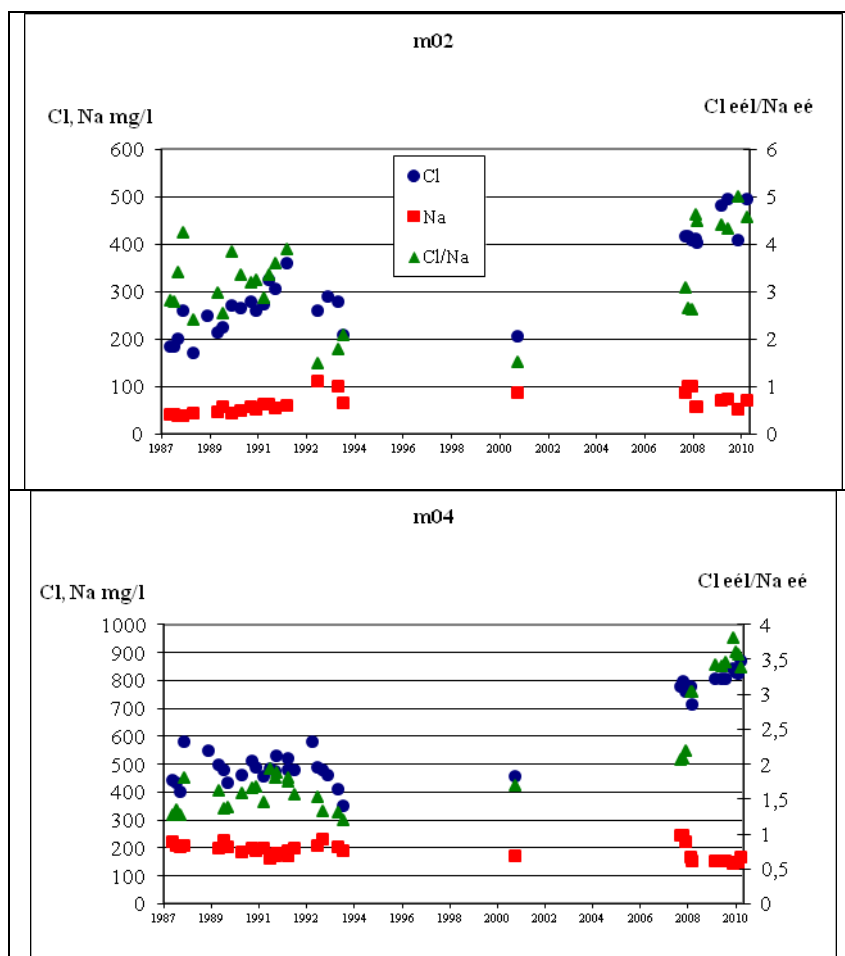
8.ábra: A p08 és a p09 mérőpontok nitrát- és szulfát-ion tartalmának változása
 Fig. 8: Changes in nitrate and sulphate concentrations on measuring point p08 and p09

A Mátyás-hegyi-barlang vizeiben mért vezetőképességek a szennyezés növekedését jelzik, a korábban mért 1500-2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értékek helyett 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -nél magasabbat is észleltünk. A klorid-ion tartalom az m02 ponton a régebbi méréseknél 200-400 mg/l között volt, de 2008-2011-ben megközelítette az 500 mg/l koncentrációt. A m04 ponton az induló értékek nagyobbak voltak (400-600 mg/l), ám mára már megközelítik a 900 mg/l-t (9. ábra).



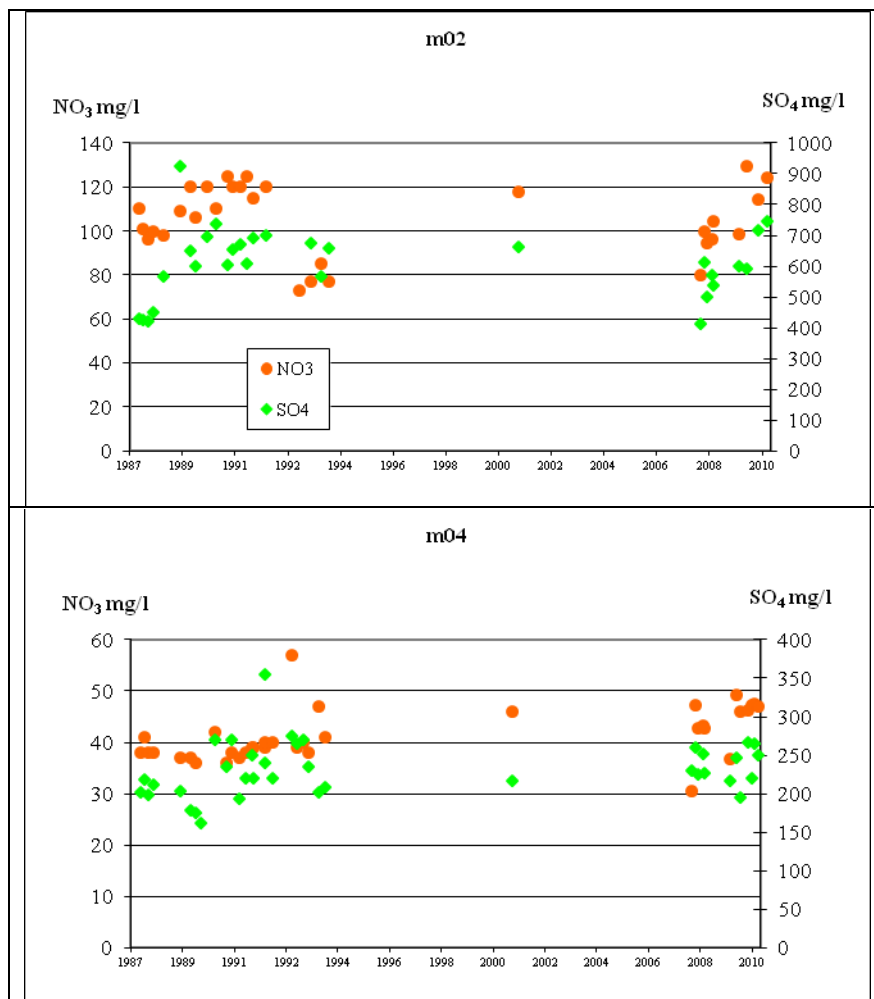
9. ábra: Az m02 és az m04 mérőpontok fajlagos vezetőképesség és klorid-ion tartalom változásai
 Fig. 9: Fluctuation in specific conductance and chloride on measuring points m02 and m04

A Cl/Na hányadost vizsgálva a Pál-völgyi-barlang mérőpontjainál tapasztalható hasonló tendenciát fedezhetünk fel. A különbség annyi, hogy a m02-es ponton 4-5 közötti értékre növekedett (10. ábra). A magas hányados itt is a klorid-szennyezés növekedését jelzi.



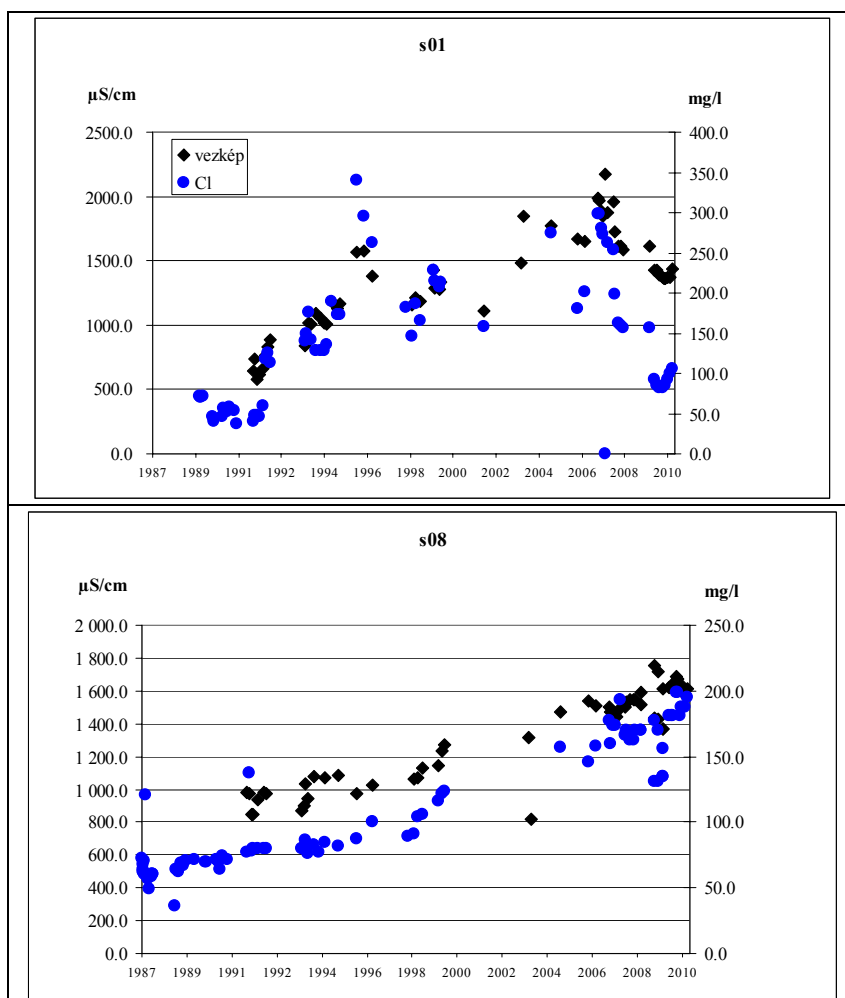
10. ábra: Az m02 és az m04 mérőpontok klorid-, nátrium-ion tartalmának, ill. Cl/Na hányadosának változása
 Fig. 10: Alteration of chloride/nitrat quotient, and fluctuation this ions on measuring points m02 and m04

A nitrát- és a szulfát-ion koncentráció egyik mérőponton sem mutat egyértelmű változást. A nitrát-ion az m02 ponton 70-130 mg/l, az m04 ponton 30-50 mg/l, a szulfát-ion 400-800 mg/l, ill. 180-280 mg/l között mozog (11. ábra).



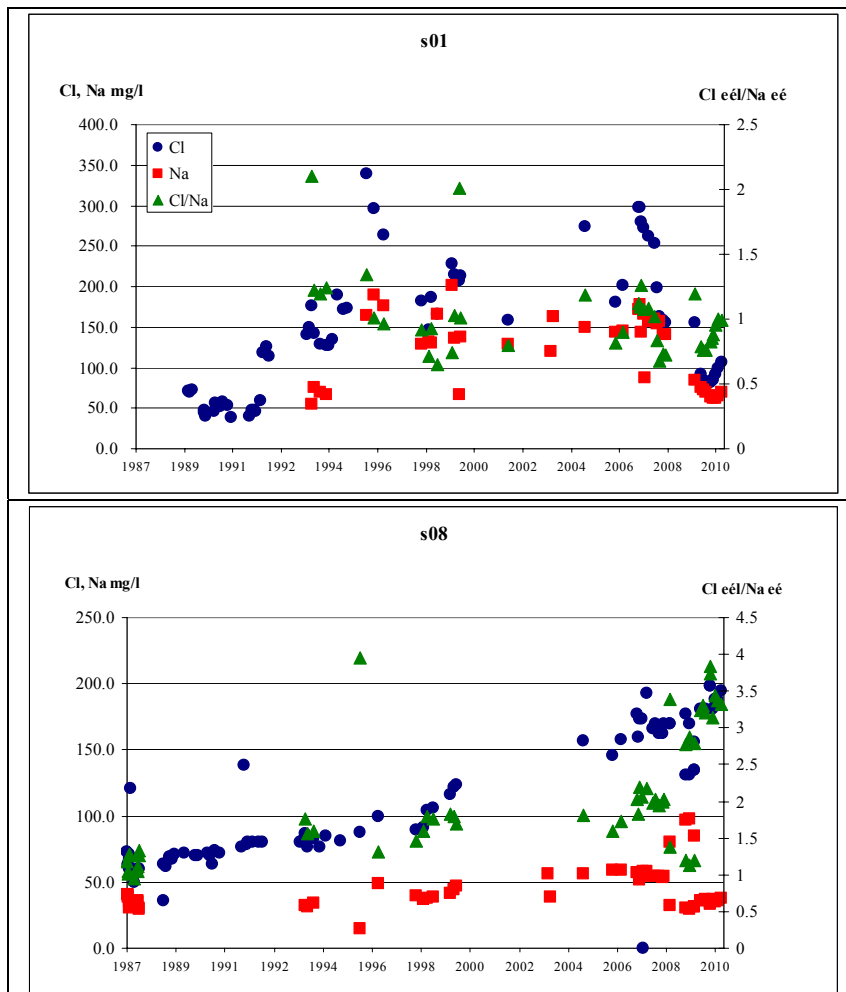
11. ábra: Az m02 és az m04 mérőpontok nitrát- és, szulfát-ion tartalmának változása
 Fig. 11: Changes in nitrate and sulphate concentrations on measuring point m02 and m04

A legteljesebb adatsor a *Szemlő-hegyi-barlang* beszivárgó vizeiről áll rendelkezésre. Az s01 ponton a vezetőképesség értéke 2007-re az 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értékről 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ érték fölé növekedett, majd, bár csökkenni kezdett, nem ment 1400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ érték alá. A klorid-ion tartalom is ezt a tendenciát követi, 50 mg/l-ről 300 mg/l-re növekedett (az 1995. évi kiugrást nem figyelembe véve), és 2007 után erőteljesen csökkent: 70 mg/l-es értékre. 2009 után azonban mindkét paraméter enyhe emelkedést mutat. Az s08 ponton a vezetőképesség 900-ról 1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -re, a klorid-ion 50 mg/l-ről egyenesen növekedéssel 2000 mg/l értékre nőtt a vizsgált időszakban (12. ábra).



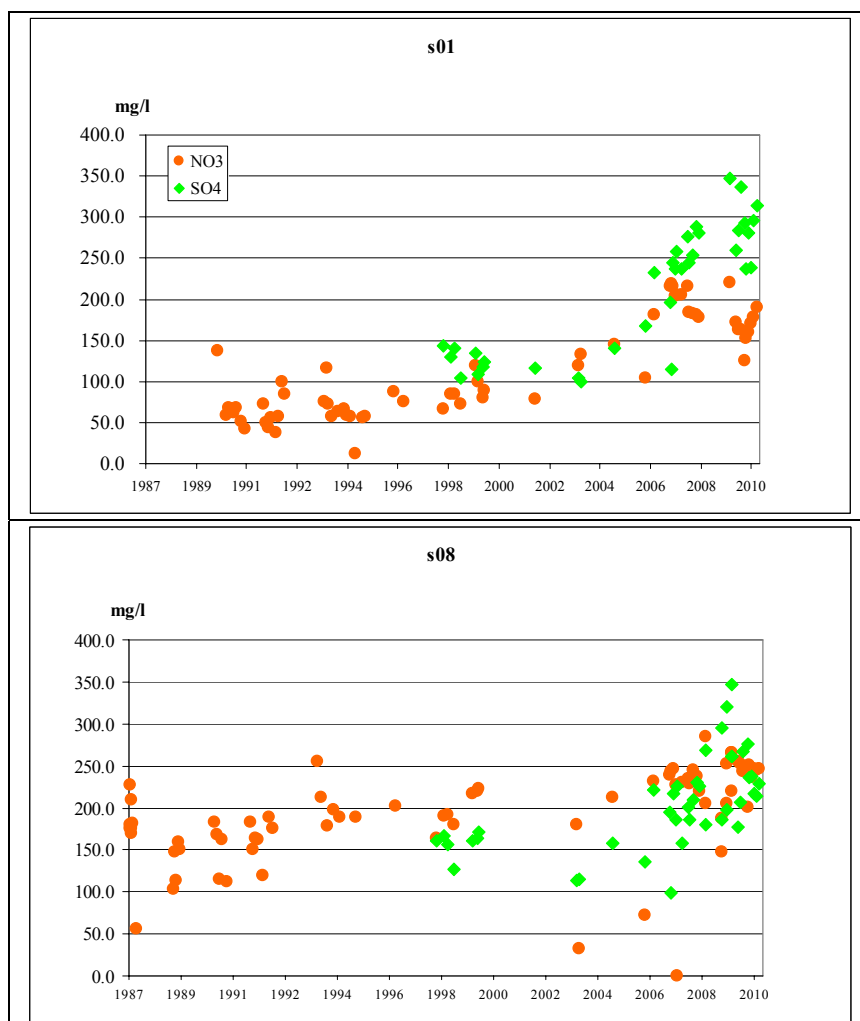
12. ábra: Az s01 és az s08 mérőpontok fajlagos vezetőképesség és klorid-ion tartalom változásai
 Fig. 12: Fluctuation in specific conductance and chloride on measuring points s01 and s08

A vizsgált mérőpontok közül csak az s01-nél tapasztalható az, hogy a Cl/Na hányados 1-es érték körül stagnál; egy-két kiugró értéktől eltekintve a többi pontoktól eltérően nem változik. Itt a felszínről leszivárgó vizek valószínűleg nem olyan helyről származnak, ahol változott a felhasznált kémikáliák aránya, inkább a felszín átalakítása kapcsán betemetett antropogén anyagokból való kioldódás játszhat szerepet. Az s08 pont nátrium-ion értékei kevés változást mutatnak, míg a klorid-ion egyenletesen növekszik, így a Cl/Na arány 3,5-4 közé emelkedett az évek során (13. ábra).



13. ábra: Az s01 és az s08 mérőpontok klorid-, nátrium-ion tartalmának, ill. Cl/Na hányadosának változása
 Fig. 13: Alteration of chloride/nitrat quotient, and fluctuation this ions on measuring points s01 and s08

A nitrát-ion tartalom a többi, tárgyalt mérőponthoz képest itt a legnagyobb, és növekvő tendenciájú. Az s01 ponton 50-100 mg/l közötti értékről 2006-ra 180-230 mg/l-re emelkedett, majd 2009-ig 150 mg/l alá csökkent, de ezután újra növekedett megközelítve a 200 mg/l-es értéket. Az s08-as ponton egyenletes növekedése figyelhető meg, 2009. után már 250 mg/l körüli értékekkel. A szulfát mindkét ponton növekszik, 100-150 mg/l közötti értékről 200-350 mg/l-re (14. ábra).



14. ábra: Az s01 és az s08 mérőpontok nitrát- és, szulfát-ion tartalmának változása
 Fig. 14: Changes in nitrate and sulphate concentrations on measuring point s01 and s08

A Szépvölgy időszakos vízfolyásának szennyezettsége

Nagyobb esőzés, hirtelen hóolvadás alkalmával az időszakos vízfolyás medre megtelik, és a vízhozamtól függően a Fenyőgyöngyétől, a buszvégalomás alatt kialakított áteresztől (mely a felette lévő lakóövezetről vezet el az esővizet) egészen a Mátyás-hegy K-i kőfejtőjének hajdani meddőjéig halad. Kisebb vízhozamnál már feljebb elszivárog, nem mindig jut el idáig a szennyezett víztömeg (15. ábra).



15. ábra A Szépvölgy időszakos vízfolyásának elhelyezkedése a barlangokhoz képest
 Fig. 15: Map of caves and the periodic watercourse in Szépvölgy valley

2009-ben sikerült egy nagyobb esőzésnél megmintáznunk a völgyön egészen a köfjétoig végigzúduló (KISS 2009), majd 2010-ben a Pál-völgyi közíg nyomon követhető vizeket. Az I. táblázatban a Szépvölgy két pontján mért értékeket, ill. a Mátyás-hegyi-barlang Szépvölgy vonala alá eső mérő-pontjainak statisztikai mutatóit tüntettük fel. A felszíni vízfolyásnak magas a vezetőképessége és klorid-ion koncentrációja, melynek egy része okozhatja a barlangi beszivárgó vizek maximum értékeit. A nátrium-ionra ez a feltételezés csak részben igaz, ezt a Cl/Na arány eltérése is alátámasztja. A barlangba beszivárgó víz magas nitrát- és szulfát-ion tartalmára sem ad magyarázatot az időszakos vízfolyás vízminősége, feltételeznünk kell más szennyező forrást is. Legkézenfekvőbb magyarázat a párhuzamosan haladó, és a szennyvizet nagy területről gyűjtő csatorna szivárgása lehet.

I. táblázat
 Table I.

A Szépvölgy időszakos vízfolyásának és a Mátyás-hegyi-barlang beszivárgó vizeinek minősége
 Comparison the water quality of periodic watercourse in Szépvölgy valley and infiltrated waters of Mátyáshegy cave (vezkép = conductance)

		Vezkép	Cl	NO ₃	SO ₄	Na	Cl/Na	
		μS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	eé/eé	
Fenyőgyöngye alatt	2009.02.09	28900	10248	0,9	28	3223	2,0	
	2010.11.27	15150	5601	2,5	39	1587	2,3	
Pál-völgyi-köz	2009.02.09	20200	7231	2,4	31	2065	2,3	
	2010.11.27	11370	4112	4,1	22	1103	2,4	
Mátyás-hegyi-barlang	medián	2910	588	94,3	385	149	3,1	
	2008-2011	minimum	1054	85	18,6	143	23	0,5
		maximum	7900	4395	231,4	1396	681	5,8

Az antropogén okokat tovább keresve, két alkalommal megmintáztuk a kommunális szennyvizet elvezető csatornákat. A szennyvíz összetétele napi-heti tevékenységtől függően gyorsan változhat, így hétvége időzítettük a mintavételt feltételezve, hogy ilyenkor aktívabb az otthoni tevékenység a lakóközvetben. Tudjuk, hogy ez nem reprezentatív mintavétel, hisz ahhoz sokkal sűrűbben kellene azt végezni, a lakossági tevékenységek ciklusához igazodva, de a továbbgondolkodáshoz már segítséget nyújthat ez a vizsgálat is.

A szennyvíz vezetőképessége (1109-1582 $\mu\text{S}/\text{cm}$) magyarázhatja a beszivárgó vizek hasonló értékeit (a Pál-völgyi-barlangban tapasztalt maximumokat kivéve, mert ezeket a Szépvölgy zónája alatti pontokon mértük, ahol az előzőekben leírtak miatt más hatások is jelentkeznek). Igaz ez a korid-ionra is, de a Cl/Na arány esetében már nem mondhatjuk el ugyanezt. Addig, amíg a szennyvíznél 0,8-1,5 közötti a hányados értéke, a beszivárgó vizeknél már jóval nagyobb, és a nátrium-ion hátrányára tolódik el. Feltételeznünk kell, hogy nem csak a csatornából kerül a beszivárgó vízbe klorid-ion, hanem egyéb forrásból is.

II. táblázat
Table II.

A kommunális közcsatorna és a barlangi beszivárgó vizek minősége
Comparison the waste water and infiltrated cave waters

		Vezkép	Cl	NO ₃	NO ₂	NH ₄	PO ₄	SO ₄	Na	Cl/Na
		$\mu\text{S}/\text{cm}$	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	eé/eé
Pálvölgyi út - csatorna	2011.01.29	1109	78	0	0	43,5	13,3	91	33	1,5
Pál-völgyi-barlang	medián	1346	163	68	0	0	0	194	23	3,3
2008-2011	min	494	35	5	0	0	0	78	6	1,0
	max	6330	3580	239	0	0	0	514	415	16,7
(0 = k.h.alatt)										
Barlang utca - csatorna	2011.01.29	1582	142	1,2	0,92	41,2	7,8	129	112	0,8
	2011.04.17	1522	128	0	0	55,0	5,5	238	91	0,9
Szemlő-hegyi-barlang	medián	1337	113	119	0	0	0	199	42	1,8
2008-2011	min	487	7	8	0	0	0	64	6	0,6
	max	1958	266	379	1,18	0,5	2,1	476	161	4,0

A nitrogén-formákat vizsgálva szembetűnő, hogy míg a szennyvízben a redukált forma, az ammónium-ion az uralkodó, addig a beszivárgó vízben már az oxidatív viszonyokat jelző nitrát-ion fordul elő. A beszivárgás során megváltozó redox-viszonyokat *KRAUS* szóbeli közlése is megerősíti, mely szerint a cseppkövek katódluminoszkópos vizsgálatával kimutatta, hogy azok oxidatív állapotú oldatokból képződnek.

A beszivárgó vizek nagy szulfát-ion tartalmának egy része természetes okokra vezethető vissza, hisz a fedőben lévő márga magas pirittartalmú.

A bemutatott mérőpontok szulfát-ion tartalmának emelkedése viszont származhat a szennyvízből, ahogyan a *II. táblázat* adatai is mutatják.

A foszfát-ion csak a Szemlő-hegyi-barlang két pontján kimutatható, bár a szennyvízben nagy koncentrációban van jelen. Feltételezhető, hogy ezeken a pontokon kevésbé érvényesül a fedőréteg szűrőhatása.

Összefoglalás

A területet érő egyre nagyobb terhelésre hosszú évtizedek óta tartó vizsgálatok, elemzések, publikációk hívják fel a figyelmet (*FEHÉR* 1995, *TAKÁCSNÉ BOLNER* et al. 1989, *MAUCHA* 2001, *VIRÁG* et al. 2009, *FEHÉR* et al. 2009, *KISS* 2009). A legutóbbi évek eredményei –különösen a vezetőképesség és a klorid-koncentráció emelkedése – a szennyezés további növekedésére figyelmeztetnek. A Cl/Na hányados markánsan megnövekedett értéke nagymennyiségű, az útsózástól független klórszennyezést jelez. Forrását keresve nem hagyható figyelmen kívül a térség településszociológiai trendjének az utóbbi húsz évben tapasztal változása: a luxusingatlanok szaporodása, a tájhasználat megváltozása. A különböző káros antropogén hatások kimutatása, feltérképezése, néhány lelkes kutató, vagy kutatóműhely munkája „csak” figyelemfelkeltő lehet. Számos intézmény, hatóság összefogásával, hosszútávú védelmi terv kidolgozásával, és megvalósításával, lakossági támogatással lehetne a jelenlegi kedvezőtlen helyzeten változtatni, amely a Duna partján fakadó gyógyvízforrások állapotát is veszélyeztetheti.

Köszönetemet szeretném kifejezni munkámat hosszú évek során támogató barlangkutató társaimnak, az Acheron Barlangkutató Csoportnak, a Pagony Barlangkutató Csoportnak, a Bekei Imre Gábor Barlangkutató Csoportnak és az ELTE Környezet és Tájföldrajzi Tanszékének önzetlen segítségükért.

IRODALOM

FEHÉR K. (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-bg-ban. - Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája, Hévíz. p.47-52.
FEHÉR K. (2009): A Rózsadombi-termálkarszt szennyeződés-veszélyeztetettségi vizsgálata. - Diplomamunka, Budapest. ISBN 978-963-06-7311-2.

- FEHÉR K.–KISS K.–KOVÁCS J.–KISS A.* (2009): Beszivárgás vizsgálatok a Rózsadombi-termálkarszton. - Karsztfejlődés XIV, Szombathely. p 45-55.
- HEM, J.* (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. – U. S. Geological Survey, Alexandria. p.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
- KRAUS S.* (2011): Cseppkövek katódluminoszkópos vizsgálatai. - Szóbeli közlés.
- 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.: Essays in the ecology and conservation of karst. Spec. Issue of Acta Geographica Szegediensis. Szeged. p. 104–111.
- 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, Szombathely. p 57-82.
- 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 p. 634-639.
- 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.
- SZÉKELY K.* (szerk., 2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai. - Mezőgazda Kiadó, Budapest. ISBN 963 9358 96 7

VÍZVIZSGÁLATOK A MOLNÁR JÁNOS-BARLANGBAN

¹BERGMANN CSABA – LEÉL-ŐSSY SZABOLCS² –
FEHÉR KATALIN³ – FÓRIZS ISTVÁN⁴

¹Országos Környezetegészségügyi Intézet, Vízbiztonsági Osztály, 1097 Budapest, Gyáli út 2-6; bergmann.csaba@oki.antsz.hu

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

³ELTE-TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; feher.katoke@gmail.com

⁴MTA Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45;
forizs@geokemia.hu

Abstract: The aim of the study is to examine the quality of spring and drip-waters and to obtain information about the natural and anthropogenic effects on the waters in the Molnár János Cave (an active hydrothermal cave situated within the town of Budapest). The monitoring of the waters was carried out from 5/2009 to 1/2011. Seven sampling points (four spring and three drip-waters) were established representing the air-cavity passages. The water samples were collected monthly for chemical (HCO_3^- , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+), stable oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen (δD) isotope analysis. The pH and electrical conductivity were measured at all samples as well. Mathematical analysis (multivariate exploratory technique) was applied for the evaluation of chemical data. According to the results the drip-waters were separated by intensity of dripping as well as by chemical and stable isotope compositions. At the most intensive "Cseppkő-fal" dripping the water originates mostly from the precipitation. The less intensive "Kessler-termi csepegés" and "táró-csepegés" drippings suffer from anthropogenic influence. Leakages of drinking water pipelines and sewage-channels were confirmed by the results. The quality of spring waters is very good and stable. Two types of spring waters are mixing in the cave: hot (infiltrated in the Ice Age) and cold (infiltrated in the Holocene).

Bevezetés

Budapest felszíne alatt - a világon egyedülálló módon - kiterjedt barlangrendszer és Európa legnagyobb hévizes rendszere húzódik (GOLDSCHIEDER et al., 2003). A Budai-hegységben eddig kb. 45 km barlangjáratot tártak fel, teljes kiterjedésük a még feltáratlan szakaszokkal együtt, LEÉL-ŐSSY szerint (2008) akár a 70-80 km-t is elérheti. A Duna mentén fakadó hévizek és a rózsadombi barlangok idegenforgalmi és természetvédelmi jelentősége egyaránt fontos. A felszínről a barlangokba beszivárgó vizek a karsztvizet táplálják, amelynek tisztasága a (gyógy)fürdőzési célok mellett, a lakossági ivóvízellátásban betöltött jövőbeli szerepe miatt akár kulcsfontosságú is lehet. A barlangok járatai általában a karsztvízszint és a felszín között helyezkednek el. A karsztvíz elszennyeződésének veszélye miatt a barlangi csepegő vizek stabilizotópos, kémiai (és mikrobiológiai)

vizsgálata fontos információkkal szolgálhat a víz antropogén vagy természetes eredetével kapcsolatban. A Molnár János-barlang esetén ennek szerepe még hangsúlyosabb, mivel járatai az erózióbázis szintjén (ill. alatta) húzódnak, így vízzel részben vagy teljesen kitöltöttek és a csepegő vizek közvetlenül a védendő felszín alatti vízbe jutnak.

Már több mint 150 évvel ezelőtt Molnár János is foglalkozott a Lukács-fürdő forrásvizeinek kémiai vizsgálatával (*MOLNÁR* 1859). Átfogó ismeretanyagot a budapesti gyógyforrásokról először a Budapest meleg gyógyforrásai c. könyv (*PAPP* 1942), majd az 1968-as Budapest hévizei c. VITUKI kiadvány közölte (*ALFÖLDI* et al. [SZERK.] 1968). A későbbiekben a város alatt húzódnó barlangok folyamatos felfedezésének köszönhetően egyre nagyobb figyelmet fordítottak a barlangjáratokba beszivárgó vizek vizsgálatára is. 1987-ben a VITUKI mintázott beszivárgó vizeket a Rózsadomb komplex környezetvédelmi vizsgálatának keretében (*MAUCHA* et al. 1987), majd a PHARE 134/2. számú projektje során történtek komplex kémiai, mikrobiológiai és stabilizotópos vizsgálatok a Pál-völgyi-, Mátyás-hegyi-, Szemlő-hegyi-, József-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangban gyűjtött csepegő vízmintákon (*SÁRVÁRY* et al. 1992). A kilencvenes évek közepétől a Pagony barlangkutató csoport folytatott a Szemlő-hegyi-barlangban rendszeres (*FEHÉR* 1995), illetve a Mátyás-hegyi-barlangban időszakos méréseket (*KISS* 2009). A budai termálvizek stabilizotópos vizsgálatát *DEÁK* (1979, 1980, 2010), *BABIDORICS* et al. (1998) és *FŐRIZS* et al. (2007) végezte, majd a budapesti hévizek szulfátjának eredetét kutató mérések során további vizsgálatok történtek (*SZABÓ* et al. 2009). A Szemlő-hegyi-barlang csepegő vizeinek kémiai analízisével párhuzamosan *VIRÁG* et al. (2009, 2010) végzett stabilizotóp méréseket.

Kutatásunk legfőbb célja, hogy megállapítsuk milyen a forrás- és a beszivárgó vizek minősége, és milyen különbségek vannak kémiai és stabilizotópos összetételükben, illetve, hogy ez az összetétel mennyiben magyarázható természetes vagy antropogén okokkal. Ezek megválaszolására a forrás- és beszivárgó vizek kémiai és stabilizotópos összetételét elemeztük és a kapott eredményeket kiértékeljük, illetve csapadékadatokkal összevetettük.

Földtani viszonyok

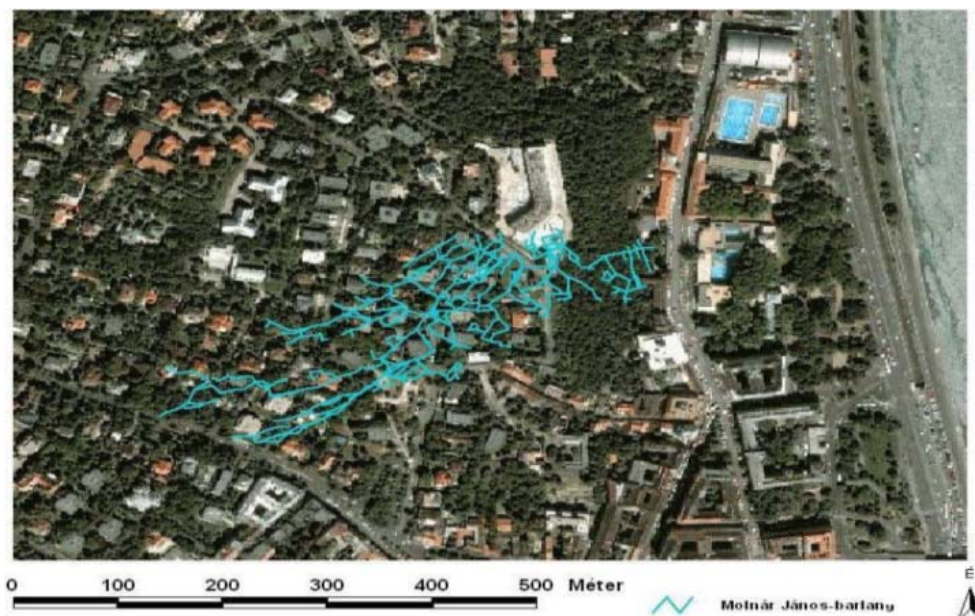
A Budai Termálkarszton a Dunához közeli beszivárgási területeken (főleg a Budai- és a Pilis-hegység területén) lehulló csapadékvízből származó, intermedier és regionális pályákon érkező, a mélyben már különböző hőfokra felmelegedett és eltérő ionkoncentrációra szert tett vizek a Duna vonalában egymással keveredve jutnak a felszínre (*ALFÖLDI* 1978, *KOVÁCS* -

MÜLLER 1980). A források vízhozamát tekintve a közvetlen beszivárgásból származó komponens mennyisége elhanyagolható. A kutatók zöme (JAKUCS 1948, KRAUS 1982, NÁDOR 1991, stb.) úgy tartja, hogy a rózsadombi barlangok hidrotermás eredetűek. A barlangok keletkezésében a legfontosabb szerepet (a tektonikus preformáció mellett) a keveredési korrózió fent említett oldási folyamata játszotta.

A budai Rózsadombon és környékén a triász és eocén karbonátos kőzetekben száznál is több barlangot, illetve barlangindikációt ismerünk. A terület barlangjai nem rendelkeznek természetes kijáratral (kivétel a Molnár János-barlang), mivel járataik kialakításában az alulról felfelé törő meleg vizű "források" játszották a fő szerepet, amelyek legtöbbször nem érték el a felszínt, így oldó hatásukat a mélyebb rétegekben fejtették ki. A barlangok felfedezése ezért csak tudatos kutatómunka vagy véletlen folytán, mesterséges feltárás során valósulhatott meg. Ilyen mesterséges feltárás pl. a csatornázás, amely a Ferenc-hegyi-barlang; a kőbányászat, amely a Pálvölgyi-Mátyáshegyi-barlangrendszer; a fűrés, amely a B0-barlang, vagy a házalapozás, amely a József-hegyi-barlang feltárását eredményezte (LEÉL-ŐSSY 1995). Jelenleg több mint 45 km-es természetes üregrendszer ismert a Budai-hegységben, amelyek közül 6 az egyenként is több km-es járáthálózattal rendelkező barlangrendszer: Pálvölgyi-Mátyáshegyi-barlangrendszer 19 km, Ferenc-hegyi-barlang 6,5 km, Szemlő-hegyi-barlang 2,2 km, Harcsaszájú-Hideglyuk-barlangrendszer 7,5 km, József-hegyi-barlang 6 km, Molnár János-barlang 7,5 km (ORSZÁGOS BARLANGNYILVÁNTARTÁS).

A József-hegy a Rózsadomb északkeleti elvégződése. A barlang környékét a Frankel Leo út – Gül Baba utca – Vérhalom utca – Rómer Flóris utca – Apostol utca - Kavics utca határolja (1. ábra). A hegy gyomrában búvik meg a Molnár János-barlang, amely jelentős részben a felső-eocén Szépvölgyi Mészke és felső-eocén, alsó-oligocén Budai Márga határán keletkezett (LEÉL-ŐSSY 1997). A Molnár János-barlangtól eltekintve a Budai-hegység összes ismert barlangja fosszilis, paleokarsztos üreg. A hegység kiemelkedése és a Duna bevágódása együttesen eredményezte a járatok szárazra kerülését, az aktív vízcirkuláció megszűnését (LEÉL-ŐSSY et al. 2008). A terület egyetlen ma is aktív barlangja a József-hegy lábánál elhelyezkedő Malom-tavat tápláló Alagút- és Boltív-források aktív vízvezető járatát képező Molnár János-barlang, amelynek vizét a Szent-Lukács-fürdő hasznosítja. Az 1972-ben felfedezett Molnár János-barlang ismert hossza az eredeti 420 méterről a 2002 óta folyamatos újabb feltárások révén mára kb. 7,5 km-re nőtt, mélysége a bejárathoz képest közel 100 m. A 2008-ban táróval megnyitott kb. 350 m²-es Kessler-terem (vízszint feletti belmagassága 10 m) környékén a levegős járatokban már +30 méterre sikerült feljutni. Itt

és a táróban több helyen természetes vízcsepegési és vízbefolyási helyek ismertek. A barlang jelentős része víz alatt van, járatai oldódással ma is növekednek, falai általában csupaszak és rajta sem légteres kiválásokat (pl. borsókö) sem cseppköveket nem találunk (KALINOVITS 2006). Egyedül szerény gipszkiválások figyelhetők meg a Kessler-terem oldalában. Vizének hőmérsékletét az intermedier és regionális pályákon érkező vizek keveredésének aránya határozza meg (KALINOVITS 1984). A barlangban fakadó források leghűvösebbje 17 °C, a legmelegebb 27 °C (KALINOVITS szóbeli közlése 2010). A Kessler-terem vizének átlagos hőmérséklete 26,9 °C (BOGNÁR szóbeli közlése 2010). A barlang ritka nevezetességei a nagyméretű (2-3 cm) barit kristályok, amelyek jellemzően mangános kéreggel borítottak (LEÉL-ŐSSY 1995). A barlang száraz járataiból ismert a vivianit, amelyet Molnár János írt le (MOLNÁR 1859), ez máshol nem jellemző.



1. ábra: A Molnár János-barlang elhelyezkedése (VIRÁG in Trásy 2010)
Fig. 1: Location of Molnár János Cave

A csepegő vizek minőségét veszélyeztető források

A beszivárgást a József-hegy természeti adottságai (talajtípusok, domborzat, növényzet, klíma) mellett, a megváltozott területhasználát és a jelentős beépítettség egyaránt befolyásolja. 1985-re a beépítettség a Rózsadombon elérte a 85,3 %-ot (MARI-FEHÉR 1999), amely azóta tovább növekedett. En-

nek következménye, hogy nő a burkolt részek nagysága és csökken a beszivárgási terület.

A vizsgált területen a József-hegy oldalában összefüggő zöldfelület található, míg a felette elhelyezkedő részen épületekkel, járdákkal, útburkolattal tagolt kertvárosi beépítés a jellemző. Ezek az épített, mesterséges felületek megváltoztatják a természetes beszivárgást: a burkolt felületeken a csapadék nagyobb része párolog el, mint a talajfelszínen, sokszor elzárják a víz egyes természetes beszivárgási helyek felé vezető útját (és elvezetik a csatornába), máshol viszont koncentráltan juttatják azt a felszín alá. Folyamatos veszélyeztető tényezők, koncentrált szennyezőforrások a szemét- és törmeléklerakó helyek, az öntözőberendezések, a víz- és csatornahálózat meghibásodása esetén a víz, ill. a szennyvíz szivárgása. További szennyező forrás lehet az utak csúszásmentesítéséhez használt só, a kertekben használt műtrágyák és növényvédőszer, valamint a kerti fürdőmedencék fertőtlenítéséhez használt vegyületek (hipokloritok) (PAPP–GÉCZY 1996).

Vizsgálati módszerek

A kutatás során a vízmintavételeket 2009. május – 2011. január közötti időszakban havi rendszerességgel végeztük. A kezdeti 5 mintavételi pont (4 forrás és 1 csepegő) a későbbiekben 2 csepegővíz-mintavételi hellyel bővült.

A mintavételi pontok kiválasztásának egyik fő szempontja volt, hogy azok jól reprezentálják a barlang légterés szakaszait. A beszivárgás változó intenzitása miatt a csepegő vizek esetén további szempont volt, hogy mérhető mennyiségű mintát tudjunk venni. A táróban a csepegő víz gyűjtésére fixen kihelyezett mintavevő edényt és tölcserűt használtunk. A másik két csepegésnél, tekintettel arra, hogy a barlang légterés járatai vízzel részben kitöltöttek, a mintavevők fix elhelyezése órákra vagy napokra körülményes lett volna. Ezért ezeknél a pontoknál az edényeket kézben tartva, tölcserű segítségével vettük a vízmintákat.

A mintavételek általában 1-1,5 órán át tartottak, melyekre az esetek többségében reggeli időpontban került sor. Sikertelen mintavétel az egyik csepegésnél három alkalommal fordult elő. A laborba szállítást követően a vízkémiai vizsgálatokat még aznap, de legkésőbb másnap elvégeztük. Utóbbi esetben a mintákat hűtőben tároltuk. A mintaelőkészítés során, szükség esetén a vízben lebegő szilárd részecskéket 9-15 µm pórusátmérőjű szűrőpapírral eltávolítottuk. A vizsgálatokkal a következő paramétereket elemeztük: pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, lúgosság, kalcium-, magnézium-, klorid-, szulfát-, nitrát-, nitrit-, ammónium-, ortofoszfát-, nátrium- és

káliumion-tartalom. Az alkalmazott módszerek: elektroanalitikai (pH, vezetőképesség), titrimetria (HCO_3^- , Ca^{2+} , Cl^-), spektrofotometria (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) és lángfotometria (Na^+ , K^+). A mérések az ELTE Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék Vízföldrajzi laboratóriumában történtek.

A kémiai vizsgálatokkal párhuzamosan - 2010 szeptemberéig - a begyűjtött mintákon lézerspektroszkóp segítségével megmértük a vizek oxigénjének és hidrogénjének stabilizotópos összetételét ($\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^2\text{H}$ vagy δD (deutérium) értékek). A vizek elemzése több havi minta összegyűjtése után történt. A vizsgálatig állandó hőmérsékletű helyen tároltuk az üvegeket. A vizsgálatokra az MTA Geokémiai Kutatóintézetének Stabilizotóp laboratóriumában került sor.

A kémiai adatok kiértékeléséhez többváltozós adatelemző módszert (klaszter-analízist) alkalmaztunk.

A kutatás teljes időszakára megkaptuk a barlanghoz legközelebbi, Ferenc-hegyi állomás csapadékadatát (*VITUKI* adatok).

A forrás- és beszivárgó vizek elemzése, értékelése

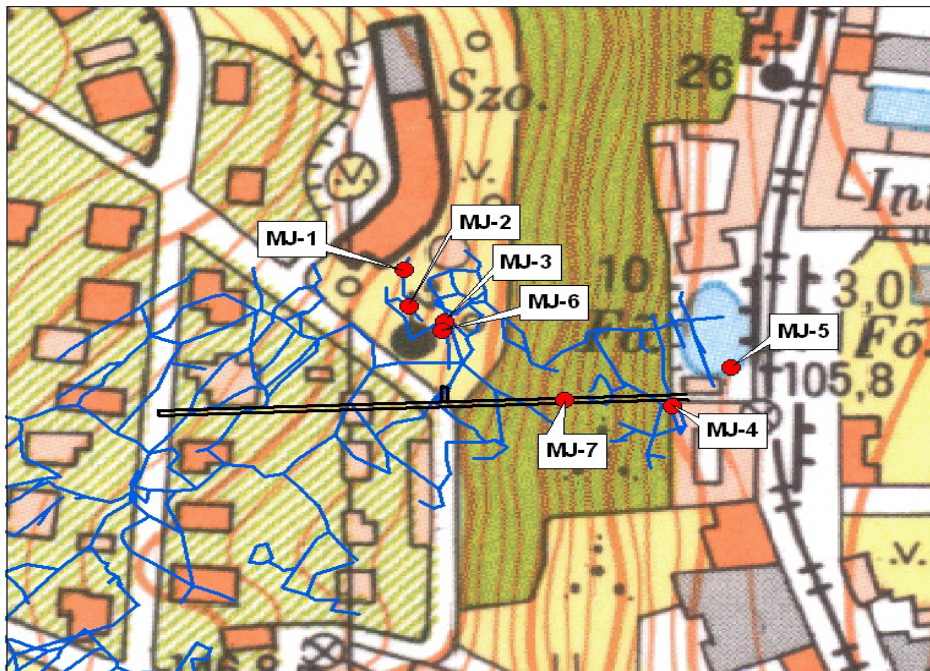
Az adatok elemzéséhez a klaszter-analízist használtunk. Ez a többváltozós adatelemző módszer jól alkalmazható vízkémiai idősorokra (*KOVÁCS* et al. 2005, *KOROKNAI* et al. 2005). A klaszter-analízis egy adathalmaz pontjainak hasonlóság alapján való csoportosítási technikája, amelynek során ismeretlen számú csoport képződik, és az egyes csoportokhoz hozzárendeli a megkülönböztetésül szolgáló típusjegyeket. Ezeket a csoportokat nevezzük klasztereknek. Csoportosíthatunk például mintákat a mért paraméterek, betegségeket tüneteik, de akár weboldalakat is tartalmuk alapján.

A klaszterezés módszerei közül az ún. hierarchikus klaszterelemzést használtuk. Ez a módszer az összevonáson alapul, vagyis kezdetben minden elemet külön klaszterként kezel, majd összekapcsolja őket egyre nagyobb klaszterekbe, míg a végén egyetlen, az összes elemet tartalmazó klasztert kapunk. Az eredményt általában egy fa-struktúra (dendrogram) formájában ábrázolják.

A klaszter-analízis segítségével 5 csoportot különítettünk el a következő nyolcféle ionkoncentráció felhasználásával: hidrogén-karbonát, kalcium, magnézium, klorid, nitrát, szulfát, nátrium és kálium (*1. táblázat*). A négy forrás-, ill. a három csepegő víz mintavételi hely a *2. ábrán* látható.

A klaszter-analízis során kapott csoportok
Groups made by means of cluster analyses

Minta		
Csoportja/darabszáma	Térképi jele	Neve
1/21	MJ4	Dexion-ág
1/21	MJ5	Malom-tó
2/21	MJ2	Belső-tó
2/21	MJ3	Kessler Hubert-terem
3/21	MJ1	Cseppkő-fal
4/12	MJ6	Kessler-termi csepegés
5/10	MJ7	táror-csepegés



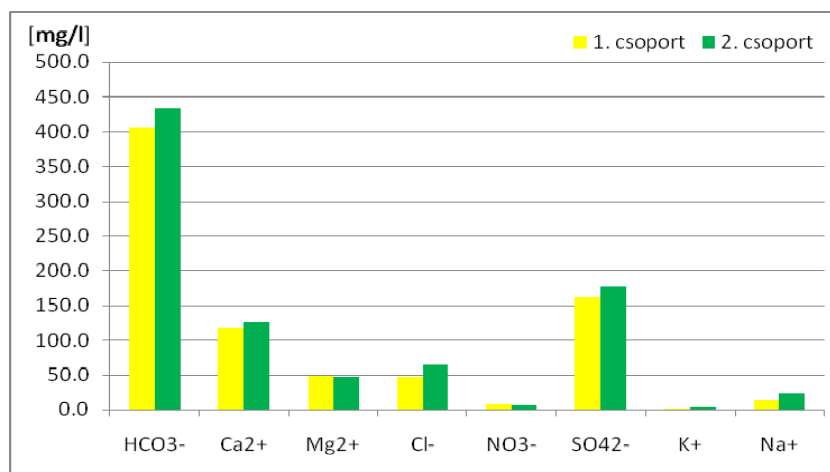
2. ábra: A mérési pontok elhelyezkedése a Molnár János-barlangban (jelmagyarozat az 1. táblázatban). A táror feketével ábrázoltuk.
Fig. 2: Location of the measuring points in the Molnár János Cave (legend in Table I). The tunnel is represented by black colour.

Az 1. csoportba a barlang Dexion-ágából és a Malom-tóból vett minták, míg a 2. csoportba a barlang belső járataiból, a Kessler-teremből és a Belső-tóból vett minták kerültek. Típusukat tekintve ezek forrásvizek. A másik három "csoportban" egy-egy csepegővíz-helyről gyűjtött minták van-

nak. Az analízis során első lépésben a leginkább hasonló, forrásvíz-mintákat tartalmazó csoportok kerültek egy klaszterbe. A csepegő vizek közül a Cseppkő-falnál (3. csoport) és a Kessler-teremben (4. csoport) vett minták mutatnak nagyobb hasonlóságot, szemben a táróban vett mintákkal. Végül, ahogy azt várni lehetett, utolsó lépésben kerültek összevonásra a két eltérő típusú (forrás- és csepegő víz) mintákat tartalmazó csoportok.

Az értékelés során csoportonként a kémiai paraméterek medián értékeit jelenítettük meg. A csoportok összehasonlításánál a *sókoncentrációt* is használtuk, amelyet a nyolc vizsgált komponens mennyiségének összegeként határoztunk meg (FEHÉR et al. 2009).

Az 1. és a 2. csoport sókoncentrációja a legkisebb (800, illetve 875 mg/l) melyet a forrásvizekre jellemző nagy hidrogénkarbonát-koncentráció határoz meg. (3. ábra). Az első csoport gyűjtőpontjai a felszíni levegővel közvetlenebb kapcsolatban állnak, a Malom-tó hígulását a csapadék is befolyásolhatja. A második csoportba a barlang belsejéből származó minták kerültek, ahol egész évben a barlang jellegzetes klímája uralkodik. A két csoport közti eltérés lehetséges, hogy a hideg és meleg komponens eltérő arányú keveredésének köszönhető. A hosszabb (regionális) áramlási pályán mozgó meleg komponensnek több ideje van a kőzeteket oldani, így a kémiai paraméterek nagyobb koncentrációját (hidrogén-karbonát, kalcium, klorid, szulfát, nátrium) eredményezheti a barlang belsejében. A magnézium-, a kálium- és a nitráttartalom gyakorlatilag megegyezik a két csoportban.



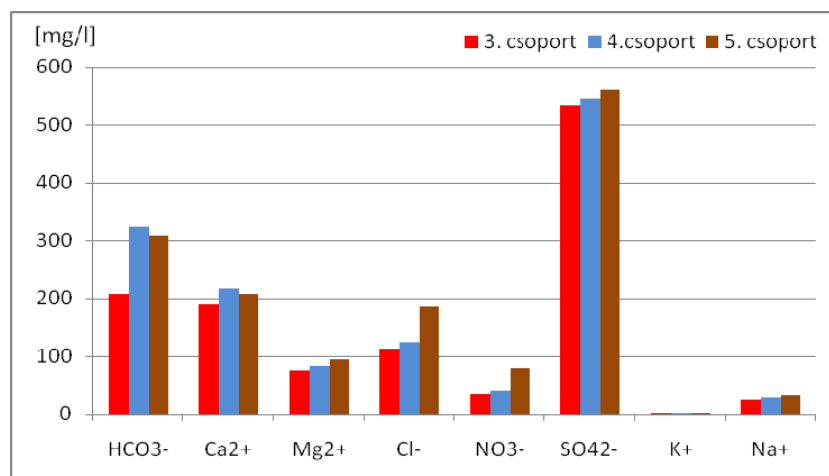
3. ábra: Az 1. és 2. csoport ionkoncentrációja
Fig. 3: Ionconcentrations of group 1 and 2

A 3-5. csoport 1000 mg/l feletti sókoncentráció-értéke elsősorban a kiugróan nagy szulfátmennyiségnek köszönhető. Az antropogén hatást a nit-

rát megnövekedett koncentrációja, valamint a klorid és a szulfát nagy értéke jelzi (4. ábra).

A 3-4. csoport sókoncentráció értéke 1180, illetve 1360 mg/l. A különbség az ionok arányában van: a hidrogénkarbonát-tartalom tekintetében nagyobb (215, illetve 335 mg/l), a kalcium és a magnézium esetében kisebb a különbség a 4. csoport javára. Az antropogén (nitrát), illetve részben antropogén (klorid, szulfát) szennyezést jelző ionok közel azonos arányban vannak jelen.

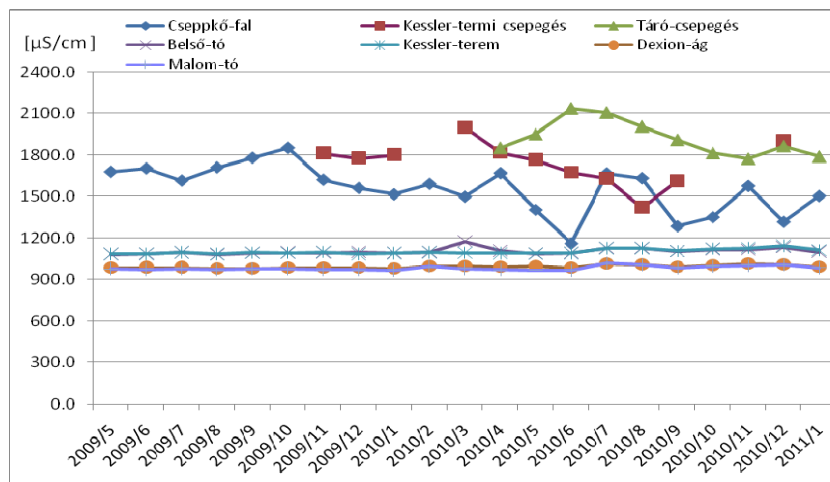
A legnagyobb sókoncentrációjú (1470 mg/l) és egyben legszennyezettebb csoport az utolsó. Több paraméter esetén is itt van a legnagyobb érték. Ezek közül a legszembetűnőbb a szulfát (560 mg/l), a nitrát (80 mg/l) és a klorid (185 mg/l) nagy koncentrációja.



4. ábra: A 3-5. csoportok ionkoncentrációja
Fig. 4: Ionconcentrations of group 3-5.

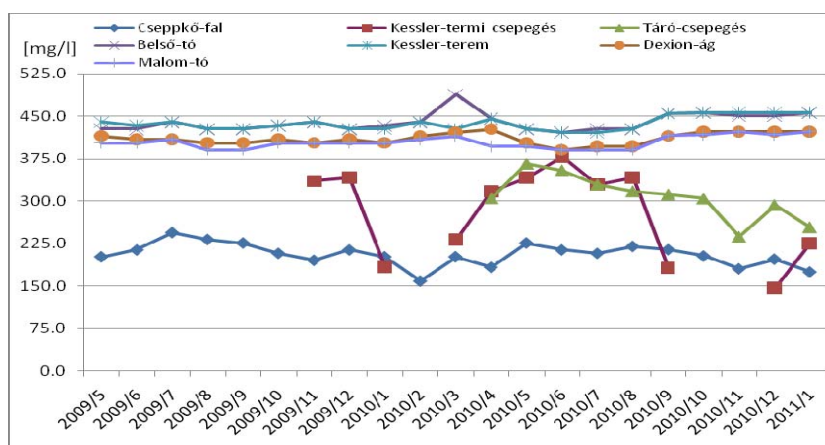
A pH értékek a forrásvizek esetén nem mutatnak nagy változatosságot, általában 6,7-7,3 között mozogtak. A csepegő vizek pH-ja magasabb, 7,2-8,2 közötti volt.

A fajlagos elektromos vezetőképesség a víz oldott anyag-tartalmával arányosan változik. A forrásvizek esetén értéke 967-1175 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között mozog (5. ábra). A legnagyobb értéket a Belső-tónál, míg a legkisebbet a Malom-tónál mértük. A csepegő vizek vezetőképessége tág határok között mozog (1161-2140 $\mu\text{S}/\text{cm}$). A nagy értékek külső szennyeződést jelezhetnek. A Cseppkő-falnál gyűjtött minták esetében a vezetőképesség-értékek jelentősebb csökkenése 2010 májusában (223,3 mm), júniusában (104,3 mm) és szeptemberében (121,3 mm) nagy mennyiségű havi csapadékosszeggel és nagyon intenzív beszivárgással esett egybe.



5. ábra: A vezetőképesség időbeli alakulása a mintavételi pontokban
 Fig. 5: Time series of the electric conductivity at the sampling points

A hidrogén-karbonát a forrásvizek esetén 390-456 mg/l közötti tartományban gyakorlatilag teljesen együtt mozog, kiugrónak tekinthető érték (488 mg/l) egyetlen alkalommal fordult elő (6. ábra). A csepegő vizek mintavételi pontjai közül a Cseppkő-falnál van a legnagyobb intenzitású beszivárgás. Ezért lehetséges, hogy a víz gyorsan jut le a kőzetek repedésein keresztül a barlang belsejébe, és rövidebb ideig érintkezik a karbonátos kőzettekkel. Erre utalhat vizének kisebb hidrogénkarbonát-tartalma, amely 159-244 mg/l között változott. A másik két mintavételi pontnál az intenzitás jóval kisebb, így a fedőrétegen lassabban átszivárgó víz karbonáttartalma emiatt lehet nagyobb (225-378 mg/l). A Kessler-termi csepegésnél tapasztalt koncentráció-csökkenés (2010. január: 183,0 mg/l; szeptember: 181,7 mg/l; december 146,4 mg/l) a csepegés intenzitásának csökkenésével esett egybe.



6. ábra: A hidrogén-karbonát ion koncentrációjának időbeli alakulása a mintavételi pontokon
 Fig. 6: Time series of the concentration of hydrogen carbonate ion at the sampling points

A kalcium- és magnéziumionok elsősorban természetes eredetűek, főleg karbonátos kőzetek, mészkő (CaCO_3) és dolomit ($\text{CaMg/CO}_3/2$) oldódása során kerülnek a felszín alatti vízbe (TÓTH 2009). A kalciumkoncentráció a forrásvizekben 104-148 mg/l között, míg a magnéziumtartalom 40-56 mg/l között alakult. Mindkét iontartalom ingadozása valószínűleg a barlang vízébe jutó különböző összetételű források keveredésének köszönhető. A csepegő vizeknél a kalcium értéke tág határok között változott (136-255 mg/l). A magnéziumtartalom (52-105 mg/l) nem mutatott jelentős eltéréseket. Az utak sózásához használt NaCl-nak számos környezetre ártalmas hatása ismert, ezért egyre inkább előtérbe kerülnek alternatív, környezetkímélőbb anyagok. Ilyen csúszásmentesítésre alkalmas anyag pl. a CaCl_2 (ill. a MgCl_2), amelyek a csepegő vizek megnövekedett kalcium- és (magnézium)tartalmát is eredményezhetik. Ezt azonban nem támasztották alá jelentősebb koncentráció-ingadozások a téli hónapokban, ill. azok környékén. A Cseppkő-falnál jelentős havi csapadékmennyiségnél (2010. május-június, ill. szeptember) a vezetőképességhez hasonlóan, a beszivárgás intenzitásának növekedésével a kalcium-, ill. magnéziumtartalom csökkenését (hígulást) tapasztaltuk.

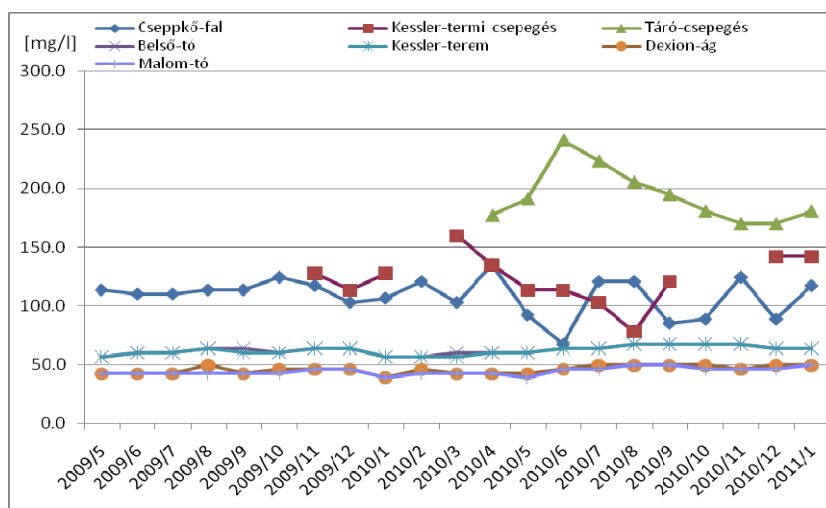
A kloridion felszín alatti vizekben főleg természetes eredetű. Elsősorban evaporitos kőzetek ásványainak, pl. halit (NaCl) és szilvin (KCl) oldódásából származhat (TÓTH 2009). A természetes és mesterséges eredetű klorid egymáshoz viszonyított arányát azonban nehéz meghatározni, hiszen a kőzet geokémiai összetétele és így a belőle kioldódó klorid mennyisége is pontról pontra változhat (FEHÉR 2009).

A forrásvizek kloridion-tartalmának ingadozása természetesnek tekinthető, 39-67 mg/l között mozog (7. ábra). A koncentráció változása, a kalcium és magnéziumhoz hasonlóan, a különböző forrásvizek keveredésével magyarázható.

A csepegő vizeknél a nagyobb kloridtartalom antropogén okokra vezethető vissza. Bekerülhet a csatornarendszer meghibásodása során a kommunális szennyvízből vagy az út sózásához használt NaCl-ból (MARI - FEHÉR 1999). A csúszásmentesítés hatását a téli időszakban kiugró értékek nem jelzik. Ezt tompíthatja az, hogy bár a klorid mobilis ugyan, de a nagy mérete miatt a márga pórúsvizeiben visszamaradhat és csak fokozatosan ürül ki az év folyamán (HEM 1985).

A beszivárgó vizek esetében a klorid mennyisége jóval szélesebb tartományban változik (67-241 mg/l). A 201/2001. Korm. rendeletben meghatározott, karsztzennyezést jelző határértéket (100 mg/l) mindhárom pontnál tartósan túllépi, míg a táró-csepegésnél több esetben a kétszeresét is meghaladja. A Cseppkő-falnál is megfigyelhető a nagymennyiségű csapadék

(2010. május-június, ill. szeptember) következtében a víz hígulása (a kloridtartalom csökkenése).

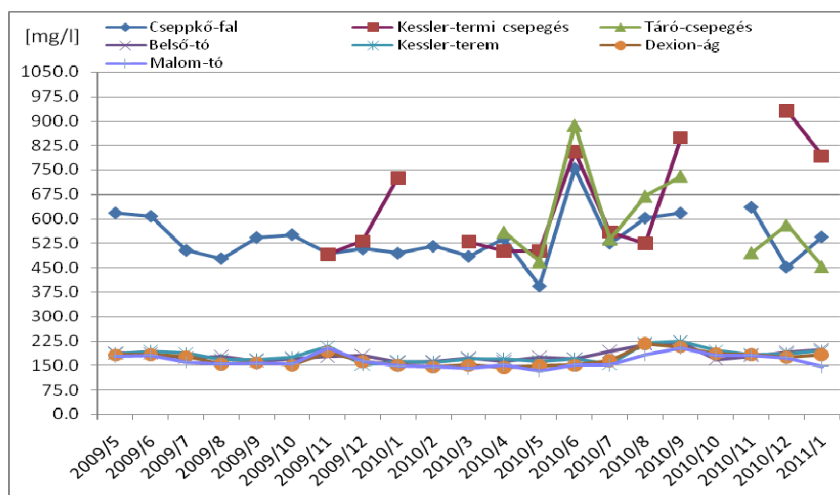


7. ábra: A kloridion koncentrációjának időbeli alakulása a mintavételi pontokon
 Fig. 7: Time series of the concentration of chloride ion at the sampling points

A termálvizekre általánosan jellemző a nagy *szulfáttartalom* (WORTHINGTON–FORD 1995, GUNN et al., 2006), amely a Budai Termálkarszt vizeiben is megfigyelhető. A szulfát nagy valószínűséggel a felső-perm és alsó-triász korú, evaporitokat (gipszet- $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, anhidritet- CaSO_4) is tartalmazó tengeri karbonátos kőzetekből (mészkö és dolomit) származik (SZABÓ et al. 2009). A pirit (FeS_2) üledékes kőzetekben gyakran előforduló ásvány. Ha a piritkristályok vízzel érintkeznek, a kén szulfáttá oxidálódik (HEM 1985), ezért a budai márga pirittartalma is eredményezhet megnövekedett szulfáttartalmat (ez jelentkezik a termálvizekkel nem érintkező barlangi csepegő vizekben). A pirit oxidációja során vas-szulfát és kénsav keletkezik, utóbbi a kalcium-karbonáttal gipszet alkot. Ez egyúttal magyarázatot adhat a József-hegyi-barlang, ill. a Molnár János-barlang Kessler-termének gipszkiválásokban való gazdagságára. A talaj természetes folyamatai révén a szerves szulfidok is oxidálódhatnak, de a szulfát szerves hulladékból is származhat.

A csepegő vizekhez képest a forrásvizekben a szulfát mennyisége jóval kisebb (134-224 mg/l), és kiugró koncentrációk nem fordulnak elő (8. ábra). A szulfáttartalom csak néhány esetben lépte túl a felszín alatti vizekre vonatkozó 200 mg/l-es háttér koncentrációt (10/2000. Korm. rendelet). A csepegő vizeknél a szulfáttartalom minden esetben meghaladta a 250 mg/l-es szennyezettségi határértéket. A mérések eredményei 395-930 mg/l között változtak. Az egymást követő hónapokban több alkalommal is előfordult

nagymértékű (250-350 mg/l-es) koncentráció-változás. A szulfát kiugró értékei nagy mennyiségű havi csapadék esetében (2010. január – 95,3 mm; június – 104,3 mm; szeptember – 121,3 mm) fordulnak elő.



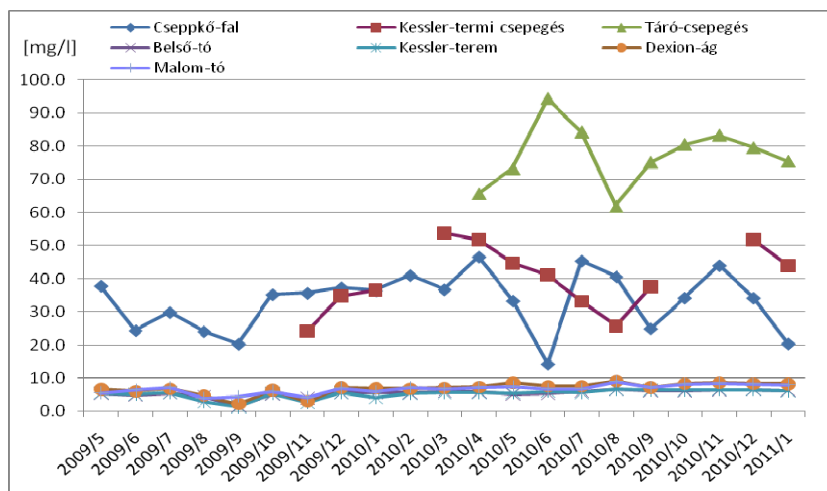
8. ábra: A szulfáton koncentrációjának időbeli alakulása a mintavételi pontokon
Fig. 8: Time series of the concentration of sulphate ion at the sampling points

A nitrit, nitrát és ammónium megjelenése a felszín alatti vizekben külső szennyező forrásra vezethető vissza. Nagy koncentrációjuk elsősorban műtrágyahasználat vagy szennyvizek hatására alakul ki. Kémiai tulajdonságaikat tekintve jelentős különbségek vannak köztük. Az ammóniumion erősen adszorbeálódik ásványi felületeken, a nitrit mikrobiális tevékenység (nitrifikáció) során könnyen oxidálódik nitráttá. A nitrát vízben különböző környezeti feltételek mellett is stabil maradhat és a szennyező forrástól nagy távolságra is eljuthat (HEM 1985). Az ammónium és nitrit megjelenése a mintavételi pontokon nagy koncentrációjú forrás, vagy tág hasadékon történő vízbehatolás révén valósulhat meg (MARI - FEHÉR 1999).

A nitrit és ammónium jelenléte sem a forrás- sem a csepegő vizekben nem volt kimutatható. Ennek lehetséges oka, hogy a beszívárgás során oxidálódnak, és a barlangban nitrát formájában jelennek meg.

A forrásvizek nitráttartalma stabilnak tekinthető, 1-9 mg/l között változik. A csepegő vizekben koncentrációja több esetben is meghaladta a 201/2001. Korm. rendeletben meghatározott szennyezést jelző határértéket (50 mg/l). Értéke tág határok közt mozog (14-95 mg/l) (9. ábra). A Cseppkő-falnál is megjelenik a május-júniusban és szeptemberben hullott nagy mennyiségű csapadék hatása, és a nitráttartalom hígulását eredményezi. A táró-csepegésnél ezzel ellentétben növekedés tapasztalható. Ennek lehetsé-

ges oka a különböző forrásból származó szennyezés, más-más „útvonalon”, különböző repedésrendszeren történő lejutása.



9. ábra: A nitrátion koncentrációjának időbeli alakulása a mintavételi pontokon
Fig. 9: Time series of the concentration of nitrate ion at the sampling points

A szintén szennyezést jelző *ortofoszfát* mennyisége egyetlen mintában sem érte el a kimutatási határt.

A *nátrium* és *kálium* egyaránt származhat természetes és mesterséges forrásból. Természetes úton forrásvizekbe főként a sekélytengeri üledékes kőzetek ásványainak (pl. halit: NaCl) oldódásából juthat. Mesterségesen elsősorban az utak sózásánál használt nátrium-kloridból mosódhat a felszín alatti vizekbe. A sózás szerepe vizsgálataink során nem volt egyértelműen kimutatható, mivel a kloridionhoz hasonlóan, a nátriumnál sem volt tapasztalható kiugró érték a téli méréseknél. Nátrium a háztartásokban, ill. fürdőmedencékben használt mosó- és fertőtlenítőszerrel (pl. nátriumhipoklorit) a kommunális szennyvizekből is bejuthat a barlangokba. A kálium szintén egyaránt származhat a kőzetek ásványainak oldódásából és kommunális szennyvízből.

A nátrium- és káliumtartalom szűk tartományban ingadozott és nem voltak kiugróan nagy koncentrációk. Forrásvíznél a nátrium 12-26 mg/l között, míg a kálium 2-4 mg/l között változott. Ugyanez a csepegő vizeknél a nátrium esetén kicsit nagyobb: 18-38 mg/l, míg a káliumnál 2-3 mg/l.

Stabilizotópos mérési eredmények és értelmezésük

Mérési módszer

A méréseket LGR LWIA-24d lézer analizátor segítségével végeztük. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) sztenderdhez viszonyítva ezrelékben kifejezett δ jelöléssel adtuk meg a következő módon:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ill. } \delta\text{D} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} * 1000 [\text{‰}]$$

ahol R_{minta} és $R_{\text{sztenderd}}$ a minta és a sztenderd $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ vagy $^2\text{H}/^1\text{H}$ (D/H) aránya. A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) oxigénre $\pm 0,2$ [‰]_{VSMOW}, hidrogénre ± 1 [‰]_{VSMOW}.

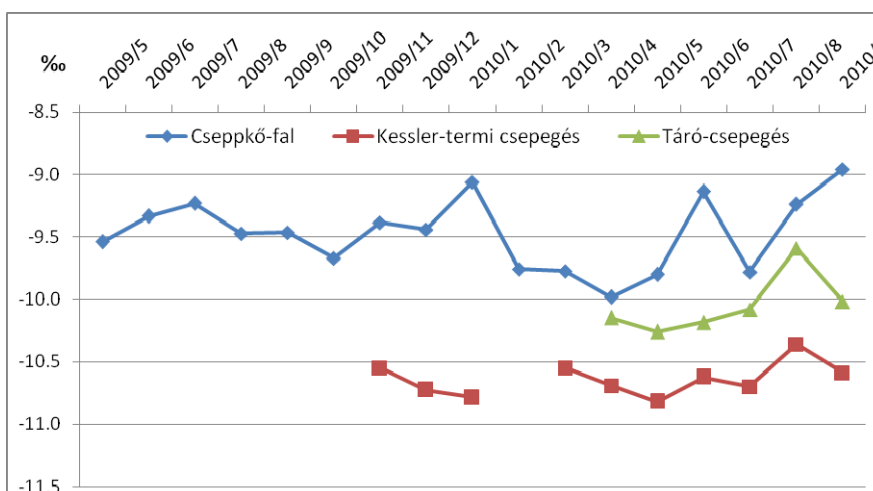
Értelmezés

A tengervízre jellemző, hogy nehézizotópokban dús. A párolgás során a nehézizotópok kisebb arányban távoznak a vízből, ezért a vízpára izotóposan könnyebb lesz, mint az óceán vize. Amint ezek a telítetlen légtömegek a párolgás helyétől egyre magasabbra és a kontinensek felé egyre beljebb áramlanak, a hőmérsékletük és víztartalmuk egyaránt csökken. Ennek következménye, hogy a telítetlen légtömegek egy idő után elérik a harmatpontot, vagyis azt a hőmérsékletet, amelynél a levegő telítetté válik és további hűlés során a felesleges nedvesség víz vagy jég (hó) formájában kicsapódik (kondenzáció). Mivel a csapadékképződés során a nehézizotópok nagyobb arányban válnak ki (D és ^{18}O), ezért a felhő (és a belőle hulló csapadék) a kontinens belseje felé izotóposan egyre könnyebb (a δ értékük negatívabb) lesz. Nyáron a párolgás és a csapadékhullás helye között kisebb a hőmérséklet-különbség, ezért a kontinensek belseje felé a légtömegek kevésbé hűlnek le, és kevesebb nedvességet veszítenek, mint télen. Ennek következménye a csapadékok stabilizotópos összetételének évszakos változása és, hogy egy adott terület felett nyáron nagyobb lesz a csapadékvizek átlagos D és ^{18}O koncentrációja (CLARK – FRITZ 1997).

A fentiek alapján a csapadék stabilizotóp-összetételét négy izotópeffektus szabja meg: szélességi, kontinentális, magassági és hőmérsékleti hatás.

A klaszter-analízisnek köszönhetően már láthattuk, hogy a három csepegő víz a kémiai paraméterek alapján elkülönül (ld. 4. ábra). Ez a különb-

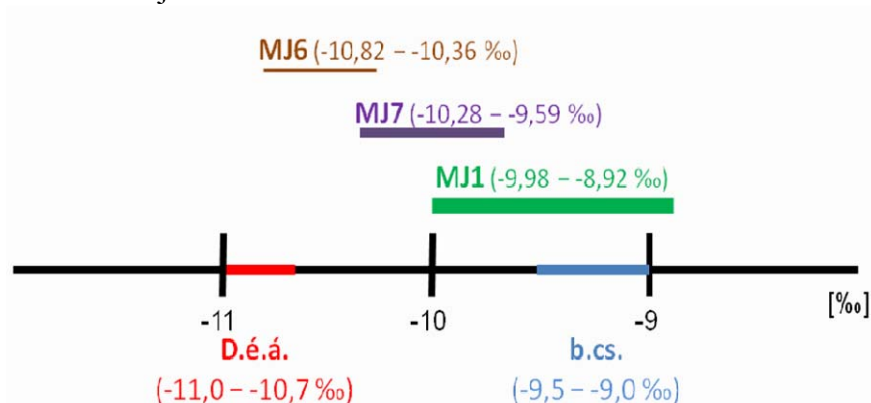
ség a stabilizotóp-összetétel alapján is fennáll, amint azt 10. ábra mutatja. Az, hogy ilyen kis távolságon belül elhelyezkedő pontok izotópos (és kémiai) összetétele eltérő, a különböző típusú vizek eltérő arányú keveredésének köszönhető. A Cseppkő-falnál a beszivárgó víz jelentős részének csapadék eredete már a vízkémiai adatok értékelésénél is sejthető volt, hiszen a kémiai paraméterek többségénél jelentősebb hígulást tapasztaltunk nagy havi csapadékösszegeknél. Ezt vizének $\delta^{18}\text{O}$ értékei (-9,98 ‰ – -8,92 ‰) alátámasztják, mivel többnyire jó egyezést mutatnak a budapesti csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékével, amely -9,5 ‰ és -9,0 ‰ közötti, talajvíz adatok alapján becslve (FÓRIZS MTA Geokémiai Kutatóintézet, szóbeli közlés 2010). A -9,5 ‰-nél negatívabb értékekért feltehetően a közműhálózatból származó víz hozzákeveredése felel. A Duna vizének izotópos vizsgálata azt mutatta (FÓRIZS–JUHÁSZ 2002, FÓRIZS et al. 2005), hogy $\delta^{18}\text{O}$ értékének éves átlaga negatívabb (-11,0 ‰ – -10,7 ‰), mint a helyben hullott csapadéké (11. ábra). Ennek magyarázata, hogy vizének nagy része a Duna vízgyűjtőjének magasabb területeiről, az Alpokból származik (magassági hatás). Emiatt a Fővárosi Vízművek által szolgáltatott, parti szűrésű vízből származó ivóvíz és a szennyvízcsatornába bekerülő víz is (mivel főként az ivóvízhálózatból származik) hasonló ^{18}O tartalmú.



10. ábra: A Molnár János-barlang csepegő vizeiben a $\delta^{18}\text{O}$ értékek időbeli alakulása
 Fig. 10: Time series of the $\delta^{18}\text{O}$ values of drip-waters in the Molnár János Cave

A táró-csepegés $\delta^{18}\text{O}$ értéke -10,28 ‰ – -9,59 ‰ között változott, amely a helyben hullott csapadéknál negatívabb, míg a Duna vizénél pozitívabb. Ezért valószínűsíthető, hogy ennél a pontnál a közműhálózatból származó víz nagyobb arányban van jelen, mint a Cseppkő-falnál. A legnegatívabb $\delta^{18}\text{O}$ értéke a Kessler-termi csepegésnek van (-10,82 ‰ és -10,36 ‰

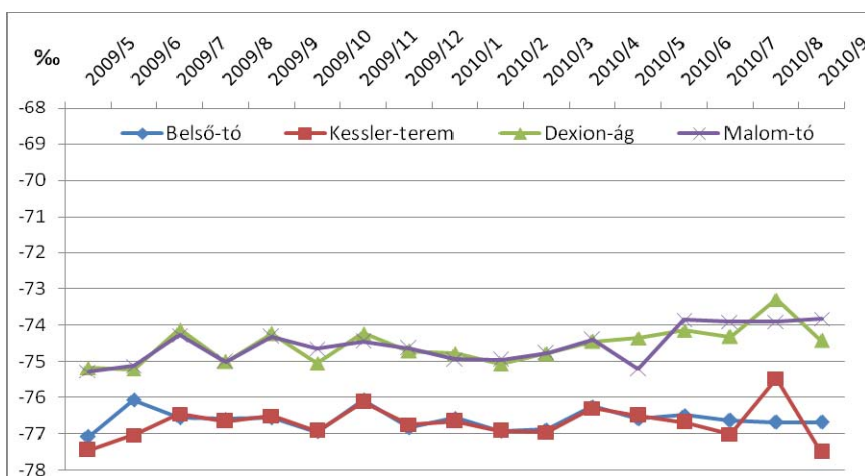
között), amely egyértelműen jelzi, hogy vize jelentős arányban a közműhálózatból származik. A hidrogénizotópos adatokból ugyanezeket a következtetéseket vonhatjuk le.



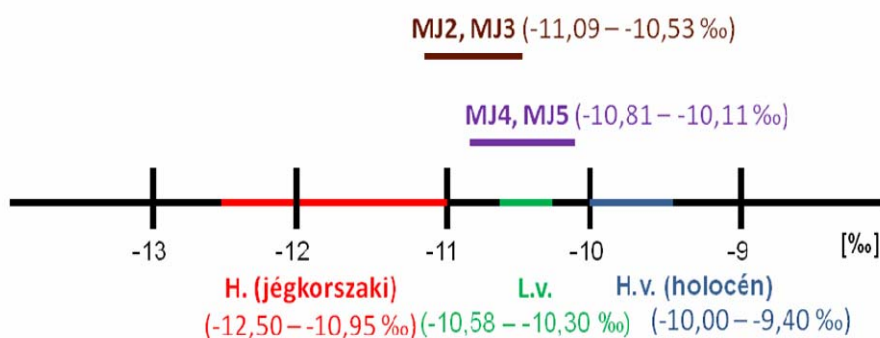
11. ábra: A csepegő vizek eredete a Molnár János-barlangban ($\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján)
 Jelmagyarázat: D.é.a.: Duna éves átlaga; b.cs.: budapesti csapadék; MJ1: Cseppkő-fal; MJ7: táró-csepegés;
 MJ6: Kessler-termi csepegés (ld. 1. táblázat és 2. ábra)
 Fig. 11: The origin of drip-waters in the Molnár János Cave (based on $\delta^{18}\text{O}$ values)
 Legend: D.é.a.: annual mean of $\delta^{18}\text{O}$ of Danube; b.cs.: precipitation in Budapest; MJ1: "Cseppkő-fal"; MJ7:
 "táror-csepegés"; MJ6: "Kessler-termi csepegés" (see Table 1. and Fig. 2.)

A fent leírtak alapján a Molnár János-barlangban ivó- vagy szennyvíz beszivárgása feltételezhető. Mivel a kettő stabilizotópos összetétele nem mutat különbséget, ezért $\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján nem dönthető el, hogy ez a víz az ivó- vagy a csatornahálózatból származik. Utóbbira inkább a csepegő vizek nagy nitráttartalma enged következtetni (ld. 9. ábra).

A stabilizotóp-összetétel alapján a forrásvizeknél is megfigyelhető a kismértékű elkülönülés, ami már a kémiai paraméterek klaszter-analízise során is láthatóvá vált (ld. 3. ábra). A kémiai eredmények alapján a Belső-tó és a Kessler-terem egymáshoz nagyon hasonlóak, és elkülönülnek az egymáshoz szintén nagyon hasonló Dexion-ág és Malom-tó mintáitól. Ugyanígy a barlang belsejéből származó minták (Belső-tó, Kessler-terem) $\delta^{18}\text{O}$ értékei egy pont kivételével analitikai hibán belül megegyeznek, és többnyire elkülönülnek a másik két ponttól (Dexion-ág, Malom-tó), amely utóbbiak analitikai hibán belül szintén megegyeznek. A Belső-tóban a $\delta^{18}\text{O}$ érték -11,05 ‰ és -10,53 ‰ között, míg a Kessler-teremben -11,09 ‰ és -10,63 ‰ között változott. A Dexion-ág és a Malom-tó $\delta^{18}\text{O}$ értékei -10,81 ‰ – -10,11 ‰, ill. -10,76 ‰ – -10,30 ‰ közöttiek. Ez az elkülönülés a δD értékek esetében még szembetűnőbb (12. ábra), ahol nincs átfedés a barlang belsejéből (Belső-tó, Kessler-terem) és a külső környezettel közvetlenebb kapcsolatban lévő (Dexion-ág, Malom-tó) helyek δD értékei között.



12. ábra: A Molnár János-barlang forrásvizeiben a δD érték időbeli alakulása
 Fig. 12: Time series of the δD values of spring waters in the Molnár János Cave



13. ábra: A forrásvizek eredete a Molnár János-barlangban ($\delta^{18}O$ értékek alapján)
 Jelmagyarázat: H.: hévíz; L.v.: langyos víz; H.v.: hideg víz; MJ2: belső-tó; MJ3: Kessler-terem; MJ4: Dexion-ág; MJ5: Malomtó (ld. 1. táblázat és 2. ábra)

Fig. 13: The origin of spring waters in the Molnár János Cave (based on $\delta^{18}O$ values)

Legend: H.: thermal water; L.v.: lukewarm water; H.v.: cold water; MJ2: "belső-tó"; MJ3: "Kessler-terem"; MJ4: "Dexion-ág"; MJ5: "Malomtó" (see Table 1. and Fig. 2.)

SZABÓ et al. (2009) eredményei alapján, Budapesten és környékén található (hideg és meleg) karsztvizek $\delta^{18}O$ értékei $-12,50$ ‰ és $-9,38$ ‰ között változnak. A hévizek értékei negatívabbak ($\delta^{18}O = -12,50 - -10,95$ ‰), amely jelzi, hogy beszivárgásuk a jégkorszak folyamán történt. A hideg vizek ($\delta^{18}O = -10,00 - -9,40$ ‰) jellemzően holocén korúak, míg a langyos vizek értékei az előző kettő keveredésének köszönhetően a $\delta^{18}O = -10,58$ és $-10,30$ ‰ között változnak (13. ábra). E szerint a barlang vizének stabilizotópos összetétele is két típusú víz: egy meleg és egy hideg komponens keve-

redésének köszönhető. A vízminták $\delta^{18}\text{O}$ értékei a két komponens keveredésének arányától függhetnek. A barlang belsejéből származó minták negatívabb értékei a meleg komponens nagyobb arányát jelezhetik. Míg a hideg karsztvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékét fél ezreléken belül ismerjük, addig a meleg komponens $\delta^{18}\text{O}$ értéke tág határok között változhat (attól függően, hogy a jégkorszak mely időszakában szivárgott a felszín alá), ezért a pontos keveredési arányt nem lehet kiszámolni.

Eredmények

A három ponton gyűjtött csepegő vizek intenzitásuk, kémiai és stabilizotópos összetételük alapján elkülönülnek egymástól. Ennek magyarázata a különböző típusú (genetikájú) és/vagy mennyiségű vizek keveredése az eltérő geológiai (pl. repedezettség), felszín borítottsági és lejtésviszonyok következtében. A „Cseppkő-fal” helyen vizsgált csepegés intenzitásának növekedése összefüggést mutat a nagy havi csapadékmennyiséggel. Ezt támasztja alá a vezetőképesség és ezzel együtt számos ion mennyiségének jelentős csökkenése ezekben a hónapokban. Az itt beszivárgó víz jelentős részének csapadék eredetét a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek egyértelműen mutatják. A másik két (jóval kisebb intenzitású) csepegéshez sokkal kisebb arányban keveredhet csapadékvíz (ezt jelzik a közműhálózatba betáplált vízre jellemző $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek). Az ivó- vagy szennyvízhálózatból (a 14-94 mg/l közötti nitráttartalom alapján valószínűleg az utóbbiból) történő beszivárgást a víz stabilizotóp-összetétele mellett a szennyezést jelző kémiai paraméterek kisebb vagy nagyobb koncentrációi is alátámasztják.

A forrásvíz-minták minősége kiváló, kémiai és stabilizotópos összetétele a mérési eredmények alapján stabilnak mondható, nem mutatnak jelentős változásokat. Stabilizotóp vizsgálatok szerint összetételüket két típusú víz, meleg és hideg komponens keveredése határozza meg. A barlang belsejéből származó (Belső-tó, Kessler-terem) és a külső környezettel közvetlenebb kapcsolatban álló minták (Dexion-ág, Malom-tó) a kémiai és stabilizotópos összetétel alapján egyaránt (nem jelentősen, de) elkülönülnek. Ennek lehetséges magyarázata a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek szerint, hogy a meleg komponens a barlang belsejében nagyobb arányban van jelen. Ezt alátámaszthatják a nagyobb hidrogénkarbonát-, kalcium-, klorid- és szulfátkoncentrációk is, mivel a meleg víz hosszabb áramlási pályán mozog, mint a hideg és több ideje van a kőzetek oldására.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány elkészítéséhez nyújtott önzetlen segítségükért szeretnénk köszönetet mondani Kovács József adjunktusnak, Czuppon Györgynek és Kiss Klaudiának.

IRODALOM

- ALFÖLDI L.-BÉLTEKY L.-BÖCKER T.-HORVÁTH J.-KESSLER H.-KORIM K.-ORAVECZ J.-SZALONTAI G. (1968): Budapest hévizei. - VITUKI, Budapest 364p.
- ALFÖLDI L. (1978): Budapest Hévizei. – Kandidatusi dolgozat, 156 p.
- BABIDORICS, J.-FÓRIZS, I.-PAPP, S. (1998): Isotope hydrogeological study of the thermal karst system in the Buda Mountains, Hungary. RMZ – Materials and Geoenvironment, Vol. 45, No. 1-2, p. 8-12
- BOGNÁR CS. (2010): OEK bakteriológiai osztály, szóbeli közlés
- CLARK, I. D.-FRITZ, P. (1997): Environmental isotopes in hydrology. - Lewis Publishers, New York, 328. p.
- DEÁK, J. (1979): Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. - Isotope Hydrology 1978 vol. I, IAEA Vienna, p. 221-249
- DEÁK, J. (1980): Radiocarbon dating of the thermal waters in the Budapest area. - Zentralinstitut für Isotopen, Leipzig, Mitteilungen Nr. 30., p. 257-266
- DEÁK, J.-FÓRIZS, I.-LORBERER, Á.-TÓTH, GY. (2010): Verification of conceptual model of the Budapest karstwater regime by environmental isotopes. – Proceedings of XXXVIIIth IAH Congress, Krakow, p. 1777-1778
- FEHÉR K. (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-barlangban. – Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája, Hévíz. p. 47-52.
- FEHÉR K. (2009): A Rózsadombi-termálkarst szennyeződés-veszélyeztetettségi vizsgálata. – Diplomamunka, Budapest magánkiadás ISBN 978-963-06-7311-2. 79 p.
- FEHÉR K.-KISS K.-KOVÁCS J.-KISS A. (2009): Beszivárgás-vizsgálatok a Rózsadombi Termálkarstzon. – Karstfejlődés XIV. Nyugat-magyarországi Egyetem, Savaria Egyetemi Központ, Szombathely, 2009 p. 45-55.
- FÓRIZS, I.-DEÁK, J.-TÓTH, GY.-LORBERER, Á. (2007): Origin of groundwater in the Budapest thermal karst regime by preliminary environmental isotope data. – Studia Universitatis Babeş-Bolyai, 52/1, p. 92-93.
- FÓRIZS I. (2010): MTA Geokémiai Kutatóintézet, szóbeli közlés

- FÓRIZS, I.-JUHÁSZ, P.* (2002): Differences in the climates of catchment areas as reflected by isotopic characteristics of the Danube and Tisza Rivers, Hungary. – VI Isotope Workshop, Tallin, 2002.6.29 - 2002.7.4., p.32-33.
- FÓRIZS, I.-BERECZ, T.-MOLNÁR, Z.-SÜVEGES, M.* (2005): Origin of shallow groundwater of Csepel Island (south of Budapest, Hungary, River Danube): isotopic and chemical approach. *Hydrological Processes*, 19, p. 3299-3312.
- GOLDSCHIEDER, N.-HÖTZL, H.-KÄSS, W.-UFRECHT, W.* (2003): Combined tracer tests in the karst aquifer of the artesian mineral springs of Stuttgart, Germany: *Environmental Geology* vol.,43, p. 922–929.
- GUNN, J.-BOTTRELL, S. H.-LOWE, D. J.-WORTHINGTON, S. R. H.* (2006): Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. *Hydrogeol J* 14: p. 868-881.
- HEM, J.* (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. – U.S. Geological Survey, Alexandria. p. 66–128.
- JAKUCS L.* (1948): A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői – *Hidrológiai Közlöny* 28, p. 53-58.
- KALINOVITS S.* (1984): A Molnár János-barlang. - Magyarország barlangtérképei 5. MKBT Kiadvány, Budapest, 27 p.
- KALINOVITS S.* (2006): Molnár János-barlang új szakaszainak felfedezése. - *Karszt és Barlang* 1995-1996, 3-8 p.
- KALINOVITS S.* (2010): a barlangot felfedező és kutató bűvárok vezetője, szóbeli közlés
- KISS K.* (2009): A felszíni szennyezés hatása a barlangi beszivárgó vizekre a Mátyás-hegyi-barlang példáján. – *Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciája*, Szeged. 13 p www.geography.hu
- KOROKNAI ZS. - KOVÁCS J. - SZÉKELY I.* (2005): A Balaton "medence felosztásának" vizsgálata többváltozós adatelemzéssel. XLVI. Hidrobiológus Napok; "Szélsőséges körülmények hatása vizeink élővilágára"; "Magyarországi kisvízfolyások ökológiai viszonyai", Tihany, 2004. október 6-8. (vagy *Hidrológiai közlöny*, 85. évf. 6. sz. /2005)
- KOVÁCS J. – MÜLLER P.* (1980): A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. – *Karszt és Barlang*, II. p. 93-98.
- KOVÁCS J.-VID G.-MAUCHA L.-BERÉNYI Ü. J.-IZÁPY G.* (2005): Az Aggteleki karszt nagy forrásainak és a Baradla-, illetve a Béke-barlangban a járattalp alatt észlelt vizek kémiai összetevőinek vizsgálata többváltozós adatelemző módszerekkel. – *Karsztfejlődés X. konferencia*, Szombathely. p. 107–120.

- KRAUS S.* (1982): A Budai-hegység hévvizes barlangjainak fejlődéstörténete – Karszt és Barlang 1982/I, p. 29-34.
- LEÉL-ŐSSY SZ.* (1995): A Rózsadomb és környékének különleges barlangjai – Földtani Közlöny, 125/3-4. Budapest, p. 363-432.
- LEÉL-ŐSSY SZ.* (1997): A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. – kandidátusi értekezés, ELTE-TTK Általános- és Történeti Földtani Tanszék, 114 p.
- LEÉL-ŐSSY SZ. – ADAMKÓ P. – KALINOVITS S.* (2008): Víz és földalatti csodavilág: a budapesti Molnár János-barlang. - Környezetvédelem XVI. p. 30-31.
- LEÉL-ŐSSY SZ.* (2008): Évtizedek, évszázadok, évmilliók – Egy újabb budai barlangszenzáció nyomában - Élet és Tudomány, 2008 LXIII. p.1552-1554.
- 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.: Essays in the ecology and conservation of karst. Spec. Issue of Acta Geographica Szegediensis. Szeged. p. 104–111.
- MAUCHA L. – LORBERER Á. – MÜLLER P.* (1987): Hidrogeológiai szakvélemény a Rózsadomb komplex környezetvédelmi vizsgálatához. - VITUKI Hidrológiai Intézet, Budapest. 85 p.
- MOLNÁR J.* (1859): A Lukácsfürdő Budán természettudományi tekintetben. - A Királyi Magyar Természettudományi Társulat Évkönyve, IV. kötet 1857-1859. Pest p. 143-175.
- NÁDOR A.* (1991): A Budai-hegység paleokarsztjai. – Egyetemi doktori értekezés ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 171 p.
- PAPP S.–GÉCZY G.* (1996): A fedőrétegeinek veszélyeztetettségi vizsgálata.– Jelentés a 1993 és 1996 között OTKA-támogatással végzett kutatómunkáról.
- PAPP F.* (1942): Budapest meleg gyógyforrásai – a Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet kiadványa, Budapest, 252 p.
- 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. p. 16–24.
- SZABÓ, V.–FÓRIZS, I.–HAJAS, S.–PELCS, A.–DEÁK, J.* (2009): A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján: - Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 77: p. 73-81.

TÓTH J. (2009): Gravitational Systems of Groundwater Flow: Theory, Evaluation, Utilization. Cambridge University Press, USA New York p. 91-102.

TRÁSY B. (2010): A Molnár János-barlang és környezetének bemutatása, vizének vizsgálata archív és recens adatok alapján – Szakdolgozat, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. 41p.

VIRÁG M. – MÁDLNÉ SZŐNYI J. – MINDSZENTY A. – ZIHNE PERENYI K. – LEÉL-ÖSSY SZ. – ERŐSS A. – SIKLÓSY Z. (2009): Az urbanizáció hatása a budai barlangok csepegő vizeire a Szemlő-hegyi-barlang példáján. – Karsztfejlődés XIV. Szombathely p. 57-81.

VIRÁG M. – MÁDLNÉ SZŐNYI J. – MINDSZENTY A. (2010): A Szemlő-hegyi-barlang csepegő vizeinek vizsgálata: természetes és antropogén hatások.- Karszt és Barlang, 2009. I-II. p. 19-26.

WORTHINGTON, S. R. H.-FORD, D C. (1995): High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation Environmental Geology, 25: p. 9-15.

Országos barlangnyilvántartás:

<http://www.termeszetvedelem.hu/index.php?pg=caves>

10/2000. (VI. 2.) KöM–EüM–FVM–KHVM rendelet a felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről.

201/2001. (X. 25.) Korm. rendelet az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről.

VITUKI: csapadékadatok, Bp. Ferenc-hegyi állomás (2009-2010)

A MISKOLCI EGYETEMI KÚT MÉRT PARAMÉTEREINEK ELEMZÉSE MODERN GEOMATEMATIKAI MÓDSZEREKKEL

DARABOS ENIKŐ-SZÚCS PÉTER

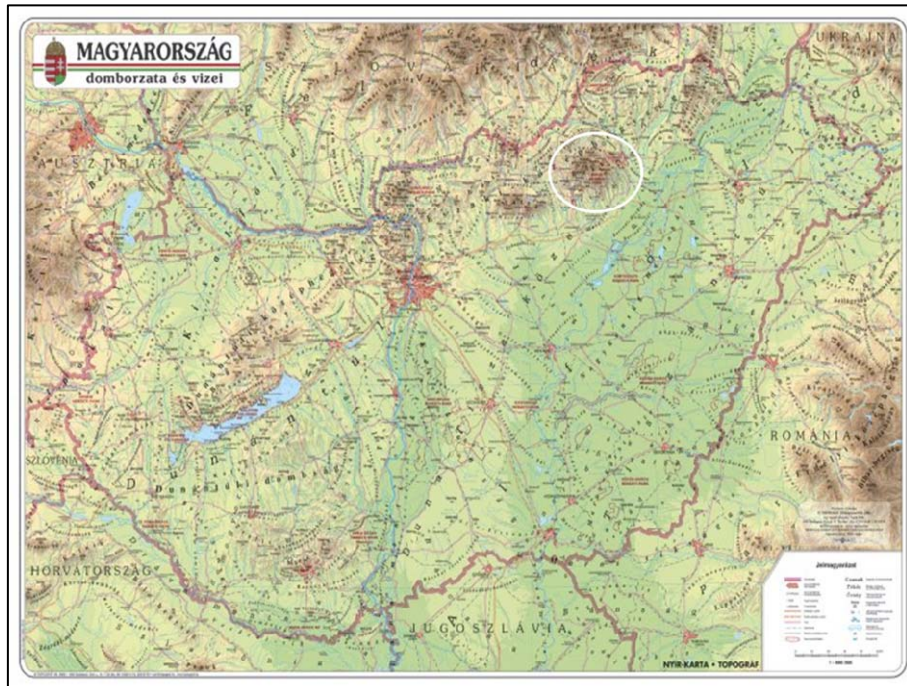
Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Környezetgazdálkodási
Intézet, 3515, Miskolc, Egyetemváros
daraboseniko@gmail.com, hgszucs@uni-miskolc.hu

Abstract: Nowadays, the physical and the hydrochemical parameters used investigations increasingly important in the karst research. We can understand the karstic water resources with this parameters, etc. the change of the conductivity and the temperature with time can give us informations from the rate between the stored and the rain water. In this paper we investigate the correlation among the data with statistic methods in the Miskolci Egyetemi well during 1 year term, which based on the water level, temperature and conductivity values. At first, we make the regression tests with the most popular technics, then we use the ACE algorithm. The largest advantage of the ACE algorithm that do not need any „priority” function relationship among the studied variables, furthermore the function transformations depend on only the measured values. We would like to define the temperature and conductivity values in the Miskolci Egyetemi well are how correct to modeling the karstic areas.

Bevezető

A Bükk-térség Észak-Magyarországon található, térképen való elhelyezkedését az *1. ábrán* láthatjuk. Maga a Bükk-hegység döntő mértékben hideg karsztvizet tartalmaz, de mivel a karsztos kőzetei közvetlen kapcsolatban vannak a törmelékes kőzetekkel, eltemetett karsztos kőzetekkel, ezért a Bükk-térségben egységes hideg-meleg karsztrendszerrel lehet beszélni. Ennek a kapcsolatnak a maximális figyelembevétele a karsztvíz minőségének és mennyiségének, vízszintjének megóvásakor rendkívül nagy jelentőséggel bír. (LÉNÁRT 2006) A Bükkben megfigyelhető Észak-Dél irányú repedésrendszerek miatt a hegységben a kisebb egységként kezelhető területek kapcsolata Kelet-Nyugati irányban sokkal egyértelműbb és szorosabb, mint Észak-Déli irányban. (LÉNÁRT 2010) Jelenleg a legjelentősebb hidegvíz kivétel a miskolc-tapolcai hideg vízmű kútból történik, ami egy Kelet-Nyugati csapásvonalon helyezkedik el a miskolci Egyetemi kúthoz képest. Egyrészt ez indokolja az Egyetemi kút viszonyainak jobb megismerését, másrészt pedig ennek a kútnak a vize

biztosítja az egyetemi kollégiumok számára szükséges meleg vizet, valamint a későbbiek során az Egyetemi kút talán nagyobb szerepet is kaphat az új Kemény Dénes Sportuszoda vízellátásában, ugyanis jelenleg ez a vízmű hálózatáról történik.



1. ábra: A Bükk-hegység elhelyezkedése
Figure 1: The location of the Bükk Mountain

A dolgozat célja

Egy terület megismerése érdekében manapság a különféle modellezési módszerek egyre inkább előtérbe kerülnek. Tudni kell azonban, hogy a karsztos tározók modellezése a mai napig sem megoldott, rengeteg kérdés, és még több hibalehetőség, bizonytalanság merül fel ezzel kapcsolatban. Mindezek mellett a Miskolci karsztvízbázis jelenleg az ország egyik legnagyobb területileg is összefüggő sérülékeny vízbázisa. Mint tudjuk, a karsztosodott víztartókra kettős áramlási rendszer jellemző, a karszt érzékenységét legnagyobb mértékben a kőzet hidrogeológiai jellemzői határozzák meg, jelen esetben a felszín alatti vízrendszer a kőzettest törésrendszeréhez kapcsolódik, ezért például a terület modellezése esetén a kezdeti – biztosnak hitt – paraméterek egy felszín alatti nagyobb repedés miatt könnyen megdőhetnek. (MADARÁSZ *et al.* 2005)

Amennyiben tehát karsztos területeket szeretnénk modellezni, mindenképpen sztochasztikus modellt kell alkalmaznunk, ami statisztikai alapon kezeli a hidrodinamikai és transzport folyamatokat. (KOVÁCS-SZANYI 2005)

Az előbbieket alapján is beláthatjuk, hogy a karsztok matematikai kezelhetősége igen bonyolult, a miskolci sérülékeny vízbázist azonban mindenképpen biztonságban szeretnénk tudni. Láthatjuk tehát, hogy minden olyan vizsgálat előnyünkre válhat, ami a karsztrendszer pontosabb megismerését szolgálja, jelen esetben tehát azt tűztük ki célul, hogy a miskolci Egyetemi kútban mért vezetőképesség és hőmérséklet értékek korrelációját vizsgáljuk a vízszintekkel annak érdekében, hogy választ kapjunk arra kérdésre, hogy egy karsztos modell építése esetében mekkora szerepet játszhatnak a modell pontosításában ezek a paraméterek.

Módszer

A karsztos területek kutatása során egyre inkább előtérbe kerülnek a fizikai és hidrokémiai paraméterek segítségével történő vizsgálatok. Ezek a viszonylag könnyen mérhető paraméterek betekintést engednek a karsztos vízbázisokba, pl. a vezetőképesség és a víz hőmérséklet időbeli változása információkat nyújthat az utánpótlódási viszonyokról, a tárolt víz és az esővíz arányáról.

Jelen vizsgálataink során a miskolci Egyetemi kút 1 éves, vízszint, hőmérséklet és vezetőképesség idősorát alapul véve vizsgáljuk az adatok közötti összefüggéseket különböző statisztikai módszerekkel, és próbálunk az adatok között minél magasabb fokú kapcsolatot kimutatni, annak érdekében, hogy egy későbbi karsztos modellépítés során a rendelkezésre álló mérési adatokat valódi szerepüknek megfelelően tudjuk beépíteni a rendszerbe.

A regressziós vizsgálatokat kezdetben a mindenki által jól ismert technikákkal végezzük, majd a mai földtudományi kutatási elvárásokat leginkább kielégítő ACE algoritmust alkalmazzuk. A Breiman és Friedman által 1985-ben kidolgozott ACE („Alternating Conditional Expectation”) algoritmus adaptációja, módosítása és alkalmazása különböző típusú hidrogeológiai és vízbányászati többváltozós regressziós problémák megoldására alkalmas. (SZŰCS 2006)

A fluidumbányászati regressziós vizsgálatok során a modellezési szakemberek megpróbálják leírni egy vagy több ún. független modell változó (jelen esetben a hőmérséklet és a vezetőképesség) függő változóra (jelen esetben a vízszintre) kifejtett hatását. A földtudományi adatok

feldolgozása során gyakran próbáljuk meghatározni a különböző típusú adatok között fennálló lehetséges kapcsolatokat. A hidrogeológiában vagy egyéb földtudományi területeken a hagyományos többváltozós regressziós vizsgálatok (*MOSTELLER-TUKEY 1977, KITANIDIS 1997, LEE 1999*) során azonban szükséges valamilyen meghatározott típusú függvénykapcsolatot feltételeznünk a vizsgált változók között. A vizsgált paraméterek között fennálló komplex, és sokszor jósolhatatlan jellegű kapcsolatok miatt sokszor igen nehéz a megfelelő típusú függvénykapcsolatot megadni a függő és független változók esetében. A hidrogeológiai paraméterek értéktartományának nagy változékonysága esetében például a rutinszerűen alkalmazott hagyományos többváltozós regressziós eljárások gyakran nem reális eredményeket produkálnak (*KOVÁCS-SZACSURI-SZŰCS-LÉNÁRT-CSISZÁR HORÁNYINÉ 2006*).

A következőkben először bemutatásra kerül a hagyományos többváltozós lineáris regressziós algoritmus, a legkisebb négyzetes algoritmus és a leggyakoribb értékek elvén alapuló módszer (*STEINER 1991, 1997*). Ezután sor kerül az ACE nem-paraméteres regressziós eljárás elméleti hátterének a bemutatására.

Többváltozós lineáris regressziós vizsgálatok

Többváltozós lineáris regressziót igen gyakran alkalmazunk különböző típusú földtudományi és fluidumbányászati mérési adatok feldolgozása és értékelése során. A többváltozós lineáris regresszió esetében megpróbáljuk a vizsgált függő változó értékét kettő vagy több független változó lineáris kombinációjának segítségével közelíteni. A többváltozós lineáris kiegyenlítés általános alakja a következő lesz, ha p darab különböző típusú független változó (X_1, X_2, \dots, X_p) segítségével közelítjük a függő változó (Y) értékét:

$$Y = b_0 + \sum_{i=1}^p b_i X_i + \varepsilon \quad (1)$$

ahol b_0, b_1, \dots, b_p az regressziós koefficiensek, míg ε jelen esetben a kiegyenlítési hibát jellemzi. Az (1) egyenlet tehát azt mondja a felhasználó számára, hogy a vizsgált Y függő változó az X_1, X_2, \dots, X_p független változók és egy véletlen jellegű hiba komponens (ε) lineáris kombinációjaként írható fel. Ez a feltételezett lineáris paraméter kapcsolat abban az esetben lehet sikeres, ha a feltételezett modell kapcsolat a

valóságban is helyénvaló. A legkisebb négyzetes (L_2 normára épülő) regressziós analízis esetében (LEE 1999) az eltérések vagy „reziduálok” négyzetének összegét minimalizáljuk a b_0, b_1, \dots, b_p regressziós koefficiensek meghatározása, illetve kiszámítása során.

SZUCS *et al.* (2006) bemutatta, hogy még abban az esetben is, ha a feltételezett lineáris függvénykapcsolat helyes, az alkalmazott norma jellege alapvetően meghatározza a regressziós vizsgálat hatékonyságát és pontosságát (TOTH-BODI-SZUCS-CIVAN 2005). Mint ahogy korábban is említettük, a földtudományok területén a mért adatok eloszlása nagyon sokféle típusú lehet, és majdnem minden esetben kell kieső adatokra is számítanunk. Azaz, az L_2 -norma alkalmazása hidrogeológiai és vízbányászati regressziós vizsgálatokban sok szempontból is hátrányos következményekkel járhat. Ezért a robusztusnak és rezisztensnek tekinthető L_1 -norma használata bizonyos esetekben előnyösebb lehet (HUBER 1981). A már korábban részletesen ismertetett leggyakoribb értékek elvére épülő P-norma (STEINER 1991, 1997) azonban még az L_1 -normánál is robusztusabb és rezisztensebb. Így a P-norma alkalmazása hidrogeológiai és fluidumbányászati lineáris többváltozós regressziós vizsgálatokban több szempont alapján is javasolható. Számos korábbi alkalmazása a P-normára épülő paraméteres regressziós vizsgálatoknak (FERENCZY *et al.*, 1990; SZUCS-CIVAN 1996, SZUCS 2002, SZUCS-RITTER 2002, SZUCS *et al.* 2006) bizonyította az MFV módszer előnyeit a hagyományos, legkisebb négyzetes módszerre épülő eljárásokkal szemben.

Természetesen az is tény, ha a vizsgált változók közötti kapcsolat jellege nem ismert, vagy nem írható le pontosan, akkor a lineáris, de egyéb bármilyen függvénykapcsolatot feltételező többváltozós regressziós vizsgálat igen félrevezető eredményre vezethet, még ha a robusztus és rezisztens leggyakoribb értéken alapuló eltérésrendszert minimalizáljuk. Ezért van szükség a hidrogeológiai és vízbányászati modell vizsgálatok során olyan ún. nem-paraméteres eljárások alkalmazására, mint az ACE algoritmus.

Az ACE algoritmus alkalmazásának elméleti háttere

A vizsgált változók nem-lineáris transzformációja bevett gyakorlatnak tekinthető a különböző típusú regressziós problémák megoldása során. Tesszük ezt elsősorban két fő ok miatt. Egyrészt célunk a hiba szórásának stabilizációja, másrészt a hibaeloszlás normalizációját lehet így elérni. Ezekből még egy átfogóbb cél érhető el az ACE algoritmus alkalmazásának segítségével. Az ACE algoritmus olyan transzformációt alkalmaz az egyes

vizsgált változók tekintetében, hogy a lehető legjobb kiegyenlítést érjük el az analízisbe bevont változók között. Az ACE algoritmus matematikai alapjait Breiman és Friedman dolgozta ki a Stanford Egyetemen. Az eljárás elméleti háttere az alábbiakban megismerhető. További részletek az eljárással kapcsolatban megtalálhatók *BREIMAN-FRIEDMAN* (1985) eredeti munkájában.

Legyenek Y, X_1, X_2, \dots, X_p véletlen változók, ahol Y legyen az ún. válasz vagy függő változó, míg X_1, X_2, \dots, X_p pedig az ún. független vagy becsülő változók. A nevezett változók tekintetében jelöljenek a $\theta(Y), \phi_1(X_1), \phi_2(X_2), \dots, \phi_p(X_p)$ kifejezések tetszőleges zérus helyparaméterű függvény transzformációkat. Ezek után a regressziós analízis során a függő változó transzformáltját (azzal a feltétellel, hogy $E[\theta^2(Y)] = 1$) a független változók transzformáltjainak összegével közelítjük. Ebben az esetben a regresszió hibája a következőképpen írható fel:

$$e^2(\theta, \phi_1, \phi_2, \dots, \phi_p) = E \left(\left[\theta(Y) - \sum_{i=1}^p \phi_i(X_i) \right]^2 \right) \quad (2)$$

ahol Y : a függő változó (jelen esetben a vízszint lesz)

X : a független változók (jelen esetben a hőmérséklet és a vezetőképesség)

e : hibatenyező

θ : az Y függő változóra vonatkozó transzformáció

ϕ : az X független változókra vonatkozó transzformációk

E : várható érték

$\theta(Y)$: az Y függő változó transzformáltja

$\phi_i(X_i)$: az X független változók transzformáltjai, mely jelölések a további egyenletekre is érvényesek.

A $\phi_i(X_i), \dots, \phi_p(X_p)$ és $\theta(Y)$ transzformáltakra vonatkozó e^2 hiba minimalizációt egy speciális, egy függvényre vonatkozó minimalizációs sorozaton keresztül érhetjük el az alábbi két egyenlet alkalmazásával.

$$\phi_i(X_i) = E \left[\theta(Y) - \sum_{j \neq i}^p \phi_j(X_j) \mid X_i \right] \quad (3)$$

$$\theta(Y) = E \left[\sum_{i=1}^p \phi_i(X_i) | Y \right] / \left\| E \left[\sum_{i=1}^p \phi_i(X_i) | Y \right] \right\| \quad (4)$$

A (3) és (4) egyenletekben ún. feltételes elvárásokat megvalósító matematikai operátorok is szerepelnek az iterációs minimalizálási procedúra során. Innen adódik az ACE eljárás neve, mivel az „*Alternating Conditional Expectations*” kifejezés változó feltételes matematikai elvárást jelent. A minimalizációs iterációs eljárás végeredményeként kapott végső $\phi_1(X_1)$, $\phi_2(X_2)$, ..., $\phi_p(X_p)$ és $\theta(Y)$ függvénytranszformáltak becslései az optimális, legjobb regressziót biztosító $\phi_1^*(X_1)$, $\phi_2^*(X_2)$, ..., $\phi_p^*(X_p)$ és $\theta^*(Y)$ transzformáltaknak. Vagyis a transzformált paraméterek terében a függő és független változók közötti kapcsolat a következő egyszerű alakot veszi fel:

$$\theta^*(Y) = \sum_{i=1}^p \phi_i^*(X_i) + e^* \quad (5)$$

ahol e^* az ACE regressziós közelítés (zérus helyparaméterű eloszlással jellemezhető) hibáját fejezi ki. Az ACE eljárással elérhető minimális regressziós hiba tehát e^* , míg a többváltozós korrelációs koefficiens ρ^* , és értéke a regresszió hibájával a következő kapcsolatban áll: $e^{*2} = 1 - \rho^{*2}$. Az említett, egyes változókra vonatkozó ACE transzformációk pusztán az adatokban rejlő információkon alapulnak, s nem szükséges semmilyen „a priori” feltevés a vizsgált változók közötti kapcsolatokat illetően. Ez azt jelenti, hogy az ACE algoritmus egy igen hatékony eszközt jelenthet a legkülönbözőbb típusú földtudományi adatok feldolgozására és elemzésére. Az alábbi egyenlet segítségével állítható elő a függő változó számított, illetve az ACE algoritmus alapján becsült értéke p darab független változó segítségével.

$$Y^{pre} = \theta^{*-1} \left[\sum_{i=1}^p \phi_i^*(X_i) \right] \quad (6)$$

A gyakorlatban, amikor az ACE algoritmust egy véges adathalmazon (n – minden egyes változó esetében a megfigyelések száma) valósítjuk meg, a numerikus megoldás során egy adatsimító szűrőt alkalmazunk a (4) és (5) egyenletekkel megadott feltételes elvárások helyett. *FRIEDMAN-STUETZLE* (1982) definiált egy szabadon elérhető, pszeudo Fortran nyelven megírt, hatékony adatsimító szubrutint az ACE algoritmus számára. Ennek az algoritmusnak a neve „*super smoother*”, és tökéletesen használható az ACE algoritmus fentebb leírt transzformációi során (*BREIMAN-FRIEDMAN* 1985). Egy komplett, az ACE regressziót egy véges adatrendszeren megvalósító szubrutin letölthető a következő honlapról: <http://lib.stat.cmu.edu/general/ace>. Ez a program kód magában foglalja a fentebb nevezett adatsimító algoritmust is. Ezek után egy tényleges regressziós problémára megírt főprogram segítségével az ACE algoritmus nagyon könnyen és hatékonyan megvalósítható.

A számításokat úgy végeztük, hogy függő változónak mindig a vízszintet, a hozzá tartozó független változóknak pedig a vezetőképesség és a hőmérséklet értékeket választottuk. Először megvizsgáltuk külön-külön az adott paraméterek kapcsolatát a vízszinttel, ennek függvényében döntöttük el, hogy melyik tényező legyen az 1. és melyik a 2. független változó. Elvégeztük a regressziós vizsgálatokat, majd a függvények segítségével előállítottuk a számított vízszint adatokat úgy, hogy azokat kizárólag csak a mért hőmérséklet és a vezetőképesség adataiból számítottuk, ennek megfelelően szemléltetjük az eredményeket is, vagyis minden vizsgálati módszernél az eredetileg mért és a különböző algoritmusokkal – a vezetőképességből és a hőmérsékletekből - számított vízszinteket adjuk meg.

Eredmények

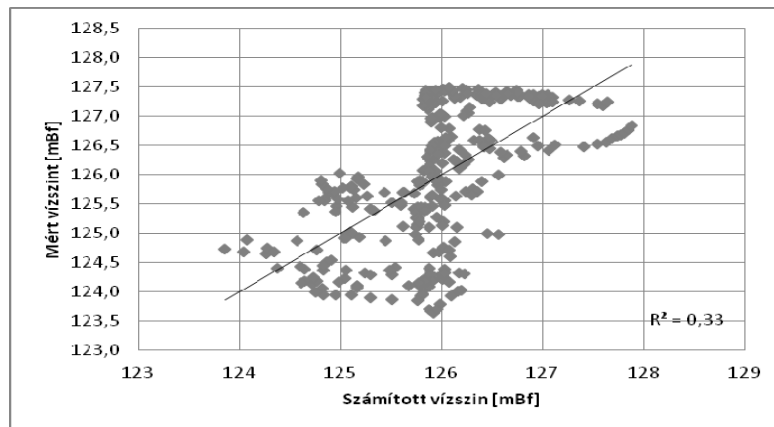
Kezdetben **többváltozós lineáris regressziós** analízist alkalmaztunk az adatok vizsgálatára. A módszerrel valamely mért X és Y tulajdonságok közötti törvényszerűséget fejezzük ki. E törvényszerűség létezését lineáris esetben a korrelációs együttható (R^2) mutatja. A regresszió egészen sarkosan fogalmazva, az a „kiegyenlítő görbe”, amely a mért X és Y értékeket a legnagyobb valószínűséggel kapcsolja össze. (*GEIGER* 2007)

A **hagyományos regressziós számítások** eredményei láthatóak a 2. ábrán. A módszerrel kapott, számításokhoz használt képlet a következő:

$$y = -0,764 * T + (-0,173) * C + 131,812, \text{ ahol}$$

T - a vízhőmérséklet,
 C - a vezetőképesség.

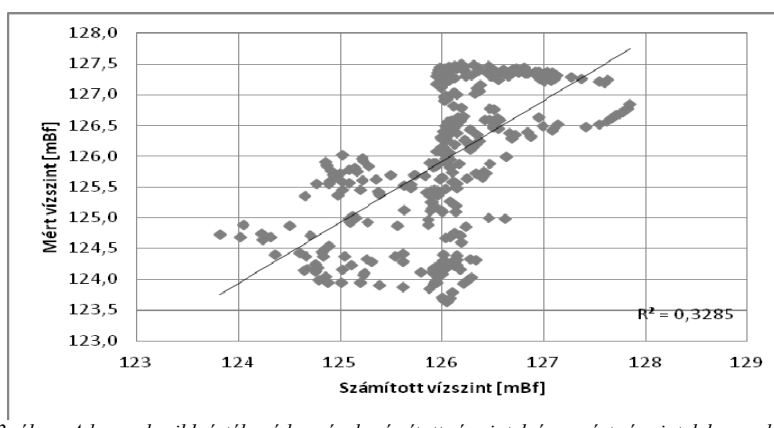
Ha a regressziós kapcsolat a 3 paraméter között szoros lenne, akkor az értékeknek közel egy egyenesre kellene esniük, ezzel szemben láthatjuk, hogy a korrelációs együttható igen alacsony, 0,33, az adatok szórása: $\sigma=0,990125$.



2. ábra: A mért vízszintek a hagyományos regresszióval számított vízszint függvényében
 Figure 2: Measured water levels in the function of the traditional regression calculated water levels

Második esetben az **MFV (leggyakoribb érték) módszert** alkalmaztuk, az ezzel nyert eredmények szórása: $\sigma=0,994577$, a görbe egyenlete:

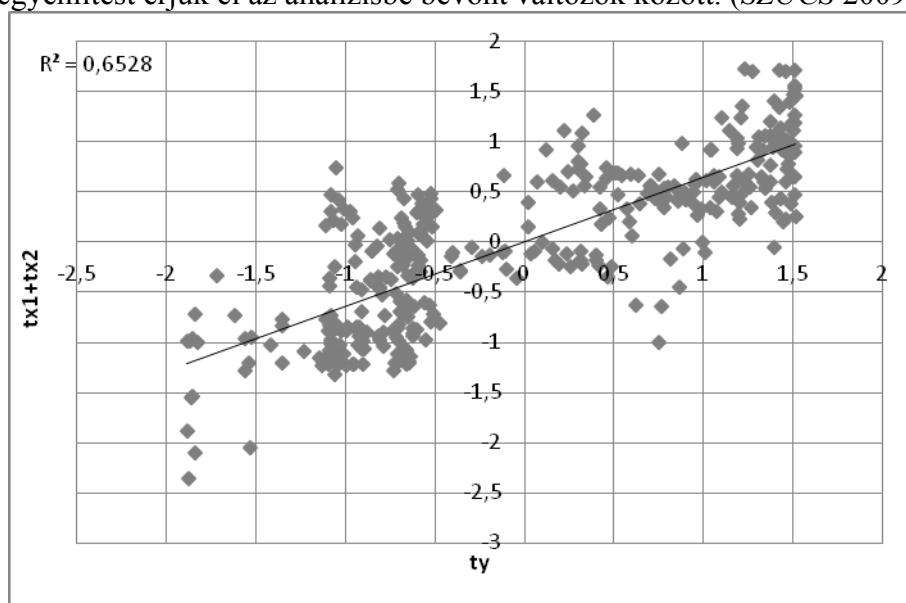
$$y = -0,15924 * T - 0,83441 * C + 131,55517$$



3. ábra: A leggyakoribb érték módszerével számított vízszintek és a mért vízszintek kapcsolata
 Figure 3: The connection between the calculated water levels with the most common value method and the measured water levels

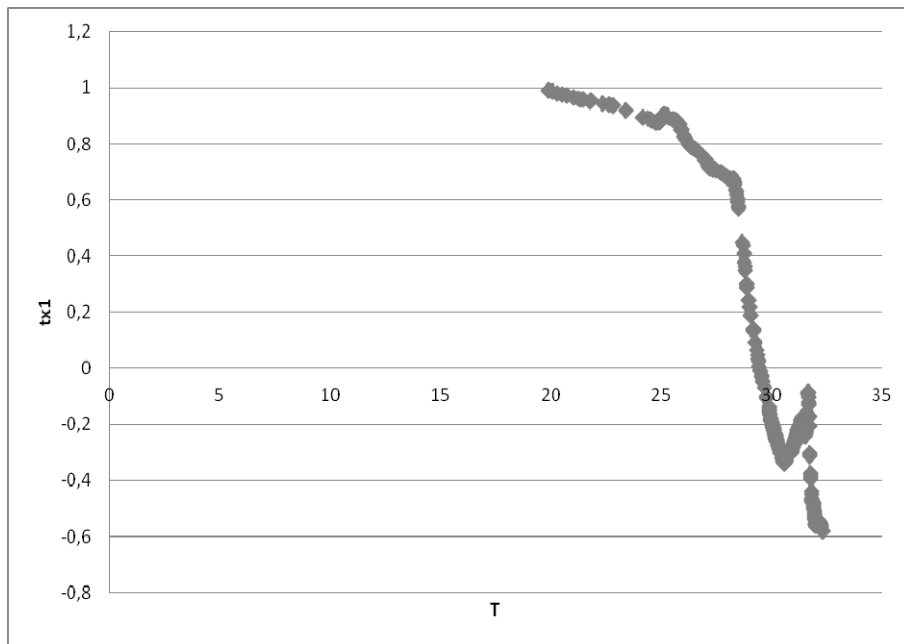
A 3. ábrán látható, hogy ezzel a módszerrel sem sikerült szoros kapcsolatot elérni, a regressziós együttható 0,328, szintén igen alacsony érték, továbbá mindkét esetben igen messze esnek az eredmények a lineáris elhelyezkedéstől. Belátható azonban, hogy egy karsztos modell számítás esetében még ezek az alacsony értékek is indokolják, hogy mint „mellék” vagy pontosító paramétereket szerepelhessenek a modellben.

Míndezek után az **ACE algoritmus** segítségével elkészítettük a változók optimális transzformáltjait, melyből láthatjuk, hogy most sem lineáris a pontok elhelyezkedése, viszont jobban elnyújtott, kissé jobb az illeszkedés (4. ábra). A vizsgált változók nem-lineáris transzformációja bevett gyakorlatnak tekinthető a különböző típusú regressziós problémák megoldása során. Tesszük ezt elsősorban két fő ok miatt. Egyrészt célunk a hiba szórásának stabilizációja, másrészt a hibaeloszlás normalizációját lehet így elérni. Ezekről még egy átfogóbb cél érhető el az ACE algoritmus alkalmazásának segítségével. Az ACE algoritmus olyan transzformációt alkalmaz az egyes vizsgált változók tekintetében, hogy a lehető legjobb kiegyenlítést érjük el az analízisbe bevont változók között. (SZŰCS 2009)

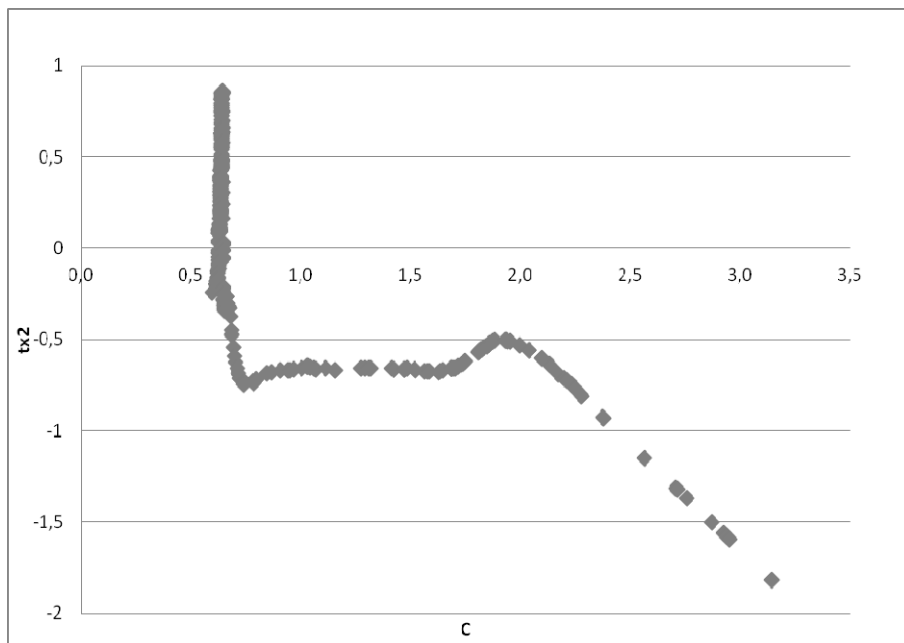


4. ábra: Az összetartozó értékpárok az optimális transzformációt biztosító ACE algoritmus alkalmazása után
 Figure 4: The matching pairs after using the ACE algorithm, which ensure the optimal transformation

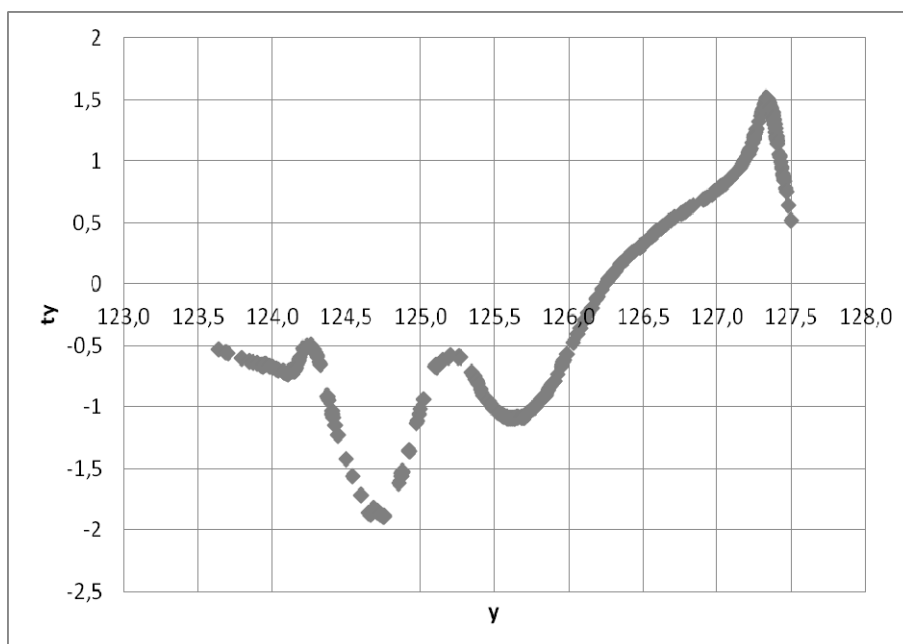
A 4. ábrán láthatjuk, hogy az optimális transzformáció segítségével az értékek közötti korrelációs együttható 0,6528-ra nőtt, ami még mindig alacsonynak számít, de az előző módszerekhez képest jelentős (kétszeres!) javulást jelent.



5. ábra: A mért hőmérséklet és az ACE algoritmussal transzformált értékek kapcsolata
 Figure 5: Connection of measured temperature and values of transformation by ACE algorithm



6. ábra: A mért vezetőképesség és az ACE algoritmussal transzformált értékek kapcsolata
 Figure 6: Connection of conductivity and values of transformation by ACE algorithm



7. ábra: A függő változó (vízszint) és az ACE algoritmussal transzformált értékek kapcsolata
 Figure 7: Connection of dependent variable (water level) and values of transformation by ACE algorithm

Az 5. ábrán a hőmérséklet transzformált értékeinek függvényében láthatóak a mért hőmérséklet értékek, míg a 6. ábrán a vezetőképesség transzformált értékeinek függvényében láthatjuk a mért vezetőképesség értékeket, míg a 7. ábrán a vízszintek és transzformáltjaik tekinthetők meg. Ezen ábrák alapján érthetjük meg igazán az ACE algoritmus legnagyobb előnyét, mégpedig azt, hogy az egyes változók automatikus transzformációjával a legjobb regressziós kapcsolatot kaphatjuk a változók közötti fennálló kapcsolatok előzetes sejtése nélkül. Az ACE algoritmus elmélete olyan, hogy ha az eljárás nem talál semmilyen optimális transzformációt, akkor abban az esetben az ACE a független változók lineáris kombinációjaként fogja közelíteni a függő változót.

Következtetések

Mindezek alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az ACE algoritmus, nagy hatékonyságú és magas hatásfokú nem-paraméteres regressziós eljárás könnyen alkalmazható a vizsgált változók elemzésére és a rendelkezésre álló adatokból ezzel a módszerrel tudjuk a kizozható legjobb összefüggéseket produkálni.

Látható azonban, hogy az ACE algoritmus segítségével sem olyan erős a kapcsolat a vezetőképesség, a hőmérséklet és a vízszint adatok között, hogy önmagukban ezek alapján vízszinteket számítani lehessen, viszont az ACE algoritmussal elért 0,65-ös korreláció már erősen indokolja, hogy mint pontosító paramétereket bevonjuk a számításokba a vezetőképesség és a hőmérséklet adatokat is (a csapadék adatok mellé).

A korrelációs vizsgálatok esetében a hiba forrása, amely alapvetően elrontja a korrelációt az, hogy természetesen ugyanahhoz a vízszinthez alapvetően több hőmérsékleti vagy vezetőképesség érték is tartozhat, vagyis az adatokat nem foszthatjuk meg az időbeliségüktől, ill. a földtani környezettől. Célunkat – vagyis hogy választ kapjunk arra a kérdésre, hogy mint modell paraméter érdemes-e figyelembe venni a hőmérséklet és a vezetőképesség értékeit – megkaptuk a választ, mégpedig azt, hogy igen.

Figyelembe kell venni továbbá, hogy a vizsgált kút termálvíz szolgáltató, viszonylag nagy, közel 300 m-es mélységből. Úgy gondoljuk (és a későbbiek során igazolni is szeretnénk), hogy ezen paraméterek összefüggése egy felszín közeli hideg karsztforrás esetében sokkal erősebbek lehetnek.

Köszönetnyilvánítás

"A tanulmány a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg."

IRODALOM

- BREIMAN L.-FRIEDMAN J.H.* (1985): Estimating optimal transformations for multiple regression and correlation (with discussion). - Journal of American Statistical Association, 80, (September) p. 580-619
- FERENCZY L.-KORMOS L.-SZUCS P.* (1990): A new statistical method in well log interpretation, - Paper O, in 13th European Formation Evaluation Symposium Transactions: Soc. Prof. Well Log Analysts, Budapest Chapter, p. 1-17.
- GEIGER J.* (2007): Geomatematika. - JATEPress Kiadó, Szeged p. 93-95.
- HUBER, P.J.* (1981): Robust statistics. - Wiley, New York, NY, 308 p.
- KOVÁCS B.-SZANYI J.* (2005): Hidrodinamikai és transzportmodellelés - (Processing MODFLOW és Surfer for Windows környezetben) II. p. 163-166. Miskolc

- KOVÁCS, G.-SZACSURI, P.-SZŰCS, L.-LÉNÁRT L.-G. CSISZÁR HORÁNYINÉ* (2006): Determination of hydrogeologic protection area of the cold and warm karstic regime of Miskolc-Tapolca using numerical methods A Kárpát-medence Ásványvizei III. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Csíkszereda, 2006. július 28-29., Konferencia Kiadvány, p. 231-240.
- KITANIDIS P.K.* (1997): Introduction to geostatistics: Applications to hydrogeology. - Cambridge University Press, 249 p.
- LEE, T- C.* (1999): Applied Mathematics in Hydrogeology. - Lewis Publishers and CRC Press LLC, ISBN 1- 56670- 375- 1. p. 1-382.
- LÉNÁRT L.* (2006): A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – a hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai. - Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek. III. évf. 2. sz. Miskolc, p. 17-28.
- LÉNÁRT L.* (2010): The Interaction of Cold and Warm Karst Systems in the Bükk Region. - Proceedings of the 1th Knowbridge Conference on Renewables, Miskolc, p. 111-118,
- WOLFBAUER J.-STIBITZ M.-MADARÁSZ T.-SZABO I.* (2005): Quality assurance in field remediation; - Project Num.: Hungarian-Austrian S&T Cooperation Proj. A-9/2002 Period 2003-2004 (WTZ Ungarn/ÖAD); p 1 - 25; Leoben
- MOSTELLER F.-TUKEY J.W.* (1977): Data Analysis and Regression. - Addison-Wesley, p. 1-608.
- STEINER, F.* (Editor 1991), The Most Frequent Value. Introduction to a Modern Conception Statistics. - Akadémiai Kiadó, Budapest, Hungary, 314 p.
- STEINER, F.* (ed. 1997): Optimum methods in statistics. - Akadémiai Kiadó, Budapest. 370 p.
- SZUCS, P.-CIVAN, F.-VIRAG, M.* (2006): Applicability of the most frequent value method in groundwater modeling. - Hydrogeology Journal, 14: Springer-Verlag, DOI 10.1007/s10040-004-0426-1 p. 31-43.
- HORNE, R. N.-SZUCS, P.* (2007): Inferring Well-to-Well Connectivity Using Nonparametric Regression on Well Histories. - PROCEEDINGS, Thirty-Second Workshop on Geothermal Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 22-24, SPG-TR-183, p. 1-8.
- HORNE, R. N.-SZUCS, P.* (2009): Applicability of the ACE Algorithm for Multiple Regression in Hydrogeology. - DOI: 10.1007/s10596-008-9112-z COMPUTATIONAL GEOSCIENCES : (13) Springer p. 123-134.
- TOTH, J.-BODI, T.-SZUCS, P.-CIVAN, F.* (2005): Determining Relative Permeability from Unsteady-State Radial Fluid Displacements. - 2005 SPE Annual Technical Conference and Exhibition held in Dallas, Texas, USA, 9-12 October 2005. SPE 94994, p. 1-9.

KLASZTOGÉN (TÖRMELÉK EREDETŰ) BAZALTLÁVA- BARLANGOK

GADÁNYI PÉTER

Nyugat-magyarországi Egyetem, Földrajz és Környezettudományi Intézet,
9700 Szombathely, Károli Gáspár tér 4. gpeter@ttk.nyume.hu

Abstract: Pahoehoe lava flows may surge into swampy, wet areas saturated with water, as a result of which lava eruptions or - due to the interaction of lava and water - steam explosions may occur, as far as 10 or even 100 km from the lava source, during which the lava breaks into fragments. In the event of a central eruption of this kind, cone-shaped structures (edifices) or hornitos may be formed from the disgorged and still semisolid lava fragments (agglutinates). These may form a cave by enclosing a specific volume of their environment. Agglutinate rampart caves and spatter cone caves may be formed above the fissure eruptions supplied directly from the magma chamber, or during the receding of semisolid or hot scoria fragments ejected from lava fountains. Because these caves are formed in the interior of lava edifices built of pyroclastites, my suggested terminology to identify these is "clastogenic". The hornitos of the Aðaldalshraun lava field in Iceland can reach a height of 2 to 5 meters. The majority of these hornitos have a diameter similar in size to their height. The aim of this study is to show the morphology of hornito caves on the Aðaldalshraun lava field and the reasons for the strong stability of hollow hornito edifices. The floor level of hornito caves is usually 0.5 or 1 meter lower than the cave's surroundings and therefore the cave's height is larger than the relative height of the cave in relation to its surroundings. The diameter of these caves ranges from 1 to 5 meters and they become gradually narrower from the floor towards the roof forming a dome-like shape. One hornito generates one cavern at a time, but in some rare cases we may encounter 2 or 3 hornito caverns joined together. The diameter of an average hornito skylight may range from 0.5-1.5 meters, which may further widen due to external forces or collapses emanating from within the cave. Hornitos which are entirely sealed are ~~only~~ very scarce: and in such examples the interior of their top cupola becomes lined by the ejected and accreted lava materials of the interior lava fountains and spatters coming from below. The thickness of the walls of the hollow hornitos in Aðaldalshraun is usually 1.5-2 meters, and becomes gradually narrower until they reach the top of the dome at 5 – 15 cm. The stability of hollow hornitos is only partly related to the thickness of their walls which are built of agglutinates. The stability of hornito cupola walls also increases as a result of the piling up on top of one another of lava agglutinate pieces which have also become welded and accreted together. This process is further intensified as, following the agglutinates' impact on the developing hornito walls, they flow on the pieces below to a varying extent.

1. Bevezetés

A nagy területeket beborító pahoehoe lávafolyások gyakran vízzel átitatott rétegekből felépülő mocsaras tavas területeket is beboríthatnak. Ezekben az esetekben a forró és képlékeny láva alá csapdába esett víz nagy nyomás alatt felforr, és a rátelepült láván keresztül utat törhet magának felfelé. Így az eredeti forrásától - vagyis attól a kürtőtől, amelyiken keresztül a felszínre jutott - akár több tíz, vagy száz km távolságra is a láva újra fragmentálódik (robbanások során darabokra szakadozik). Az ilyen típusú, nem közvetlenül a magmakamrához csatlakozó kürtön keresztül felnyomuló lávából kialakuló úgynevezett „gyökértelen” gőz és lávakitörések (THORDARSON 2000) által a felszínre kidobódott, még képlékeny lavadarabokból (agglutinát) az

egy központra szorító kitörés esetén kúpszerű, kupolás felépítmények, hornitók képződhetnek. A hornító-kupolák (agglutinátikúp) felépítéséhez az energiát a gőzrobbanások biztosítják, miközben a lávafolyás alá zárt víz a hornitók felépítése közben távozik el a légkörbe. Amennyiben a gőzrobbanások nagyobb erejűek, úgy a láva fragmentációjának a mértéke is nagyobb lesz és a keletkező piroklasztok is nagyobb területen szóródnak szét (*WOLFF-SUMMER* 2000), melynek során pszeudokráterek, magyarul álkráterek és azok salakkúpjai jönnek létre. E salakkúpokban felhalmozódó piroklasztok a hornitók agglutinátjaitól eltérően csak jóval kisebb mértékben hegednek össze és a külső eróziós hatásoknak is kevésbé állnak ellen. A hornitók felépüléséhez ezért megfelelően kismértékű robbanások szükségesek, melyek során nem apró, salakos szerkezetű piroklasztok, hanem nagyobb és még képlekeny törmelékek, agglutinátok keletkeznek.

Az agglutinátok a lerakódásával képződő hornitók a felépülésükkel egyidőben (szingenetikusan) gyakran egy, csaknem minden irányból zárt üreget, illetve barlangot is létrehozhatnak magukban a környező légtér bizonyos térfogatának bezárásával, körbeépítésével. Az ilyen típusú barlangok a szingenetikus bazaltláva-barlangok (*BALÁZS* 1974, *GADÁNYI* 2007) többségétől eltérően tehát nem a már megszilárdult láva belsejéből a folyékony láva kiürülésével keletkeznek (a szilárd és a folyékony fázis elkülönülésekor), hanem az előbbieken leírt folyamat során kilökődött bazaltvulkáni törmelékek felépülésekor. Ezért e barlangok genetikai elkülönítéséhez a „klasztogén” (törmelék eredetű) elnevezést javaslom (*GADÁNYI* 2008).

Lávatörmelék-eredetű klastrogén barlangok közvetlenül a magmakamrából táplálkozó - nem gyökértelen - hasadékkítörések felett is kialakulhatnak, mint például a fröccs-sánc, vagy agglutinátsánc-barlang, valamint fröccskúp-barlangok. Hornitók közvetlenül a magmakamrával közvetlenül csatlakozó hasadékokból és a bennük kialakuló kürtök felett is képződhetnek, amikor a lávát szétszakító robbanások ereje - így a fragmentáció mértéke is - kisebb. Az utóbbiak számos képviselőjével például az Etnán találkozhatunk (*LEOTTA - LIUZZO* 1998).

2. Hornító (agglutinátikúp)-barlangok

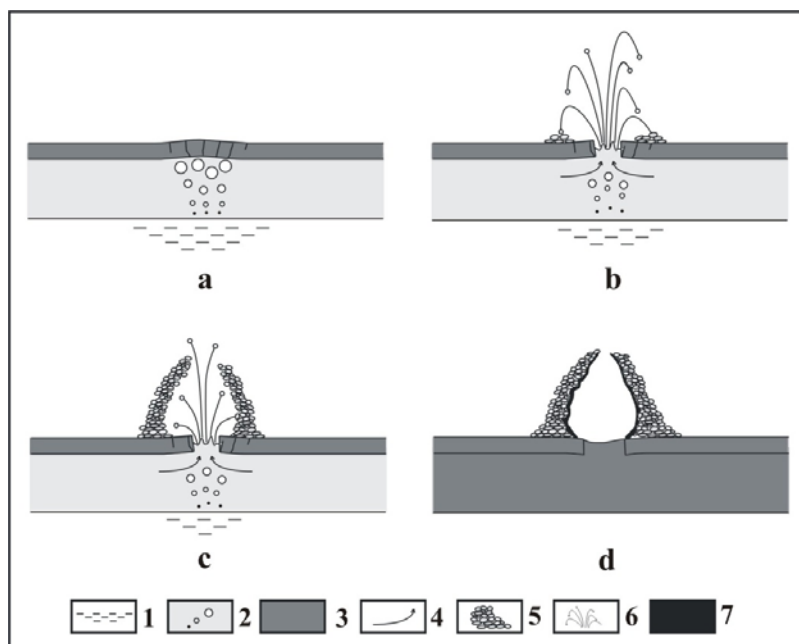
A méretükhöz képest nagy térfogatú üregeket rejtő hornitók egyik keletkezési módjára Izland északi partvidékén, az Aðaldalshraun lávamezőn találhatunk nagy számban szépen kifejlődött példákat (*GADÁNYI* 2007, 1, 2. képek).



1. kép. Az izlandi Aðaldalshraun lávamező részlete, barlangokat magukban foglaló hornitók sokaságával.
Átlagos magasságuk 2-5 m.

Picture 1. Extended cluster of hornitos. Most of them contain caves inside. The hornitos on the picture are 2-5 m high in average. Aðaldalshraun lava field Iceland.

Az Aðaldalshraun lávamező és a rajta felépült hornitók sokasága 2300 évvel ezelőtt alakult ki, amikor a fiatalabb Laxárhraun lávafolyás a Laxárdalur völgyön keresztül elérte az Aðaldalur vidékét (KARTANSSON 1956), majd a Skjálfandi fjordba ömlő Skjálfandaflyót folyó nedves, vízzel átitatott üledékekből álló, sík torkolatvidékén szétterült. A nagymennyiségű vizet tartalmazó beborító pahoehoe lávafolyás és az alatta bezárt víz találkozásából hirtelen nagyobb mennyiségű, helyenként a felette húzódó láva visszafojtó hatása miatt túlnyomás alá kerülő vízgőz keletkezett (1/a ábra). E helyeken a vízgőz a lávafolyás felszíni kérgét is átszakítva a felszínre tört, és kiáramlásakor az olvadt lávát is a felszín felé sodorta. A vízgőzrobbanások viszonylag kisebb energiájúak voltak, ezért a még képlékeny láva szétszakadozása is kisebb mértékű volt, melynek következtében a kiáramló vízgőz a magával sodort lávát 10-50 cm átmérőjű agglutinátokká szakította. A hornitók kialakulásakor még képlékeny agglutinátbombák a kilökődési helyüktől csak kis távolsáig jutottak és a lávafolyás bekérgezett felszínén, még magas hőmérsékleten összeforrvá, kúp alakban halmozódtak fel (1/b, 1/c ábra), mialatt az épülő hornitók belsejében barlangok képződtek (1/d ábra).



1. ábra. A hornitóbarlangok képződése. Jelmagyarázat: 1. magas víztartalmú lávafolyás alatti, egykori felszín 2. folyékony láva, feltörő gőzbuborékokkal 3. megszilárdult láva 4. a folyékony láva áramlási iránya 5. gyűrű alakú agglutinátit-halom 6. agglutinátos lávaszökökút 7. szilárd kéreg („vakolat”) a hornitó belső oldalán (GADÁNYI 2007).

Figure 1. The forming process of hornito caves. Legend: 1. water saturated former surface covered by the pahoehoe lava 2. liquid lava with escaping steam bubbles 3. solidified lava 4. the course of the outrushed fluid lava 5. welded agglutinates pile 6. scattered semisolid lava fragment, and their trajectories 7. lava „coat of plaster” covering the inner wall of the hornito cave. (GADÁNYI 2007).

Hornitók kialakulását a lávaalagutakban ömlő, még aktív lávafolyásban felgyülemlett CO₂ kiáramlása is okozhatja, aminek során a láva agglutinátok a lávafolyosó-barlangok felnyílásán keresztül, annak boltozatára települhetnek (LARSON 1993, SKINNER 1993). SKINNER (1993) a hornitók üregét a lávaalagút-barlanggal összekötő csatornát, vertikális barlangnak tekinti. Ennek hossza a lávafolyosó boltozatának vastagságától függ. Az Aðaldalshraun lávamező hornitói nagy számban, nagy területen, szétszórtan helyezkednek el (1, 2. képek) és lefelé sem indul nagyobb mélységekbe csatorna belőlük, ezért nem valószínű, hogy nagyobb lávafolyosó-barlanggal állnak összefüggésben.



2. kép. 2-3 m magasságú, barlangokat magukban foglaló hornitók csoportja az izlandi Aðaldalshraun lávamezőn.
Picture 2. Cluster of hollow hornitos, with caves. The hornitos on the picture are 2-3 m high in average.
Aðaldalshraun lava field, Iceland.

Az Aðaldalshraun lávamezőn megfigyelhető hornitó-felépítmények többségének közel kerek, illetve enyhén megnyúlt ellipszis alaprajza van. A nagyobb méretűek sokszor egymáshoz közel, 5-10 méternyire, valószínűleg az egykori felszín nagyobb víztartalmú részei felett jöttek létre. Az üreges hornitókúpok átlagos magassága 2-5 méter és alsó átmérőjük is hasonló mérettartományba esik (2, 3. képek). A bennük található barlangok leginkább búbos kemencéhez hasonló, felfelé megnyúlt kupola alakúak (1/d ábrá). A barlang aljzatának szintje legtöbbször a hornitó környezeténél 0,5-1 méterrel alacsonyabban van. Ezért a barlangjának belső magassága nagyobb, mint a hornitó külső, relatív magassága. Egy hornitó mindig egyetlen fülkéből álló barlangot tartalmaz, azonban, ritkább esetben 2-3, egymás mellett szorosan kialakuló hornitó üregei egymásba is nyílhatnak. Az üreges hornitók magassága egyes helyeken 10-18 métert is eléri, melyekre szép példák találhatóak a Myvatn tó déli részén, mint például az Arnabæli (4. kép). E nagyméretű honitó felépülése két szakaszra osztható. Az első szakaszban a hevesebb (így nagyobb távolságig eljutó) lávaszórás során felépült egy nagyobb átmérőjű alsó agglutinátit-gyűrű, majd a második szakaszban az agglutinát fragmentáció (robbanás során történő darabokra szakadozás) és szórás erejének gyengülésével a kisebb távolságig jutó még félig képlékeny lávadarabok e gyűrűt befedték, lezárták, miközben a belsejében létrejött a barlang (4. kép).



3. kép. A Knútsborg nevű barlangos hornitó a Knútsstaðir-tanyától Nyugatra (lásd még az 5, 6, 8. és 10. képeket).
 Aðaldalshraun lávamező, Izland.
 Picture 3. The Knútsborg is a nice example of hollow hornitos, west from the Knútsstaðir farm (see also pictures 5, 6, 8. and 10.). Aðaldalshraun lava field, Iceland.

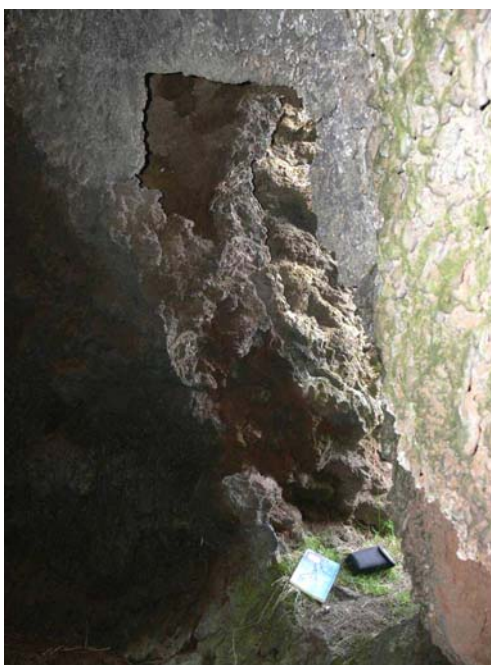


4. kép. Az Arnabæli nevű nagyméretű barlangos hornitó. Magassága 17 m. Az agglutinátit kúp tetején nyílik a barlang bejárata (lásd még a 11. képet). A Myvatn tó déli partja, Izland.
 Picture 4. The Arnabæli is a rather large hollow hornito. Its height 17 m. The entrance of the cave is on the top of the agglutinatite cone (see also picture 11.). The south shore of lake Myvatn.

Az Aðaldalshraun hornitóinak falvastagsága alulról 1 - 1,5 - 2 m-től, a boltozatuk felé fokozatosan 15 - 5 cm-re csökken. Az üreges hornitók sta-

bilitása csak részben függ az agglutinátitból felépülő falaik vastagságától. A hornitókupolák falainak stabilitása az időegység alatt nagy mennyiségben egymásra rakódott agglutinát darabok összeforradása és összehegedése (összesülése) következtében is növekszik. Ezt fokozza még, hogy az agglutinátok az épülő hornitófalra való becsapódásuk után még kisebb-nagyobb mértékben rá is folynak az alattuk lévő darabokra (3. kép).

A hornitók „épületének” gyakori jó megtartásában ezeken felül nagy szerepe van a belső „vakolatuknak” is. Ez a szilárdító, lávafröccscseppkövekkel tarkított belső burkolat a felnyomuló lávából ragad a kupola belső oldalára, de a lávából felszökő gázok is kisebb mennyiségű lávát szórhatnak fel rá.



5. kép. Knútsborg nevű barlangos hornitó mesterségesen felnyitott bejárata (magassága 170 cm, szélessége 95 cm). A képen jól látszik a barlang 6-8 cm vastag „vakolata”. A fal vastagsága lent 120 cm.

(lásd még az 3, 6, 8. és 10. képeket). Aðaldalshraun lávamező, Izland.

Picture 5. The man-made entrance (170 cm high and 95 cm wide) of the Knútsborg hollow hornito (see also the pictures 3, 4, 6.), made this hornito a snug sheep shelter. The thickness its agglutinatite wall is 120 cm on the bottom. The sidewalls and roof of the interior hornito cave are generally covered by “coat of plaster”, which is an inner spatter lining resulting from the molten lava derived from small explosions splashed onto the cave sidewalls and ceiling. This degassed lava “coat of plaster”, which levels the uneven inner agglutinate surface, can reach 6-8 cm in thickness. Aðaldalshraun lava field, Iceland.

Ez az átlagosan 5-10 cm vastagságú belső réteg egyenletti a durvább szemcsés, levegőhézagokkal átjárt agglutinátifal egyenetlenségeit (1/d áb-

ra, 5, 6. képek), miközben azt alulról jelentős mértékben megtámasztja. A hornító kialakulását követően a belső burkolatban hüléses eredetű – kontrakciós – hasadékok keletkeznek, melyek mentén a vakolat egyes részei helyenként leomlanak, feltárva az agglutinátiból álló hornítófal belső szerkezetét (5, 6. képek). A becsapódásuk és lerakódásuk után az agglutinát darabokban levő gázok tovább terjednek, gyakran 2 – 8 cm átmérőjű belső gázüreget hozva létre. Az agglutinátok így mintegy felfújódnak és még jobban egymásnak feszülnek, miközben a már lerakódott agglutinátok közötti üreges részekbe nyomulnak. Az agglutinátok egymásnak feszülése tovább fokozza az összeforradásuk mértékét.

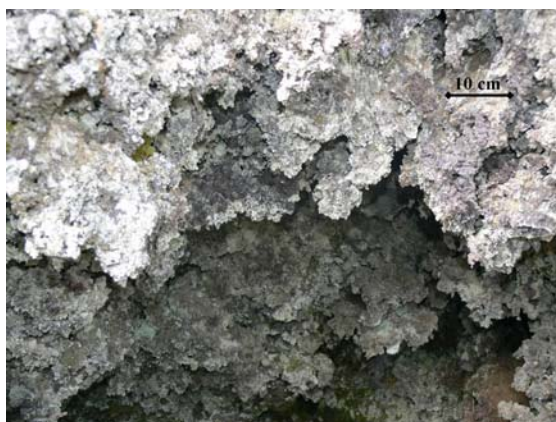


6. kép. Knútsborg nevű barlangos hornító falán a hüléses eredetű repedések közül a „vakolat” kihullott, feltárva a hornító falának belső üreges szerkezetét (lásd még a 3, 5, 8. és 10. képeket).

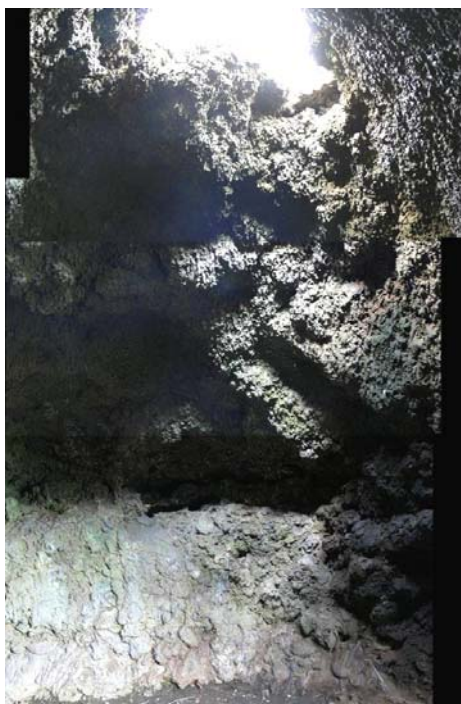
Aðaldalshraun lávamező, Izland.

Picture 6. In many hornito caves the “coat of plaster” is preserved, but in several caves they are in some segments of the cave wall partly collapsed along contraction cracks of cooling origin. In these cases the inner structure of the hornito walls are revealed. Knútsborg hornito cave, Aðaldalshraun lava field, Iceland.

A hornítóbarlangok mennyezetén az alulról felfröccsent lávák alakítanak ki fröccs-cseppköveket, melyekre az újra és újra felcsapódó láva újabb lávát tapaszthat (7. kép). A falakra fröccsent lávák a mennyezetről lefelé tovább nyúlnak, az oldalfalakon viszont lefolynak (8. kép).



7. kép. Egy 3,5 m magasságú hornító-barlang mennyezetére fel-felcsapódó képlékeny lávából kialakult fröccs-cseppkövek. Aðaldalshraun lávamező, Izland.
 Picture 7. Spatter stalactites on the ceiling of a 3.5 m high hornito cave. Spatter stalactites are common on the hornito cave ceilings and on the upper parts on the sidewalls, which evolved from molten lava splashes or squeeze onto the inner wall surfaces. Aðaldalshraun lava field, Iceland.



8. kép. A Knútsborg nevű hornító barlangjának részlete a boltozati szingenetikus nyílásával. A barlang magassága 5,2 m, szélessége 4,7 m (lásd még a 3, 5, 6. és 10. képeket). Aðaldalshraun lávamező, Izland.
 Picture 8. The northern wall of the cave with a syngenetic skylight of the hollow hornito Knútsborg (see also pictures 3, 5, 6, and 10.). The cave is 5.2 m high and 4.7 m wide. The cave's wall is covered by lava "coat of plaster" which support is greatly contributes to the stability of the hornito edifice from below. Aðaldalshraun lava field, Iceland.

A megnyúltabb és kisebb, 1-2 méter magasságú hornitók ürege inkább cső-szerű, amelyeknek belső falait a rajta keresztül kiáramló gázosabb láva - öblösebb társaihoz képest - simábbra formálta. A simább, kevesebb lāvacséppkövet tartalmazó oldalfalak a láva gyors, nagyobb mélységekbe történt visszahúzódására is utalnak. A láva visszahúzódása után a sima, de képlékeny lávamáz-szerű felszín a saját súlyánál fogva lefelé kúszik, melyet a lefelé hajló lávaredők is jeleznek (9. kép).



9. kép. Hornító-barlang függőleges oldalfala nagyobb sima felületekkel, melyeken még képlékeny állapotukban a falon lefelé kúszásukkor kisebb folyási redőződések alakultak ki.

Aðaldalshraun lávamező, a Sílatækur tanyától Délre. Izland.

Picture 9. In hornitos where the lava withdrawal into the deeper parts of the lava flow took place suddenly, the sidewalls of the cave became relatively featureless. This is because at the bottom of the cave there were no smaller explosions which usually sprinkle with molten lava spatters and/or droplets onto the sidewalls of the cave. In these relatively featureless sidewall segments the lava glaze has a smooth surface (in the centre of the picture), in some places with flow wrinkles originated by the down-creeping of the molten viscoelastic lava glaze.

Aðaldalshraun lava field, south from Sílatækur farm, Iceland.

A hornító-barlangok a boltozatának legfelső részén - többnyire már a képződés befejeztével - egy kis nyílás marad, mivel a kitörés utolsó szakaszában azon keresztül távoztak a lávából – már jóval kisebb mennyiségben a gőzök és gázok (8, 10, 11. képek). A láva-víz kölcsönhatásából kialakuló vízgőzrobbanásokat biztosító víz egy idő után fokozatosan elfogy, melynek következtében a lávafragmentáció mértéke, valamint az agglutinátok kilökődési sebessége és egyre kisebb lesz, így a hornitók további épülése is leállhat. Az Aðaldalshraun lávamezőn sok ílymódon létrejött „félíg kész” hornító (pontosabban ezekben az esetekben agglutinátit-gyűrű) is található.

A hornitók boltozati nyílásainak átlagos mérete 0,5-1,5 m de a nagyobb hornitóknál 2-3 méter átmérőjű is lehet (10, 11. képek). A külső erők, valamint a barlang belsejéből felharapódzó omlások hatására tovább szélesedhetnek. Ritkábbak a teljesen zárt barlangú hornitók, amelyeknek a boltozatát a kisebb, belső lávaszökőkutak feldobott anyagai belülről is kibélelték.

A hornitók aljzata többnyire salakos törmelékkel vastagon borított, illetve a nagyobb nyílásúak esetében talaj és növények is megjelennek (12. kép).



10. kép. Szabálytalan formájú szingenetikus nyílás (1,5 m X 0,5 m) a Knútsborg nevű barlangos hornító boltozatán, a barlang belsejéből felfelé fotózva (lásd még a 3, 5, 6. és 8. képeket).

Aðaldalshraun lávamező, Izland.

Picture 10. The syngenetic skylight (1.5 m X 0.5 m), which is not widened by collapses. The picture has taken from the cave below of the hollow hornito Knútsborg (see also pictures 3, 5, 6. and 8.).

Aðaldalshraun lava field Iceland.



11. kép. Az Arnabæli nagyméretű barlangos hornitó (lásd 4. kép) felső nyílása. Méretei: 2,75 m X 5,8 m. A barlang mélysége 15,6 m. A Myvatn tó déli partja, Izland.
 Picture 11. The entrance on the top of the large hollow hornito Arnabæli (see also picture 4.). It is a syngenetic skylight with a measure 2.75 m X 5.8 m). The inner cave is 15.6 m high. The south shore of lake Myvatn.



12. kép. Lefelé összeszűkülő, 3,3 m magas hornitó-barlang 0,8 m átmérőjű törmelékes aljzata. Aðaldalshraun lávamező, a Hellur-tanyától Keletre, Izland.
 Picture 12. The floor of a 3.3 m high hornito cave, which is gradually, narrows downwards (the hornito bottom on the picture is 0.8 m wide). Most of the floors of hornitos, like this on the picture, are covered with debris of broken spatter fragments, detritus and alluvium. Aðaldalshraun lava field, east from the Hellur farm, Iceland.

Az Aðaldalshraun lávamezón, Sílalæikur tanyától délre található hornító aljzata kötélfonatos, gyűrődött felszínű lávafolyásból áll. A lávaredők a hornító központjára koncentrikusak, amely arra utal, hogy a hornító kialakulásának utolsó szakaszában a felnyomuló láva már gáztalanodott és kiömléses jellegűvé vált (13. kép).



13. kép. A vízszintes irányban meggyűrődött, gáztalanodott pahoehoe lávafelszín arra utal, hogy a hornító kialakulásának lezáró szakaszában a lávafelnyomás kiömléses jellegű volt.

Aðaldalshraun lávamező, a Sílalæikur tanyától Délre. Izland.

Picture 13. South from the Sílalæikur farm there are hornitos which have a flat and uncovered floor. In these cases the floor of the caves consists of ropy pahoehoe flows, which means that the last eruptive stage of the hornito development was effusive here. This is proved by the flow wrinkles which bent concentrically around the centre of the hornito's bottom. Aðaldalshraun lava field, Iceland.

3. Agglutinátsánc és fröccssánc-barlangok

Törmelék-eredetű (klasztogén) barlangok kialakulhatnak még hasadékvulkáni kitöréseknél, közvetlenül a magmakamra felett - tehát nem gyökértelen - forrásból is. Ezekben az esetekben a hasadékból felfröccsenő bazaltláva a hasadék két peremén úgynevezett agglutinát-sáncokban halmozódik fel. Az agglutinátsánc-felépítmények falai a kitörés erejének csökkenésével összeérhetnek, és a hasadék a lávagátak összenövésével, összeforradásával hasonló módon (lásd: a lávaalagutak kialakulásánál) befedődik, melynek következtében az agglutinátvonulat alatt a hornító barlangokhoz viszonyítva elnyújtottabb alaprajzú barlang, agglutinátsánc-barlang képződik. A láva-

sáncokból kialakult boltozat a hossz tengelyénél a legvékonyabb, azonban a hasadékból újra és újra felcsapódó és a boltozathoz alulról hozzáferradó láva jelentősen megvastagíthatja és stabilizálhatja. A barlang mennyezetén az utolsó lávafelfröccsenések fröccs-cseppköveket alakítanak ki, amelyek a barlangi belső magas hőmérséklet hatására tovább nyúlnak lefelé.

4. Fröccskúp-barlangok

A hasadékkittörések során, a hasadékban a folyamatosan visszahulló agglutinátok és más egyéb salakos fragmentumok között egy-egy helyre koncentrálnak a kürtők képződnek (GADÁNYI 2007).

Amennyiben e kürtőkben működő lávaszökőkutakból kizúduló gázok felhajtó ereje csökken, úgy a fentiekben leírt módon a kürtők felett fröccskúp-barlangok alakulhatnak ki a felszínen (14. kép). A fröccskúp-barlangok a hornitókhoz képest gyakran kevésbé szabályos formájúak, mivel a hasadékokon keresztül felnyomuló láva e helyeken kisebb mértékben koncentrált helyen tör fel a felszínre. Egyes esetekben a lávafelnyomás leállásakor a láva visszahúzódik a mélybe, melynek következtében e fröccskúp-barlangok aljzatának egy részét a láva visszahúzódásával feltárult kürtő tölcészerű felső része képezi.



14. kép. A felépülése során magában barlangot kialakító fröccskúp. A felnyílás átmérője 2,5 m.
Leirhnjúkur hasadékvulkán, Krafla kaldera, Izland.

Picture 14. Hollow spatter cone, with cave. The diameter of the cave entrance is 2.5 m. It is a syngenetic skylight, which is widened by collapses (probably along contraction cracks of cooling origin). Leirhnjúkur fissure volcano, Krafla caldera, Iceland.

Összefoglalás

Az izlandi Aðaldalshraun lávamezőn az üreges hornitók számos szép példáját találjuk, melyek a külső környezeti hatásoknak kiválóan ellenálló felépítésűek. Ez az őket létrehozó kismértékű láva-fragmentációnak köszönhető, ugyanis a robbanások során viszonylag nagyméretű, képlékeny lávaaglutinátok települtek egymásra. E lávadarabok megfelelőképpen összehegedtek, melynek következtében a barlangokat is magukba záró hornitók viszonylag vékony falai is jó megtartásúak lettek. E jó stabilitás tovább fokozódott a hornító-barlangok belső falára felszóródott (felfröccsent) és gáztalanodott lávarétegből kialakult belső „vakolat” által is, amely mintegy alsó merevítő vázként szolgál.

Mivel a hornitók kialakulása vizes területekhez köthető, ezért a forrásuktól távolra jutott lávamezőkön található hornitók az egykori nedves ösföldrajzi környezeti viszonyok jelzői, és a lávafolyás korának megállapításával viszonylag pontosan meg tudható a nedves terület eltűnésének az ideje is.

IRODALOM

- BALÁZS D.* (1974): Lávaüreges keletkezése, típusai és formakincse. - Földrajzi Közlemények, (2), p.135-148.
- GADÁNYI P.* (2007): Bazaltláva barlangok morfogenetikai típusai Izlandon. - Karszt és Barlang 2006. I-II. p.19-32.
- GADÁNYI P.* (2008): Hornito caves on the Aðaldalshraun lava field, Iceland. - In: The 13th International Symposium on Vulcanospeleology, September 1-5, 2008, Jeju Island, Republic of Korea, p. 20-21.
- KARTANSSON, G.* (1956): Izland 1:250 000 geológiai térképének magyarázója. - Természettörténeti Múzeum, Geológiai és Geográfiai Tanszék, Reykjavík
- LARSON, C.V.* (1993): An Illustrated Glossary of Lava Tube Features. - Western Speleological Survey Bulletin, 87. Vancouver, Washington, 56 p.
- LEOTTA, A. - LIUZZO, M.* (1998): The 1981 Eruptive Fissure on Mt. Etna: Considerations on its Exploration and Genesis. International Journal of Speleology, p. 147-153.
- SKINNER, C. E.* (1993): Open Vertical Volcanic Conduits: Preliminary Investigation of an unusual Volcanic cave from with examples from Newberry Volcano and the Central High Cascades of Oregon. - In:

Proceedings of the 3. International Symposium on Volcanospeleology, p. 7-17.

THORDARSON, T. (2000): Rootless eruptions and cone groups in Iceland: Products of authentic explosive water to magma interactions. - In: GULICK, V. C. – GUÐMUNDSSON, M. T. : Volcano/Ice Interactions on Earth and Mars, Abstract, p. 48.

WOLFF, J.A. – SUMMER, J. M. (2000): Lava Fountains and Their Products. - In: SIGURDSSON, H. (szerk.): Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, p. 321-329.

NÉHÁNY ABRÁZIÓS BARLANG ISMERTETÉSE AUCKLAND KÖRNYÉKÉRŐL

SZENTES GYÖRGY

Alte Frankfurter Str. 22 b, D-61118 Bad Vilbel, georgeszentes@yahoo.de

Abstract. The rim of an ancient volcano extends along the coast of the Tasman Sea west and northwest of Auckland City. The rugged, rocky coast is composed of mainly coarse volcanic gravel and finer tuffaceous interbeddings. The volcanic sequence during millions of years underwent significant tectonic deformations and as a consequence of that the formation is cut by many smaller or bigger faults. This rock formation – mainly the loosened rock along the fault zones – is suitable for abrasion cave development. Along the fault zones of the 25 km long coast many caves have developed in various forms and extensions. The recent connection of the caves with the sea and their elevations above the sea level are very different, which reflect the geomorphological and climate changes of the recent past.

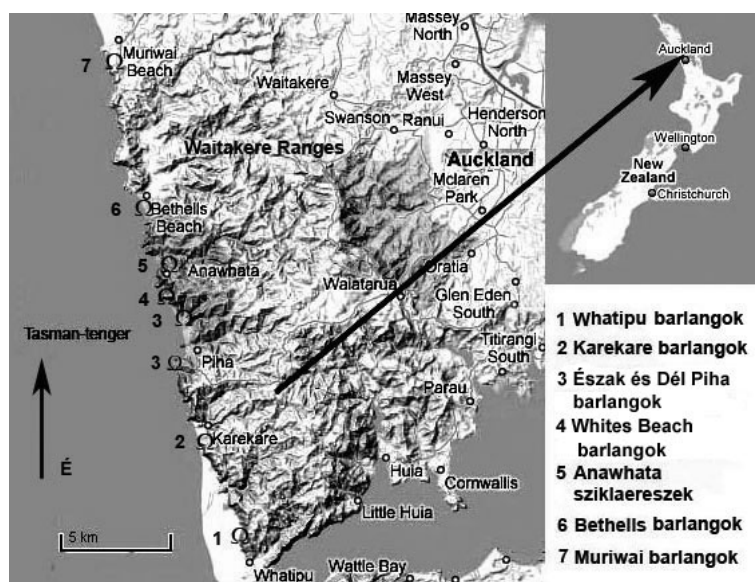
1. Bevezetés

A XII. Karsztfejlődés Konferencián 2007-ben beszámoltam a Whatipu település környékén nyíló szubfosszilis abráziós barlangokról (SZENTES 2007). Az oligocén kori Waitakere-ösvulkán maradványait képező durvatörmelék, tufás és lávaárakkal tűzdelt sorozat Whatipu után még kb. 25 km hosszan követhető észak felé a Tasmán-tenger partvonala mentén. A sorozat legtöbb helyen alkalmas abráziós barlangok kialakulására. A számos apróbb üreg, sziklaeresz és nagyobb barlang tanulmányozása tette lehetővé e barlangok keletkezésének és mai állapotának megértését. E keletkezés és állapot számos földtani, geomorfológiai és óceanográfiai tényező függvénye. Az árapály helyi alakulása és a tektonika a legfontosabb tényezők a barlangok kifejlődésének szempontjából. Ugyanakkor némely barlangnak érdekes történelmi szerepe is van úgy a maori őslakosságot, mint a későbbi bevándorlókat illetően. Némely nagyobb barlangban, különösen azokban, ahova a dagályhullám behatol, érdekes és részletes tanulmányozásra érdemes élővilág alakult ki.

2. A vizsgált terület ismertetése

A vizsgált terület Auckland városától Ny-ra és Ény-ra húzódik 25 km hosszúságban a Tasman-tenger partvonala mentén a D.sz: 37°02'45" K.h: 174°30'04" és a D.sz: 36°49'50" K.h: 175°24'30" földrajzi koordináták között (1. ábra). A partvonal és a mögötte elterülő hegyvonulat, a Waitakere-

hegység, egy oligocén korú vulkán erősen letarolt maradványa (BALÁZS 1981), amely egykor a 3000 m magasságot is elérhette. A területet földtaniilag a Manukau Breccia építi fel. Ez a formáció a felső oligocéntól a középső miocénig terjedő, 12 – 25 millió évet átfogó vulkáni tevékenység eredménye. A kőzetanyag uralkodóan durva andezitből álló vulkáni törmelék, amelybe sok helyen közbetelepülnek rétegzett, finomszemcsés tufa vagy lapillis tufa rétegek sorozatai (HAYWARD 1976). Gyakoriak az andezites lávpadok és párnaláva betelepülések, valamint a kőzettelér benyomulások. A barlangokat is magába foglaló, erősen szaggatott partvonal, az ún. Nyugati-part meredek, 300 m magasságot is elérő Manukau Breccia sziklaiból épül fel, amely részben sekély tengerben lerakódott andezitbreccsa, andezittufa, konglomerátum, valamint a vízalatti laharok által hátrahagyott agyag, homok és durva törmelék. Ezt laposabb, homokkal feltöltődött szakaszok, a strandok tagolják és teszik részben megközelíthetővé a vidéket. A vulkáni formáció alatt fekvő alapkőzetet kréta üledékek, eocén agyaggala és oligocén agyagos mészkő keveréke alkotja (THORNTON 1985). A formációt a déli részen az ÉK – DNy-i és ÉÉK – DDNy-i még az északi részen a ÉNy – DK-i csapású törések generációi szabdalják, amelyeknek a partot érintő részei fellazult kőzetzónákat eredményeznek. E zónák döntőek a barlangképződés szempontjából. A szirtek mögötti dombokat és a kőztes szakadékokat jellegzetes új-zélandi szubtrópusi erdő borítja (OMBLER 2001).



1. ábra: A vizsgált terület helyzete
Fig.1.: Location of the investigated area

3. Barlangképződés

A barlangok kialakulása és formakincse függ a befoglaló vulkáni kőzetanyag minőségétől, a törésvonalak mentén kialakult laza zónáktól és az ezekben futó repedésrendszerektől, valamint a barlang, ill. a kialakulását megelőző törés-repedés rendszernek az árapályzónához való jelenlegi és múltbeli viszonyától. Alárendelten a helyenként előforduló rétegződés is szerepet játszik az üregek formálásában.

A barlangokat alapvetően az abrázió alakította. A durvatörmelék darabjainak mérete néhol a több méter átmérőt is meghaladja. A meglazuló kötőanyagból kieső kőtömbök tekintélyes üregeket hagynak maguk után. Amennyiben ezek az üregek a tenger szintjén, az árapály zónában vannak az abrázió tovább tágítja a nyílásokat sziklaereszeket vagy barlangokat formálva. Ahol üregek töréses, repedéses lazult zónával esnek egybe az abráziós hatás sokkal jobban érvényesül és tekintélyes méretű, nagy térfogatú, tipikus abráziós barlangok alakulnak ki. A keményebb kötésű, finomabb törmelékanyagban a barlangképző hatás a törések, repedések zónáihoz igazodik. Ilyenkor többé-kevésbé hasadékszerű barlangok formálódnak, melyek tekintélyes hosszúságúak és szerteágazók is lehetnek. E partvidéken még jelentős szerephez jutnak a délről észak felé mozgó erős parti áramlások is. Természetesen az előbb említett hatások változatos kombinációjából is létrejöhetnek barlangok, amelyekben a törmelékes sorozat néhol változatos rétegződése is szerepet játszhat. A vulkáni tufába és agglomerátumba nyomult, majd később feldarabolódott kőzettelérek mentén szintén megnövekszik az abrázió barlangformáló hatása.

A barlangok és a tenger, az árapály zóna kapcsolata változatos. Számos barlangot a dagály részben vagy teljesen elönt. A hullámverés, és a tengerszint változásának együttes hatása tovább tágítja az üregeket. Némelyik barlangot a dagályhullám éppen eléri és a víz csak alkalmanként képes a tágító hatását kifejteni. Több barlang végleg elszakadt a tengertől. Ennek oka a parti homokpadok és dűnevonulatok gyors növekedése. A barlangok pusztulását elsősorban az eltömődés okozza. A barlangbejárat irányába mozgó dűnesorok homokja a barlangba behatolva részben vagy egészben eltömi a járatokat. Számos barlang a befoglaló kőzet beomlásának lett az áldozata. Az omlás a felszínt is elérheti keskeny kanyonokat formálva, melyeket kedvező helyzetben a dagályhullám elérhet és a víz tovább tágíthat. Más esetben a beomlott barlang maradványa sziklaereszként mutatkozik.

A barlangokban a képződmények ritkák. Néhol megfigyelhető vékony barnás-vöröses vasas mangános bevonat, amely a repedéseken átszivárgó vízből válik ki. Egy esetben sztalaktitszerű, mintegy 15 cm hosszúsá-

gú sötétvörös képződményt sikerült megfigyelni, amelynek vas és mangántartalma mellett mésztartalma is van. A karbonát a vulkáni sorozatba betelepült mésztartalmú tengeri üledékekből származik. A barlangokat kitöltő homok némelyike fekete a magas magnetit és ilmenit tartalomtól. E fekete homok jellemző Új-zéland nyugati partvidékére.

Néhány szóval meg kell említeni, a teljesség igénye nélkül, az e barlangokban kialakult életközösséget. Jelentős a különbség az elárasztott és a száraz barlangok között. Ahol a dagály alkalmából tengervíz árasztja el, a barlangot számos helyen a maximális vízszintig homoktűrő fekete kagylók (*Modiolus neozelanicus*) tömege borítja a falakat. Közöttük a balanus félekhez tartozó *Elminius plicatus* egyedei. A fényhatárig terjed és színezi a falakat a magas dagálytűrő fajokhoz tartozó vörös alga (*Bostrychia arbuscula*, *Pachymenia lusoria*), élénk színű zöldalgák társaságában. A dagály élő és élettelen lények tömegét sodorja be a barlangba, teszi az élőket alkalmi barlanglakóvá. A tengervíztől elzárt barlangok nedves falain az említett algafajok települnek, míg a szárazabb részeken rovarok, pókok és fészkelő madarak az alkalmi barlanglakók. Denevért még a száraz szakaszokban sem sikerült eddig megfigyelni. Némelyik magasabban fekvő sziklaereszbe parázsféreg (glowworm, *Arachnocampa luminosa*) települtek.

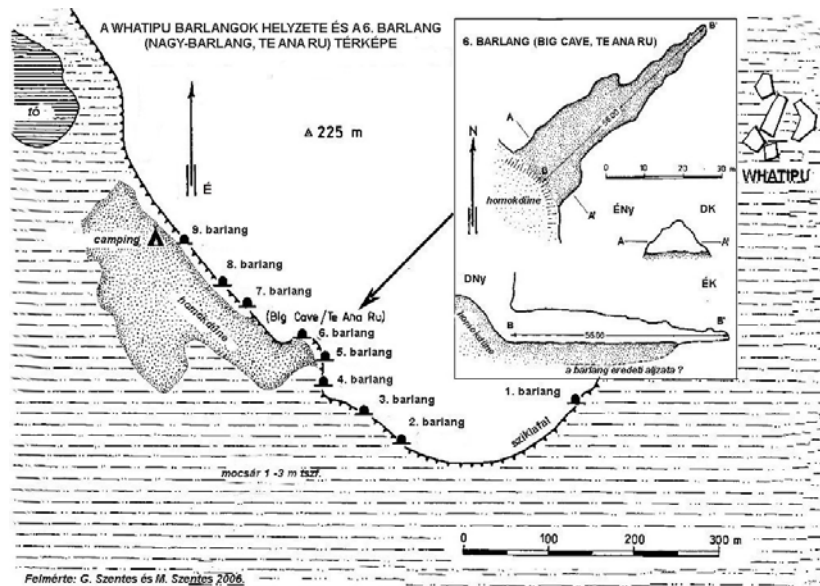
4. A barlangok leírása

A partvonal hét szakaszán sikerült különféle fejlődési állapotban lévő ábrázolás barlangokat, illetve barlangkezdeményeket és sziklaereszeket tanulmányozni.

4.1. Whatipu szubfosszilis barlangjai

A Whatipu környéki szubfosszilis barlangokról már a XII. Karsztfejlődés Konferencián 2007-ben részletesen beszámoltam. Kilenc barlang nyílik egy 800 m hosszú vulkáni konglomerátumból felépített meredek sziklafal lábánál, amely valamikor a partvonalat képezte. Legnagyobb a 6. barlang, vagy Nagy-barlang, a maori őslakosok nyelvén *Te Ana Ru*, amely tágas, 56 m hosszú és a környék egyik legismertebb barlangja (2. ábra). A barlang történelmi jelentőséggel bír úgy a maoriak, mint az európai bevándorlók szempontjából (*WILLIAMS-NIVEN-TURNER* 2000). Ma egy 1 km széles mocsaras, bozótos síkság terül el a barlangok és a Tasmán-tenger jelenlegi partvonalá között és ezzel a barlangok kapcsolata az őket létrehozó tengerrel már teljesen megszűnt. Ennek oka a part mentén, északi irányba tartó gyors ho-

mokmozgás, amely Csendes-óceánból származó és a Tasmán-tengeren keresztül mozgó, gyakran viharokkal kísért hullámmozgás eredménye (DENCH--PARORE 2001).



2. ábra: A Whatipu barlangok helyzete és a 6. barlang (Nagy- barlang, Te Ana Ru) térképe
 Fig.2.: Location of the Whatipu caves and survey of the Cave 6. (Big Cave, Te Ana Ru)

4.2. Karakare sziklaereszei

A következő partszakasz *Karekare* környéke. E partszakaszon csak kisebb sziklaereszeket lehet megfigyelni. Ugyanakkor kb. 50 m-el a tengerszint felett, a partvontaltól befelé húzódó völgy oldalában egymás mellett két sziklaeresz nyílik a durva andezitbreccsában (1. kép). A hegy neve Barlang-szirt. A nagyobbik eresz, a Maori Menedék-barlang, kb. 8x12 m széles, mintegy 5 m bemélyedéssel. A kisebbik eresz 5x5 m. A két sziklaeresz a maori lakosság szent helye, utalva a környék történelmi és archaeológiai jelentőségére. A Barlang – szirt oldalában nyíló apró üregekben parázsférgek (glowworm, *Arachnocampa luminosa*) települtek. A sziklaereszek lét-rejöttében, morfológiai helyzetüknél fogva valószínűtlen a tenger abrúziós szerepe. A törésrendszer vonalában kilazult és kihullott törmelék által alakult üregeket a szél munkája tovább tágította. A barlangok példák arra, hogy a breccsa kilazulásával üregek képződhetnek. Amennyiben ezek az abrúziós zónában képződnek, úgy tekintélyes barlangokká fejlődhetnek.



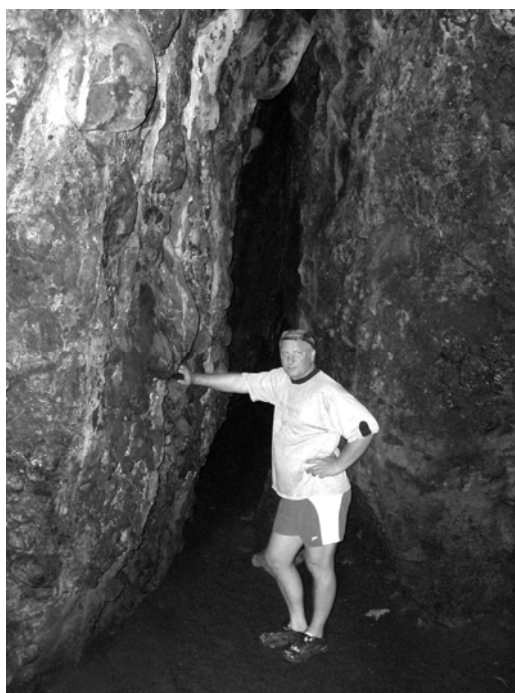
*1. kép: Karekare; aprózódással keletkezett sziklaereszek a Barlang-szirt oldalában
(a nagyobbik sziklaeresz a Maori Menedék-barlang)
Pict.1.: Karekare; fragmentation originated rock shelters in the Cave Rock
(the bigger rock shelter is the Maori Shelter Cave)*



*2. kép: A Keyhole (Kulcslyuk), amelyet az abrázio tágított
az agglomerátumba nyomult andezittelér mentén.
Pict. 2.: The Keyhole has formed by the abrasion
along an andesite dyke, which intruded into the agglomerate*

4.3. Piha Beach barlangjai

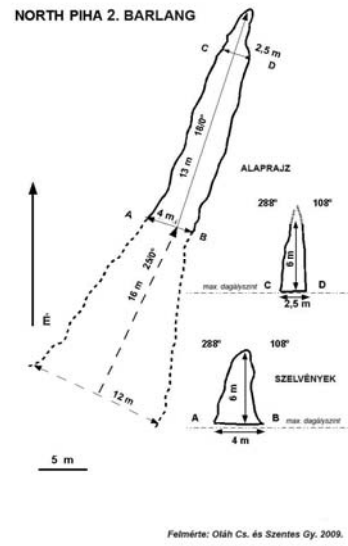
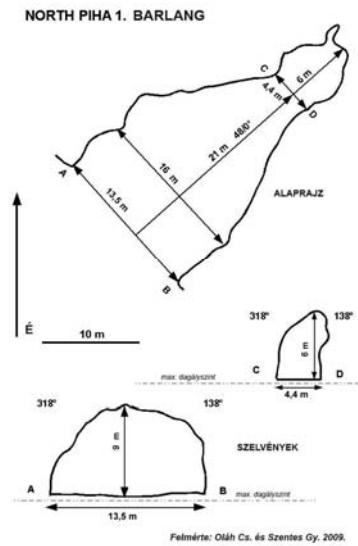
Tovább észak felé a *Piha Beach* húzódik, amelynek déli részén egy barlang és egy sziklaeresz az északi részén pedig négy barlang nyílik (*CAMERON-HAYWARD-MURDOCH* 1997). Délen a Taitomo-szigeten keresztül vezet a Keyhole (Kulcslyuk) nevű 46 m hosszú átmenő barlang (7. *Ábra*, 2. *Kép*). A szigetet csak dagálykor veszi teljes egészében a tengervíz körül. A neve a maori nyelven a hegyen keresztül vezető barlangot jelent. A Keyhole maga egy 12 - 14. m magas és 4 - 5. m széles hasadék, amelyet az abrúzió tágított egy az agglomerátumba nyomult ÉÉNY-DDK-i. csapású andezittelér mentén. A sziget déli oldalával szemben egy andezittelér mentén formálódott sziklaeresz tanulmányozható, amelyet szinte állandóan elborít a tengervíz. A Piha Beach északi részén az 1. barlang 13x9 m-es bejárata mögött egy 27 m hosszú és 10 m magas terem helyezkedik el (3. *ábra*). A teremben jól megfigyelhető a kőzet töréses szerkezete. A törésvonalak mentén kifejezetten omladékos a kőzet, amely zónát barlanggá tágított a hullámverés. Ma már csak ritkán, vihardagály esetén érik el a tenger hullámai a barlangot, mivel a homokpadok a bejárat előtt gátat formálnak. Az előzőtől 50 m-re nyíló 2. barlang 13 m hosszú, amelyhez egy 16 m hosszú nyitott hasadék vezet (3. *ábra*). Ez utóbbi a barlangfolyosó felszakadt része lehet. A barlang egy 6 m magas hasadékfolyosó, amely finomabb szemcséjű, szilárdabb vulkáni törmelékben keletkezett egy ÉK-DNy csapású törés mentén. A tengervíz ma már az előtte felhalmozódott homokdűnék miatt ugyancsak ritka alkalommal éri el a barlangot. A 3. barlang egy 19 m hosszú, magasba nyúló 0,5 és 2 m szélességű hasadék (5. *ábra*). A barlanghoz egy 10 m hosszú sziklaszoros vezet, amely egy felszakadt abrúziós üreg maradványa. Ennek folytatása a tektonikus eredetű jelenlegi barlang, amelyhez csak alkalmanként jut el tengervíz. A 4. barlang egy sziklaeresz és a belőle kiágazó folyosók csoportja (4. *ábra*). A sziklaeresz ugyancsak egy felszakadt, régi nagy barlangterem maradványa, amelyből kiágaznak az ÉK-DNY-i csapású törések mentén alakult abrúziós folyosók. A leghosszabb folyosó 27 m hosszú, 4 m széles és 5-6 m magas (3. *kép*). E mellett egy 8 m és egy 4 m hosszú keskenyebb barlangfolyosó nyílik. A sziklaeresz és a folyosók nagy részébe dűnehomok nyomult be mintegy 6 m magasságig, elzárva őket a maximális dagályszint vizétől.



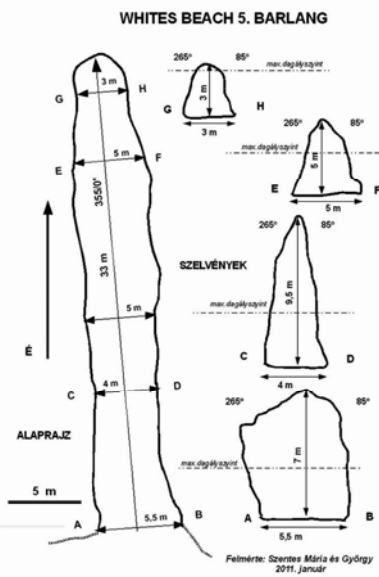
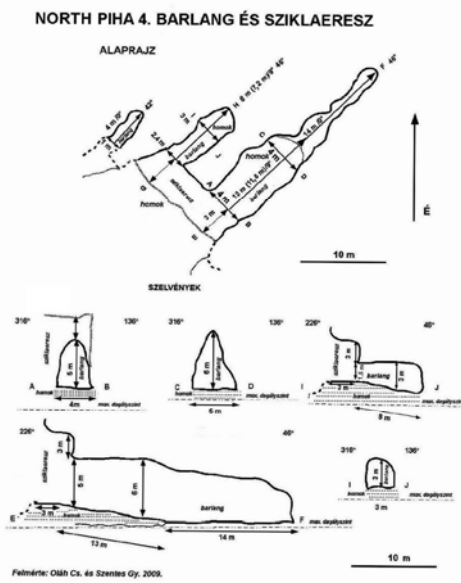
3. kép: A North Piha 4. barlang járata egy
törésvonal mentén keletkezett
Pict. 3.: The main passage in the North Piha Cave
follows a fault line



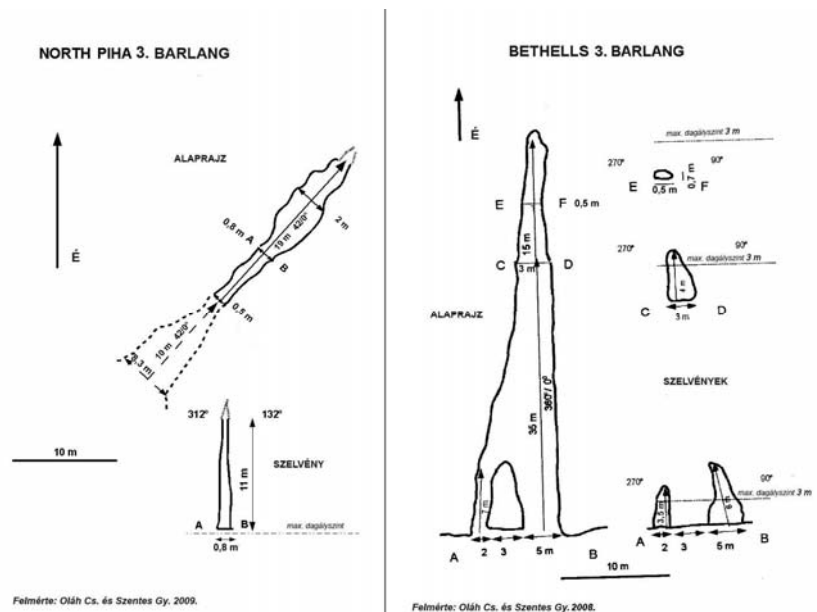
4.kép: A számok a Whites Beach öt barlangjának a bejáratát jelölik
Pict 4.: The numbers show the entrances of the five caves in Whites Beach



3. ábra: North Piha 1. és 2. barlang térképe és szelvényei
Fig.3.: Surveys of the North Piha Caves 1. and 2.



4. ábra: North Piha 4. barlang és sziklaeresz és a Whites Beach 5. Barlang térképe és szelvényei
Fig.4.: Survey of the North Piha Cave 4. and the Rock Shelter and the Whites Beach 5. Cave



5. ábra: North Piha 3. és Bethells Beach 3. barlang térképe és szelvényei
 Fig.5.: Surveys of the North Piha Cave 3. and Bethells Beach 3. Cave

4.4 Whites Beach barlangjai

A Piha Beachtől É-ra 200 m magas szirtektől körülvéve kerülnek el a *Whites Beach* homokpadjai. Agglomerát sziklafalának északi peremén öt barlang található (4. kép). Négy egymáshoz közel nyíló barlang hossza 5 és 20 m között van. A bejáratuk környékét a viszonylag laza törmelékes befogadó kőzetből letört szikladarabok borítják, részben a barlangokba is behatolva. A sziklafalban jól észlelhető a barlangokat meghatározó törésrendszer. Az ötödik barlang egy 33 m hosszú tágas folyosó (4. ábra), amely egy É – D csapású törés mentén formálódott. A járat alját laza homok borítja.

4.5. Anawhata Beach sziklaereszei

A tengerből kiálló sziklatornyok mögött húzódik az *Anawhata Beach*, amelyet egy a tengerbe ömlő kisebb folyó alakított ki. A kőzetanyag durva agglomerátum tufa közbetelepülésekkel. Jellemző a meredeken dőlő rétegződés és a függőleges töréses zónák együttese. A terület központjának egyik sziklatömbjében egy 30 m hosszú és 9 m-t bemélyedő sziklaeresz formálódott, amelyhez dagálykor a tenger is eljut. Alját homok borítja (5. kép). A mere-

dek rétegzésű sziklafalban nagyszámú kihullással keletkezett apró üreg vagy törésmenti keskeny hasadék, az alsóbb szinteken meg kisebb sziklaeresz figyelhető meg. A terület neve a maori őslakosok nyelvén kiemelt sziklaereszt, vagy élelmiszer raktárnak szolgáló üreget jelent. Mindkét kifejezés illik a megfigyelésekhez.



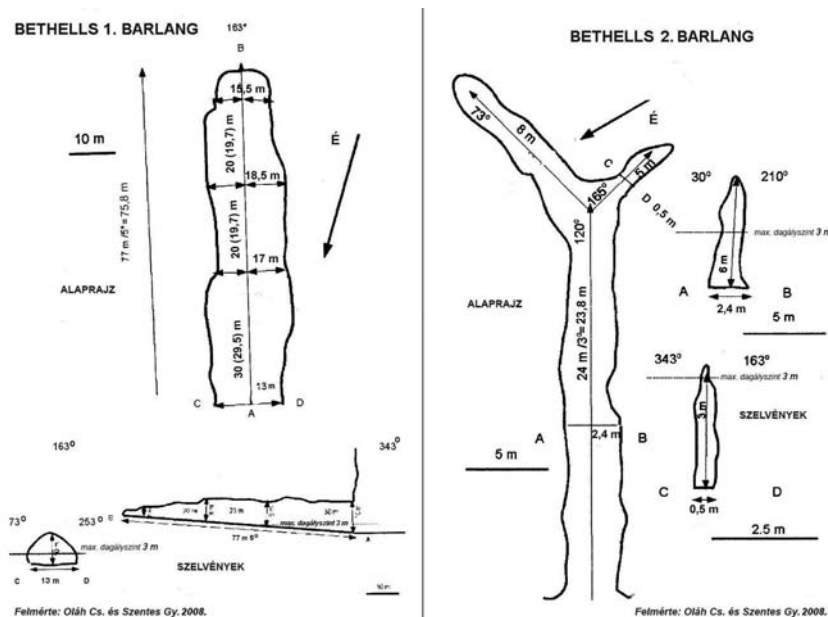
5. kép: Az AnawhataBeach egyik sziklatömbjében egy sziklaeresz formálódott
Pict.5.: In an agglomerate block of the AnawhataBeach a rock shelter has formed



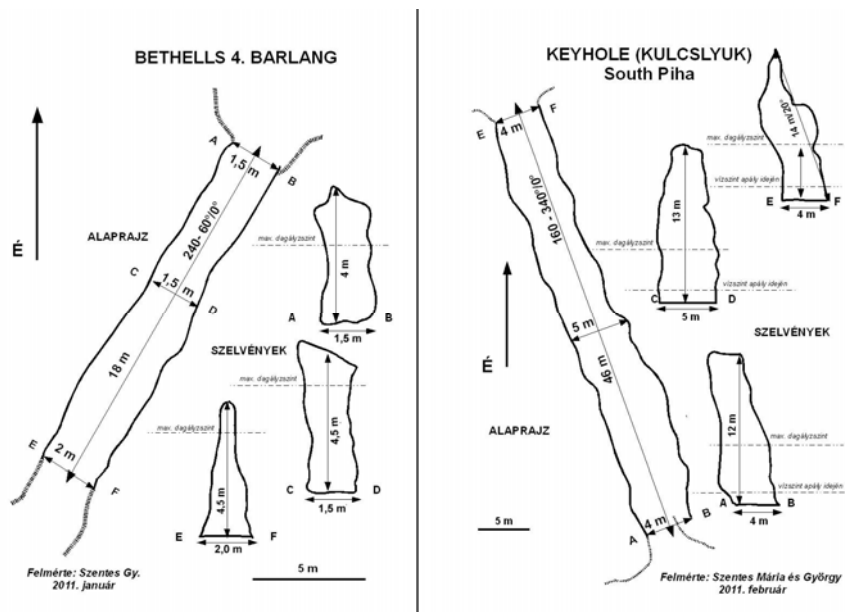
6. kép: A Bethells Beach 1. barlangjának tágas bejárata
Pict.6.: The wide entrance of the 1. Cave in Bethells Beach

4.6. Bethells Beach barlangjai

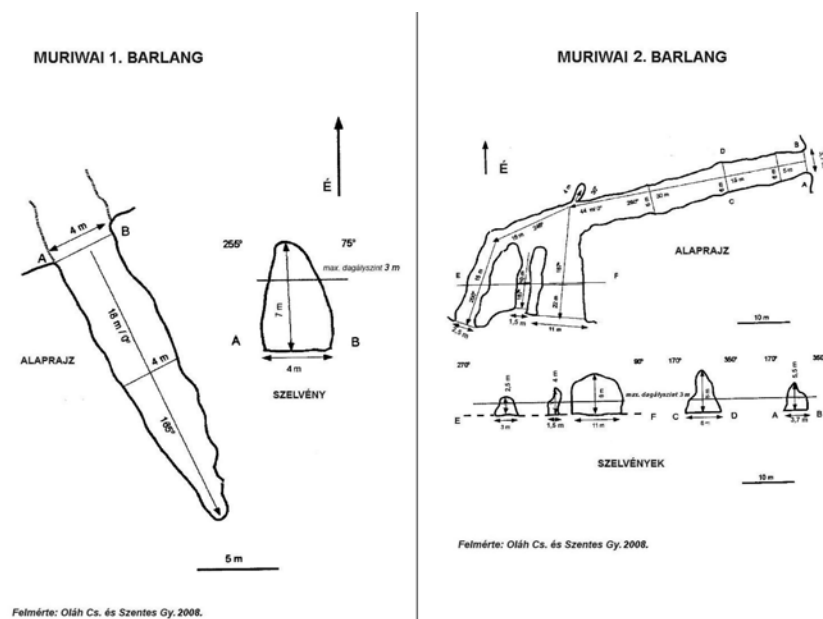
Tovább észak felé elérjük a *Bethells Beachet*, ahol négy barlangot sikerült tanulmányozni. Az 1. barlang a terület déli részén fejlődött ki (6. ábra). Tágas bejárata már messziről észlelhető (6. kép). Dagálykor a barlang elérhetetlen, mintegy 3 m magas víz takarja a bejáratát. A 70 m hosszú közel 20 m széles és 10 m magas tágas folyosó a környék egyik leglátványosabb barlangja. Szemben nyílik a 2. barlang (6. ábra). A barlang egy 24 m hosszú, a végén kettéágazó, hasadékszerű járat. Az üreg egy ÉNy-DK-i csapású törés mentén fejlődött egy viszonylag finomszemcsés, néhol rétegzett kőzetanyagban. A falakon itt-ott 10-20 cm-es cseppkőszerű sötétvörösbarnás ásványkiválás figyelhető meg. A 3. barlang 50 m hosszú É-D-i csapást követő hasadék, melynek első felében az abráziós hatás, míg a második felében a tektonikai elemek a szembetűnők. Az üreg jelentős részét finomszemcsés homok tölti ki (5. ábra). A terület északi részén nyíló 4. barlang 18 m hosszú 1,5 m széles és 4 m magas átmenő barlang, egy abrázió által tágított hasadék. A járat egy ÉK – DNy-i csapású törés mentén formálódott (7. ábra).



6. ábra: Bethells Beach 1 és 2. barlang térképe és szelvényei
Fig. 6.: Surveys of the Bethells Beach 1. and 2. Cave



7. ábra: Bethells 4. barlang és a Keyhole (Kulcslyuk) térképe és szelvényei
 Fig.7.: Surveys of the Bethells Cave 4. And the Keyhole



8. ábra: Muriwai 1. és 2. barlang térképe és szelvényei
 Fig.8.: Surveys of the Muriwai Caves 1. and 2.

4.7 Muriwai Beach barlangjai

A *Muriwai Beach* a legészakibb része a vizsgált területnek. Itt két barlangot sikerült tanulmányozni. A 18 m hosszú, 4 m széles és 7 m magas 1. barlang egy ÉNy – DK-i csapású törés mentén alakult uralkodóan finomszemcsés tufában (8. ábra). A barlang melletti párkányról közvetlen megfigyelhető az árapály mozgása a barlangban. Tetőzéskor 3 m magas víz tölti ki a barlangot és a dagályhullámok ostroma a barlang végéig hat, míg apálykor a barlang száraz lábbal bejárható. A 2. barlang, a vizsgált terület leghosszabb barlangja. 120 m összhosszúságú járatrendszer finomszemcsés rétegzett tufában húzódik egy tengerbe nyúló sziklatömbben (8. ábra). Az abrázációs hatás összetett formában érvényesül az üreg keletkezésében. A sziklatömb nyugati aljából a bejárat mögött egy 44 m hosszú ÉNy-DK-i csapású törés mentén alakult 6 m széles, 10 m magas folyosó (7. kép) egy tágas terembe vezet. A tágas teremből a tengerre néző bejárat nyílik. A teremből elágazások indulnak ki, melyek egyike a tengerre nyílik, a többi pedig fokozatosan elszűkül. A tágas barlangban az árapály látványosan érvényesül és az ehhez tartozó életközösség jól megfigyelhető.



7. kép: A Muriwai 2. barlang főfolyosója a dagály kezdetén
Pict.7.: The main passage of the 2. Muriwai Cave
at the begining of the high tide

5. Összefoglalás

Új Zéland több ezer km hosszú partvonala mentén még igen sok partszakasz földtani és morfológiai felépítése alkalmas az abráziós barlangok létrejöttéhez (CROSSLEY 1988). Jelen munka egy jellegzetes, vulkáni törmelékből felépült, sajátos morfológiával rendelkező partszakasz abráziós barlangjait tanulmányozta. A barlangok képződésében és jelen állapotában a Tasmántenger egyedülálló partmenti áramlásai fontos szerepet játszottak. Ígéretesnek látszik további partszakaszok részletes barlangtani tanulmányozása is.

IRODALOM

- BALÁZS, D. (1981): Ausztrália, Óceánia, Antarktisz - Panoráma
Kiadó, Budapest p.559-563.
- CAMERON, E. - HAYWARD, B. - MURDOCH, G. (1997): A Field
Guide to Auckland, Exploring the Region's Natural and Historic Heritage -
Random House, Auckland p. 178-179.
- CROSSLEY, P.C. (1988): The New Zealand Cave Atlas - North Island,
NZSS p. 2-12.
- DENCH, A. – PARORE, L. A. (2001): Walking the Waitakere Ranges, New
Holland Publishers, Auckland, p. 12-27
- HAYWARD, B. W. (1976): Lower Miocene Stratigraphy and Structure of
the Waitakere Ranges and the Waitakere Group. New Zealand Journal of
Geology and Geophysics 1976. vol 19. No 6. p. 871 -895
- OMBLER, K. (2001): National Parks and other Wild Places in New Zealand
- New Holland Publishers (UK) Ltd. P. 34-36.
- SZENTES, G. (2007): Szubfosszilis abráziós barlangok Új Zélandon
Karsztfejlődés Konferencia, Szombathely 2007.,Karsztfejlődés XII. 2007
p. 349-359
- THORNTON, J. (1985): Field Gide to New Zealand Geology - Reed
Publishing (NZ) Ltd., Auckland p. 147-150.
- WILLIAMS, J.-NIVEN, C.- TURNER, P. (2000): New Zealand - Lonely
Planet, Melbourne, Auckland, London p. 172-173.

A TOKAJI-HEGYSÉG BARLANGTANI VÁZLATA

ESZTERHÁS ISTVÁN

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

Abstract: The Tokaji Mountains are situated in the north-eastern part of Hungary and extends far beyond the Hungarian border into Slovakia. The mountains were formed in the middle and late Miocene by countless volcanic eruptions. The petrographic build-up and the landforms of the region are considerably diverse. The eruptions resulted in various formations of lava rocks and pyroclastics, such as mainly andesite, rhyolite, dacite and rhyodacite. Other rock formations are occurring only to a smaller extent. After some previous speleological sighting in the region the purposive exploration of the caves has began in 1992. This organized research was carried out by 10-15 members of the Volcanspeleological Collective and their comprehensive activity is still ongoing. Up to now 294 caves have been identified, the highest number of caves in a volcanic mountain in Hungary. The caves can be sorted into 11 different genotypes. There are gas bubble cavities, exhalation caves, tectonic caves, talus caves, leaning pseudocaves, consequence caves, erosion caves, rock extension caves, cryoplanation caves, alkaline solution caves and artificial cavities considered to be caves. The longest caves are the 50 m long Arany Cave (by Tállya), the 45 m long Rózsa Sándor Cave (by Regéc) and the 40 m long Regéci Castle Cave. In few caves mineral formations occur. The roof of the Arany Cave nicely decorated with a large number of 20-30 cm long tridymit-based silicate stalactites and in seven caves silica pisolithes are to be found. The air temperature in some caves is extreme low and in one of the cave a permanent ice formation occurs. In some caves slowly flowing water stream can be observed. The stream in the Arany Cave is slightly acidic because of the presence of sulphuric acid. Archeological remains from the Neolithic to the early Middle Ages occurred only in the Nagy Cave in Mount Fuló (by Szerencs-Legyesbénye). In detail only the algae flora has been studied in the artificial Icy Hole near Telkibánya. Eighteen species of arthropods, some amphibians and reptiles just as six specieses of bats were classified from the caves.

Bevezető

A Tokaji-hegységről nagy példányszámban megjelent földrajzi és turisztikai kiadványokban nem olvashatunk barlangokról. A turistatérképek is mindössze három barlangot jelölnek (Arany-barlang, Ravasz-lyuk, Telkibányai-jeges-üreg). Valójában azonban 294 barlangról tudunk (*ESZTERHÁS – SZENTES* 2004-2010, 2010). Az általános ismeretek és a valóság között hatalmas eltérés van úgy a barlangok számában, mint ebből következően az egyéb barlangi vonatkozásokban is. Ez az eltérés több okra vezethető vissza. A hegységben az alapos barlangkutató viszonylag későn, 1992-ben kezdődött. E kutatások eredményeiről voltaképp csak mintegy 800 oldalnyi fényképekkel és térképekkel illusztrált, kéziratnak minősülő kutatási jelentések készültek. Ezek a kutatási jelentések bár három helyen is (a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, a VfM Barlang- és Földtani Osztálya és a Bükk Nemzeti Park adattárában) elérhetők, de a dolog természetéből adódóan

olvasottságuk elhanyagolható. A hegység barlangjainak alig akad nyomtatott irodalma, az is csak kis példányszámú kiadványokban. Az ismeretek hiányát az sem pótolja igazán, hogy a világhálón elérhető a „*Nemkarsztos barlangok katasztere*” és ezen belül a Tokaji-hegység barlangjainak legfontosabb tudnivalói (*ESZTERHÁS – SZENTES 2004-2010*).

A hegység elnevezése, tájai

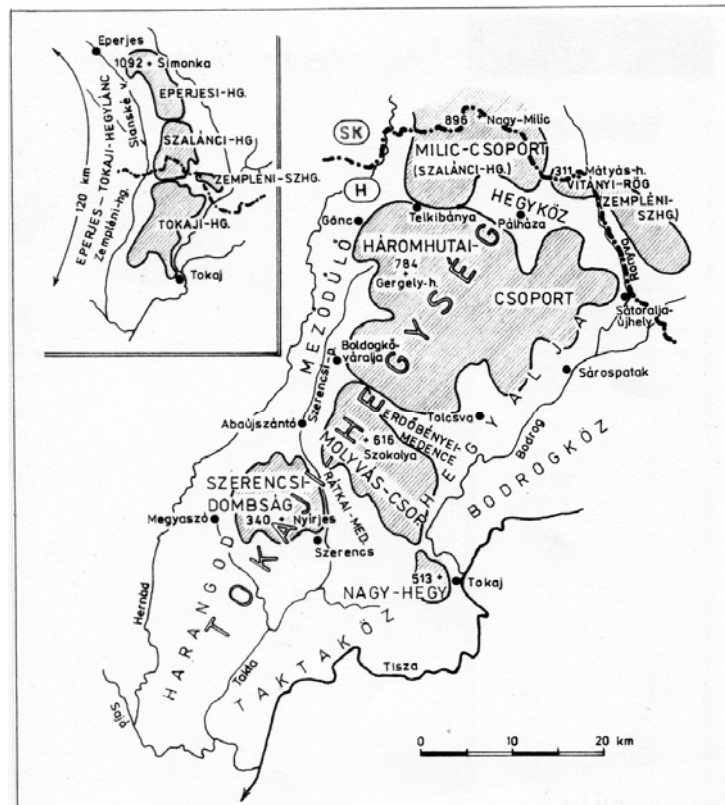
A nagyjából észak-déli irányú, 120 km hosszú Eperjes–Tokaji-hegyláncot – melynek központjában a romjaiban is impozáns Regéci vár áll (*1. kép*) – a trianoni döntés két ország között osztotta meg. A határváltozás után mind Magyarországon, mind Szlovákiában változtattak a korábbi elnevezéseken. A hegylánc magyarországi részét többnyire „*Zempléni-hegység*”-nek, a szlovákiai részét „*Slanské vrchy*”-nek (Szalánci-hegységnek) mondták, de ugyanakkor mindkét ország földtani irodalma tovább használta az eredeti elnevezéseket (Szlovákiában természetesen szlovák nyelven). Napjainkban kezd visszarendeződni a földrajzi irodalomban és térképeken is a korábbi elnevezések használata, ami sokszor még zavarosabbá teszi a képet.



1. kép: A hegység központjában van a Regéci vár
Picture 1: The Regéci Castle lays in the centre of the mountains

A határon átnyúló Eperjes–Tokaji-hegylánc (Prešovsko-tokajská vrchovina) 3 részből tevődik össze:

1. Eperjesi-hegység (Prešovské vrchy) Szlovákiában,
2. Szalánci-hegység (Slanské vrchy) Szlovákiában,
3. Tokaji-hegység (Tokajské vrchy) Magyarországon.



1. ábra: Az Eperjes–Tokaji-hegylánc tájbeosztása
 Fig. 1: Land regions of the Eperjes–Tokaji Mountain Range

A Tokaji-hegység tájai (1. ábra):

- a) Milic-hegycsoport,
- b) Háromhutai-hegycsoport,
- c) Molyvász-hegycsoport,
- d) Tokaji Nagy-Kopasz-hegy
- e) Szerencsi-dombság,
- f) peremvidékek:
 - Tokaj-Hegyalja,
 - Meződülő (vagy Abaúji-Hegyalja),
 - Harangod,
 - Taktaköz,
- f) medencék:
 - Hegyköz,

- Erdőbényei-medence,
- Rátkai-medence.

A hegység barlangjainak kutatástörténete

A barlangok közül néhány igen régóta ismert. Ezt ásatások is igazolják, mint pl. a Fuló-hegyi Nagy-barlangban (*KUCHTA* 1962), másrészt több barlanghoz kapcsolódik monda, pl. a Rózsa Sándor-barlanghoz, a Béla-barlanghoz, a Sárkány-lyukhoz stb. (*MAJOROS* 1989, *TOMPA* 1846), valamint a várakban, vagy azok közvetlen közelében levő barlangok (Füzéren, Regécen, Tállyán) az erődök személyzete által bizonyára ismertek voltak.

Az első írásos említés *KITAIBEL* Pál (1803) tollából látott napvilágot, aki röviden a tállyai Arany-barlangról írt (*DÉNES* 1997). A Regéci vár barlangjának előterében 1992-ben még olvasható volt az ismeretlen túrázótól származó „*KANCSOL GYULA 1929*” felirat (*ESZTERHÁS – GÖNCZÖL SZABÓ – SZARKA – SZILVAY* 1992), melynek a vár renováló újjáépítése során nyoma veszett. *KUCHTA* Gyula (1962) említette, hogy a fuló-hegyi barlangok közül hármat „1932-ben dr. Petrikovits László megásatott. Már előzőleg, 1910-ben két térképező mérnök kutatott itt, kutatásaik nyomait Petrikovits megtalálta”. 1934-ben a Turisták Lapjában írt *CHOLNOKY* Jenő (1934) arról, hogy 1932-ben Tóth Bálint útbiztos kivájta a később Telkibányai-jégbarlangnak (Telkibányai-jeges-üregnek) nevezett tárót. A Borsodi Földrajzi Évkönyvben 1962-ben jelent meg *KUCHTA* Gyula (1962) tanulmánya 10 fuló-hegyi barlangról. *BERTALAN* Károly 1974-ben lezárt kézírásos barlanglétárában 15 Tokaji-hegységben levő barlangnak volt már kartonja. 1976-ban Dénes György feleségével tárta fel újjól a tállyai Arany-barlangot, melynek bejárata elé sok törmelék suvadt (*DÉNES* 1997). Majoros Zsuzsa és társai 1988-ban három barlangot fedeztek fel a Kis-Péter-mennykőn, majd 1990-ben szintén hármat a Nagy-Péter-mennykőn (*MAJOROS* 1989, 1990).

Ezek után, 1992-ben kezdte meg a Vulkánszpeleológiai Kollektíva a hegység tervszerű barlangkataszterezését és még néhány egyéb (kőzettani, genetikai, biológiai stb.) barlangokhoz kapcsolódó kutatását. Eddig öt alkalommal tartottak nyári egyhetes kutatótábort,

- 1992-ben a regéci Rostallón,
- 1993-ban szintén a regéci Rostallón,
- 1994-ben megint a regéci Rostallón,
- 1999-ben az abaújszántói Aranyos-völgyben és
- 2004-ben Tállyán, a Zempléni Árpád Ált. Iskolában.

Ezekben a kutatótáborokban összességében 66 kutató és számos együttműködő érdeklődő vett részt. A részt vevő személyek felsorolása itt most terjedelmes lenne, ezért csak a legkiemelkedőbb tevékenységet végzett kutatókat említem:

Eszterhás István,
Ferenczi Balázs,
Gádoros Miklós,
Gönczöl Imre,
Kalicza Tibor,

Sívó Zsuzsanna,
Szabó Géza,
Szarka Gyula,
Szentés György,
Szilvay Péter.



2. kép: A Galériás-barlang felmérése
Picture 2: Surveying of the Galériás Cave

A kutatók átvizsgálták a korábban is említett 21 barlangot, valamint feldolgoztak 273 újonnan megismert barlangot (2. kép). A feldolgozott barlangokról fényképekkel és térképekkel illusztrált beszámolók készültek (*ESZTERHÁS* 1994-a, *ESZTERHÁS-FERENCZI* 2004, *ESZTERHÁS-FERENCZI-MOCSÁRI* 1999, *ESZTERHÁS* et al. 1992, *ESZTERHÁS* et al. 1993, *ESZTERHÁS* et al. 1994), és a legfontosabb adatok bekerültek a világhálón elérhető nemkarsztos barlangok kataszterébe (*ESZTERHÁS – SZENTES* 2004-2010).



2. ábra: A Tokaji-hegység 10 m-t meghaladó és fontosabb genotípusú barlangjainak elhelyezkedése
 Fig. 2: The location of caves longer than 10 m and represent significant genotypes in the Tokaji Mountains

A Tokaji-hegység barlangjai nem túl nagyok, átlagosan 5 m-esek, csupán húsz természetes barlang hossza haladja meg a 10 m-t (2. ábra), ezek:

- | | |
|--|-------------|
| 1. Arany-barlang – Tállya, Mély-pataki-völgy | kb. 50/+3 m |
| 2. Rózsa Sándor-barlang – Regéc, Kis-Péter-mennykő | 46/-14 m |
| 3. Regéci vár barlangja – Regéc, Várhegy | 40/-6 m |
| 4. Graduál-barlang – Fony, Péter László-völgy | 32/+6 m |
| 5. Nehéz-átjáróbarlang – Háromhuta, Nagy-Bekecs-kőszál | 31/-6 m |
| 6. Iván-barlang – Erdőbénye, Iván-kő | 29/+2 m |
| 7. Fuló-hegyi Nagy-barlang – Szerencs-Legyesbénye | 24/+ 3 m |
| 8. Rókás-álbarlang – Regéc, Nagy-Szarvas-kő | 21/+4 m |
| 9. Vércse-kői-átjáróbarlang – Fony, Vércse-kő | 19/+4 m |
| 10. Kőkapui-átjáró – Fony, Farkas-dombi-Kőkapu | 16/+4 m |

11. Bárány-hegyi-barlang – Boldogkőváralja, Bárány-hegy	
13/+7 m	
12. Fuló-hegyi Kis-barlang – Szerencs-Legyesbénye	12/+3 m
13. Tárház-alatti-barlang – Füzér, Várhegy	12/+3 m
14. Emeletes-barlang – Pusztafalu, Bába-hegy	12/+3 m
15. Holyca-barlang – Boldogkőváralja, Tekerés-völgy	12/+1 m
16. Megtört-hasadék – Regéc, Nagy-Péter-mennykő	11/+8 m
17. Galériás-hasadékbarlang – Háromhuta, Nagy-Bekecs-kőszál	11/+5 m
18. Desem-barlang – Pusztafalu, Bükkös-hegy	11/+2 m
19. Rókvár-barlang – Fony, Péter László-völgy	10/+1 m
20. Hasadék-barlang – Regéc, Kis-Péter-mennykő	10/-1 m

A jobb oldali oszlopban levő számok közül az első a barlangok hosszát, majd a törtjel után következnek azok függőleges kiterjedését jelentik.

Az Eperjes–Tokaji-hegylánc szlovákiai oldalán, az Eperjesi- és Szalánci-hegységben főként Zdenko Hochmuth (*ESZTERHÁS* 1999-b, *HOCHMUTH* 1998) munkássága során 17 barlang vált ismertté. Így a teljes Eperjes–Tokaji-hegyláncban 311 üreget ismerünk (ezek közül 11 mesterséges).

A kőzetek és barlangjaik

A hegységet igen változatos összetételű, különböző kifejlődésű, 9-15 millió éves vulkáni kőzetek építik fel (*GYARMATI –SZEPESI* 2007). Leggyakrabban a különböző andezitféleségek (Nagy-Bekecs-kőszál, Gergely-hegy, Kis-Péter-mennykő, Pengő-kő – 3. kép). Ezekben, illetve törmelékes változataikban található a hegység barlangjainak többsége, 201 üreg. Legjelentősebb a Rózsa Sándor-, a Graduál-, a Bárány-hegyi-barlang stb.

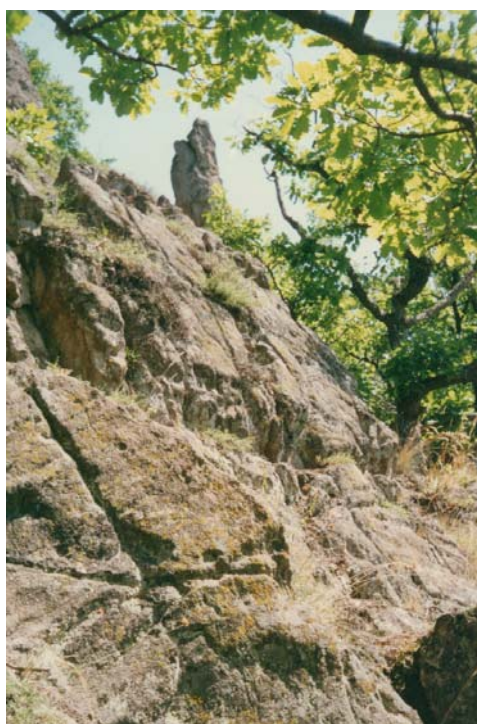
Nagy területen található riolit, perlit és riolituffa (Sólyom-kő, Senyő-völgy, Szokolya stb.). E kőzetféleségekben 49 barlang ismert, mint az Arany-barlang, az Iván-barlang, a Sárkány-lyuk.

Kevesebb a dácit, ebből áll a Tokaji Nagy-hegy és Pusztafalu környéke. Dácitban alakult barlangokat csak Pusztafalu mellett ismerünk 12-öt, ilyen a Desem- és a Böregeres-barlang.

A riódácit csak kisebb foltokat alkotva fordul elő Pusztafalu környékén (4. kép), továbbá a regéci Várhegyen és a Gergely-hegy nyugati oldalán. E kőzetben 16 barlang ismert, mint pl. a Regéci vár barlangja, a Hár-sas- és az Emeletes-barlang.



3. kép: Andezitfal a Nagy-Bekecs-kőszálon
Picture 3: The andesite cliff of the Nagy-Bekecs-kőszál



4. kép: Riodácit-sziklák Pusztafalu mellett
Picture 4: Rhyolacite rocks near the village of Pusztafalu

A vulkáni utóműködés során a törések mentén felnyomuló forró, kovás oldatok cementálták át főleg a riolittufákat, mint a Fuló-hegyen, a

Bomboly-hegyen stb., melyekben 16 barlang vált ismertté. Ilyen a Fuló-hegy 10 barlangja, a Boldogkővári-üreg stb.

A szép felszíni formákat mutató gejziritben nem sikerült barlangokat találni.

A hegység különböző barlangi genotípusai

A Tokaji-hegység 294 ismert barlangja 3 kategória 11 genotípusába sorolható (I. táblázat). E fejezetben minden egyes előforduló genotípus barlangjai közül egyet, vagy néhányat részletesebben bemutatunk.

	Barlangi genotípusok	Például:
I. Szingenetikus barlangok		
	1. Gázhólyagok	<i>Lapos-barlang</i>
	2. Exhalációs barlangok	<i>Sárospataki Felső-barlang</i>
II. Posztgenetikus barlangok		
	1. Tömegmozgásos barlangok	
	a) Tektonikus barlangok	<i>Galériás-hasadékbarlang</i>
	b) Támaszkodó álbarlangok	<i>Oldalköves-álbarlang</i>
	c) Tömbközi álbarlangok	<i>Rókás-álbarlang</i>
	d) Konzekvenciabarlangok	<i>Aranybánya-barlang</i>
	2. Koptatott barlangok	
	a) Oldalazó erózió alkotta barlangok	<i>Gumimaci-barlang</i>
	3. Aprózódásos barlangok	
	a) Széthúzódásos barlangok	<i>Rózsa Sándor-barlang</i>
	b) Krioplanációs barlangok	<i>Pengő-eresz</i>
	4. Mállásos barlangok	
	a) Lúgos oldódású barlangok	<i>Fuló-hegyi Nagy-barlang</i>
	III. Mesterséges üregek	<i>Telkibányai-jeges-üreg</i>

I. táblázat: A Tokaji-hegység barlangjainak genotípusai
Table I: Genotypes of the caves in the Tokaji Mountains

Az első kategóriába a kőzet keletkezésével azonos időben kialakult ún. *szingenetikus barlangokat* tárgyaljuk. A szingenetikus barlangok közül kétféle fordul elő a hegységben.

A háromhuta Nagy-Bekecs-kőszál 5-8 m-es nyugati, savanyú piroxénandezitből álló sziklafalában nyolc barlang ismert. Ezek közül egy, a barlansor közepén lévő üreg, amely a 15 m magas sziklafal aljában van, a Lapos-barlang, ami *gázhólyagnak* tekinthető, mert a még képlékeny lágában egy helyre gyűlő gázok feszítették. Az egykor nyilván teljesen zárt üreg egy oldaltámaszát veszített sziklakaréj leszakadása során vált nyitottá. Fekvő,

ovális formájú (2 x 1 m-es) szája észak felé néz. A barlang belseje egyetlen lejtős, alacsony (átlagosan 50 cm magas), lepény formájú üreg, melynek csak a bal oldali részében magasodik fel egy kis vakkürtő. Falait, alját és mennyezetét is szálkő alkotja, törmelék sehol nincs benne. Teljes hossza 4,80 m (ESZTERHÁS et al.1993).



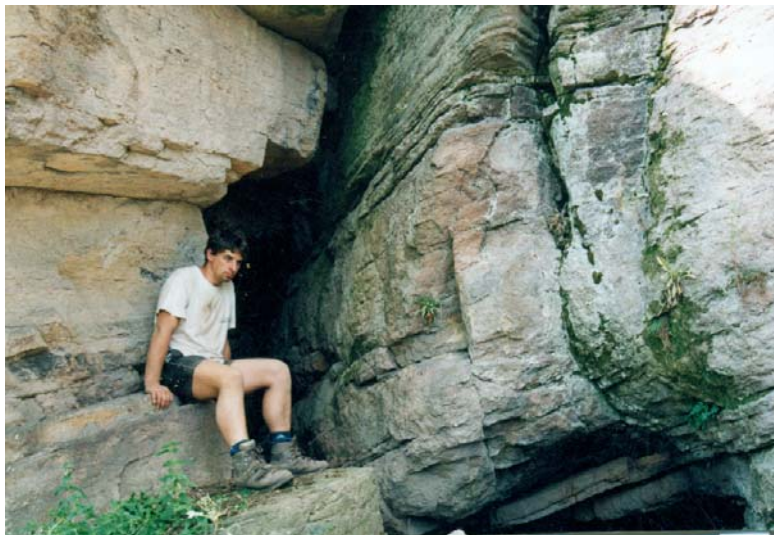
5. kép: Exhalációs barlang a sárospataki Manduláson
Picture 5: Exhalation cave in the Mandulás near the town of Sárospatak

Sárospatak nyugati szélén emelkedik (150 m tengerszint feletti magasságú) a savanyú piroxénandezit alkotta Mandulás-domb. Egykor kőbánya működött itt, amely többek közt feltárta az *exhaláció által* a még képlékeny andezitben alakult Felső-barlangot. Az üreg a bányaudvar déli falában, az udvar alapszintjétől 13 m-rel magasabban van. Mandula formájú bejárati nyílása 42 cm magas, 78 cm széles (5. kép). A bejárati nyílás körül, annak szelvényével párhuzamosan gyűrűs elválás figyelhető meg a bányafalban, amely utal a barlang szingenetikus keletkezésére. A bejárat után 4,50 m hosszú, nagyjából vízszintes, szűk folyosó következik. Ennek falán néhol még látszik az ortoklásztól narancs színű ásványi bevonat, mely az egykori robbantások hatására már az üreg falának legtöbb helyéről leválott és törmeléke felhalmozódott az aljzaton. A bejáratától 3,50 m-re egy be nem járható,

függőleges akna indul lefelé. Valószínűleg ezen jöttek fel a forró oldatok és gőzök (ESZTERHÁS et al. 1993).

A második kategóriába sorolhatók a kőzet kialakulása után alakult, ún. *posztgenetikus barlangok*. A posztgenetikus keletkezésű barlangok nyolc fajtája ismert a Tokaji-hegységben.

A Nagy-Bekecs-kőszál északi csúcsának nyugati oldalát alkotó, 12 m magas sziklafalban nyílik a Galériás-hasadékbarlang egymás feletti két szája. A barlang keskeny (50-70 cm), magas (4-5 m) 11 m hosszú folyosója szép példáját adja a *tektonikus hasadékbarlangoknak*. A jobb oldali falon, 2-3 m magasan szilikátpizolitek csoportja található. A hegységben még számos tektonikus hasadékbarlang található, mint a riolitban alakult erdőbényei Iván-barlang (6. kép), vagy a füzéri Tárház-alatti-barlang (ESZTERHÁS et al. 1993).



6. kép: Az erdőbényei Iván-barlang tektonikus hasadék mentén keletkezett
Picture 6: The Iván Cave near the village Erdőbénye has formed along a tectonic fissure

A regéci Nagy-Szarvas-kő déli lejtőjét 16 m magas, 150 m hosszú sziklaszirt harántolja, melyben négy tektonikus és négy álbarlang található. A kicsiny Oldalköves-álbarlang sziklafalnak ferden támaszkodó jókora kőtömb alatt van, tehát *támaszkodó álbarlang* (ESZTERHÁS et al. 1992).

A Nagy-Szarvas-kő sziklaszirtje alatt egymásra borult kőtömbök alkotnak kiterjedt kőtengert. E kőtenger egyik jelentős *tömbközi álbarlangja* a Rókás-álbarlang. Három bejárata között vízszintes és lépcsős folyosók, va-

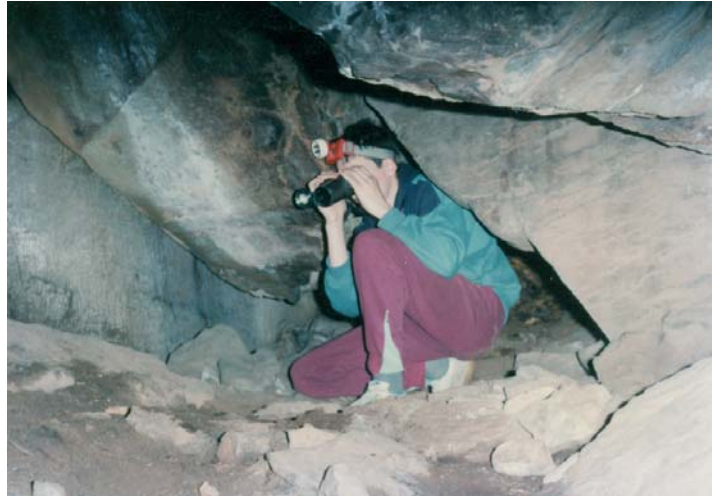
lamint aknák vannak. Teljes hossza 21,20 m, függőleges kiterjedése 4,20 m. Az alsó részében rókakotorék nyomai láthatók (ESZTERHÁS et al. 1992).

A regéci Kis-Sertés-hegy aljában, a Suta-patak partján egykor két tárot, ún. „Aranybányát” nyitottak. A tárok kihajtásával hidrotermás érceket kerestek. Az egyik táro mára már beomlott és mintegy 2 m-rel magasabbra harapózott. E bányatárból természetes úton alakult *konzekvenciabarlant* az Aranybánya-barlang. Hossza 4,70 m (ESZTERHÁS et al. 1992).

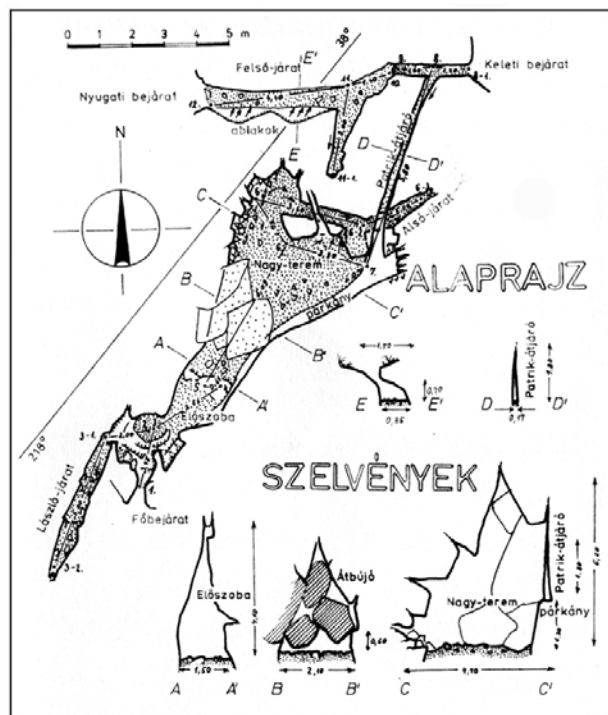
A regéci Ördög-patak mentén *oldalazó erózió* alakította riolit hablá-vában a Gumimaci-barlangot. A barlang alig valamivel van magasabban a patak normál vízszintjétől, így az alkalmi áradások gyakran átfutnak két bejárata között. A víz által mozgatott törmelék pedig meg-megújulva alakítja, növeli a jelenleg 4,40 m hosszú üreg méretét (ESZTERHÁS et al. 1993).

A savanyú piroxénandezitből álló Kis-Péter-mennykő északnyugati, alacsonyabb csúcsának sziklatömbje a lepusztulás során elvesztette oldaltámasztát és egyre inkább szétnyílt. A *közetszéthúzó* *tömegmozgás* következtében egy barlang, a Rózsa Sándor-barlang alakult ki a csúcsrégióban. A barlang egy nagyobb és egy kisebb teremből, valamint több keskeny folyosóból áll (7. kép). Oldalfalait, mennyezetét a szálkőzet szétesett darabjai alkotják. Teljes hossza 45,60 m, mélysége 13,90 m (3. ábra). Nevét a Kovács András nagybózsvai nyugdíjastól hallott monda után kapta, melyet Pillér Tibor 1988-ban jegyzett le: „Nagyapám Rózsa Sándor legénye volt. Egyszer a pandúrok egészen a hegyekbe felűzték Rózsa Sándort és legényeit. Kilencen voltak. Mikor már a Kis-Péter-mennykőnél jártak a pandúrok egyszer csak látják, hogy a betyárok felvágatnak a hegytetőre és eltűnnek szem elől, majd előbukkannak a túloldalon csak a lovak, lovasok nélkül és elvágatnak onnan. A hegytetőt körülkerítették, de az embereknek nyomuk veszett, mintha a föld nyelte volna el őket ... Nagyapám mesélte, hogy egy hársfa tövében nyílt meg a barlang, és oda húzódtak be addig, amíg a veszély el nem múlt.” (ESZTERHÁS et al. 1989).

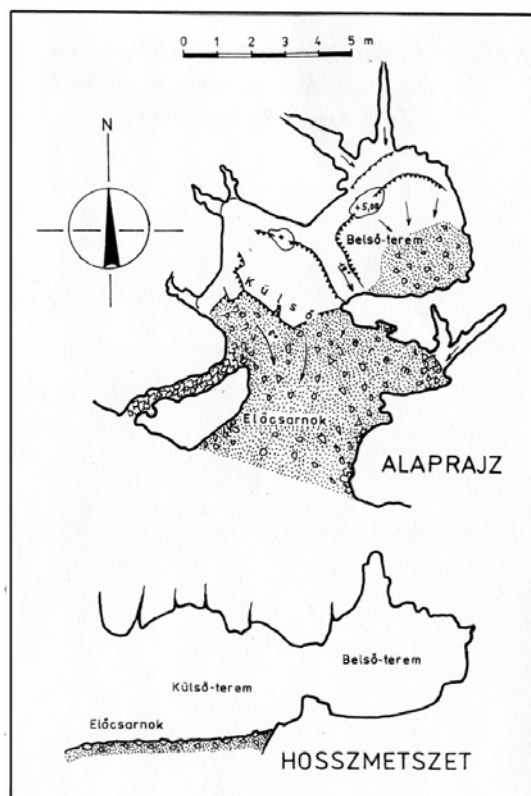
Háromhuta és Regéc határán emelkedik a turisták és sziklamászók által gyakran látogatott, savanyú piroxénandezit alkotta Pengő-kő (712 m). A csúcshazikla 19 m magas tömbjében 7 barlang található. A szikla feldarabolódása, a barlangok kialakulása főként a fagy hatásának köszönhető. Jellemzően *krioplanációs barlang* itt a Pogány-eresz (ESZTERHÁS et al. 1992).



7. kép: Széthúzóással alakult a Rózsa Sándor-barlang
 Picture 7: Rock extension has formed the Rózsa Sándor Cave



3. ábra: A 45 m hosszú Rózsa Sándor-barlang alaprajza és néhány szelvénye
 (Felmérték: Eszterhás I. és munkatársai)
 Fig. 3: Plan and some cross sections of the 45 m long Rózsa Sándor Cave
 (Surveyed: I. Eszterhás and his fellows)



4. ábra: Hidrokvarcitos riolittufában lúgos oldódás hatására alakult a Fuló-hegyi Nagy-barlang
(Felmérték: Eszterhás I. és munkatársai)

Fig 4: The Nagy Cave in Mount Fuló has been developed by alkaline solution in hydroquartzitic rhyolite tuff
(Surveyed: I. Eszterhás and his fellows)

A Szerencshez csatolt Legyesbénye északi határán van a riolittufából felépült Fuló-hegy. A törések mentén a szarmata korszakban kovartartalmú meleg, lúgos források törtek fel, melyek a tufa törésekhez közeli részét szilikalizálták (HOFFER 1937). Ilyen hidrokvarcitos tufák alkotnak látványos szirteket a hegy déli oldalának 200 m-es magasságában. Az egykori hőforrások 9 pH alatt lerakták a szilikátokat, azaz átkovásították a tufát. Az alkalmasint 9 pH fölé emelkedő lúgos víz viszont oldotta a korábban lerakott szilikátokat, tehát üregeket, barlangokat képzett (ESZTERHÁS 1994-b). A hegy déli sziklaszirtjében 10 lúgosan oldódott barlang ismert (ESZTERHÁS et al. 1992). A legnagyobb és legjelentősebb a 24,50 m összhosszúságú, kb. 150 m³ térfogatú Fuló-hegyi Nagy-barlang (4. ábra). A 3 x 4 m-es, széles bejáratát három egymásba nyíló terem követi és ezek fa-

lán több üst és öblökkel tagolt csatorna látható. A barlangot Petrikovits László 1932-ben 2 m mélységig megásatta és a bronzkortól a kora középkorig terjedő leletek sokaságát tárta fel (*KUCHTA* 1962).

A Tokaji-hegység üregeinek harmadik kategóriáját az ember alkotta tárók adják. A hegységben 11 olyan *mesterséges üreget* ismerünk, melyet a helyi lakosság és a turisták nagy része is barlangnak tart, ismer. Ezen üregek egyik legjelesebb képviselője a Nagy-Király-hegy lábánál található Telkibányai-jeges-üreg. Az üreg mellett, attól néhány méterrel alacsonyabban van az ország leghidegebb vizű forrása, az átlagosan + 4-5 °C-os Mátyás király kútja. Mellette turistapihenő és egy jelképes sír, a regebeli „Szép Ilonka sírja” van. Az üregről az első hírt *CHOLNOKY* Jenő adta 1934-ben, mely tudósításban azt is leírta, hogy 1932 júliusában „... a Királyhegy erdős lejtőjén Tóth Bálint útbiztos úr egyszer megcsúszott és elesett. Megnézte, hogy mi volt a síkos dolog, amelyben elsiklott? Csodálkozva vette észre, hogy a levélhulladék alatt néhány dm mélységben meg van fagyva a talaj, a kövek jégkéreggel fagytak egymáshoz. Mélyebbre ásott és más helyen is vizsgálódott s mindenfelé ugyanez a jelenség lepte meg. A forrás fölött 5-6 m magassággal, nagy buzgalommal és dicséretre méltó érdeklődéssel istolyt (azaz tárót) vágatott a hegy oldalába, azt kidúcolta és ajtóval záratta el.” Az eredetileg 12 m hosszú üreget az erdészet 1954-ben 31 m-re meghosszabbította és benne facsemetéket tart, hogy azok korai rügyfakadását kezeltesse. Az üreg korábban ismert jegesedése 1954 és 1990 között szünetelt, mert az átalakítás során a folyosót kifelé lejtősre építették és a kiemelkedő bejárati küszöböt elbontották. A jegesedés abból adódik, hogy a törmelékes kőzetbe télen behatol a fagyos levegő. A hideg levegő fagypontra alá hűti az üreg falait, melyben a hideg a törmelékes kőzet hőszigetelése miatt állandósul. Erre a tavasszal, nyáron beszivárgó vizek, valamint az üreg légteréből kicsapódó ráfagy. Az így alakult jégképződmények hosszú idejű megmaradását a töredezettségből adódó megnövekedett kőzetfelület segíti. A megnövekedett kőzetfelületen fokozottabb a párolgás és ebből következően nagyobb a hőleadás is. Ezt a lehűléshez, túlhűléshez vezető párolgást a nyári kifelé húzó légáram még segíti is (*ESZTERHÁS* 1994c). Az üreg különös algaflórája eredetileg 22 fajból állt, amely mára már 4-re csökkent (*KOL* 1964).

A barlangok ásványi képződményei

A vulkánikus kőzetek barlangjaira nem igazán jellemző az ásványi képződmények tobzódása, de azért néhányukban előfordul egy-egy képződményfé-

léből álló csoportosulás. A Tokaji-hegység közel 300 barlangjából mindössze 12-ben ismertek ásványi képződmények. A képződményeknek három csoportja fordul elő. Leggyakrabban, 7 barlang esetében (pl. Galériás-hasadékbarlang, Smirgli-barlang, Szénégető-barlang stb.) találkozunk szilikátpizolitokkal. Ezek szilikátásványokból álló, 2-5 mm nagyságú, buzogány, vagy fonal formájú, többnyire szürke színű képződmények. Minden esetben csoportosan jelennek meg és néhány dm²-es, olykor m²-es felületet borítanak. Egyes pizolitok összetételét már ismerjük, de kialakulásukról csak bizonytalan elméleteink vannak. Néhány pizolitmintát Nemezc Ernő, a Veszprémi Egyetem tanszékvezető professzora elemzett. Ő képződésüket oldatból való kiválással magyarázta, anyaguk összetételét úgy határozta meg, hogy abban „sok az amorf anyag, kevés kvarc, földpát, csillám ...” Mivel egyes pizolitos barlangokban kizárt a víznek, vagy egyéb oldatoknak bármikori jelenléte, felmerül annak a lehetősége, hogy e képződmények mikrobiológiai produktumok. Mint a spanyol, az észak- és dél-amerikai vizsgálatok kimutatták, a vulkánikus kőzetek mállását részben mikroorganizmusok (főleg *Actino*-, *Proteobacteria* és *Cyanophyta* fajok) okozzák (NORTHUP 2009). Ezek a nedves környezetben képesek a kvarcot lebontani és jól oldódó amorf opállá alakítani. Az amorf opál, mint a mikroorganizmusok élettevékenységének terméke a környező vízbe (vízfilmbe) kerül, melyet aztán opálban túltelítetté tesz. A túltelített oldatból aztán a légáramlás következtében kialakuló párolgás miatt a víz egy része távozik és az opál kicsapódik.

Magyarországon csak egyetlen barlangban, a tállyai Arany-barlangban fordulnak elő szilikátcseppkövek. A barlang mintegy 15 m-es középső szakaszának mennyezetét és oldalfalainak felső részét sűrűn borítják 20-30 cm hosszú, 2-5 cm átmérőjű fehér és okker szilikátszaktitok (8. kép). Ezek laza, réteges szerkezetűek, omlékonyak, könnyen letörnek. A cseppkövekből kipréselt folyadék 5-6 pH-értéket mutat, ez hasonlít a barlangon átfolyó enyhén kénsavas víz pH-értékéhez. Összetételüket a Veszprémi Egyetemen elemezték, mely szerint nagyobb részben α tridimit rombos kristályainak laza szövéséből áll – ezért érzékenyek a mechanikus hatásokra. Van még bennük kevés jarozit és ferritungstit (ESZTERHÁS et al. 1994).



8. kép: Az Arany-barlang folyosóját szilikátceppkövek díszítik
Picture 8: The Arany Cave is nicely decorated with silicate stalactites

A Tokaji-hegység öt barlangjában fordulnak elő különböző ásványi bevonatok, bekérgeződések. A sárospataki Mandulás Felső-barlangjában néhány mm vastag narancsos színű bekérgeződés található. Az ásványbevonatot 1994-ben a Veszprémi Egyetemen voltak szívesek megelemezni. Többségében albitot, ortoklásztt és kevesebb anortitot tartalmaz. Ezekon kívül jelentős összetevő még a krisztobalit és a alárendelten előfordul még a cuspidin, a pigeonit, a visnyevit stb. (ESZTERHÁS 1994d). A tállyai Arany-barlang falát több helyen laza, fehér bevonat borítja, melyet szintén az előbb említett egyetemen elemezték. A bevonatban jelentős a vas-, a mangán-, az alumínium-, a titán-, a magnézium-oxidok jelenléte, mint az ulvöspinell, a jakobsit, a högbomit, a magnetit, a spinell stb. A fonyi Fehér-, Láng-völgyi- és Ülőke-barlangban hófehér hidrotermálisan kivált kvarcit kéregzi be a falak egy részét.

Troglobiológia

A Telkibányai-jeges-üreg algológiaiailag teljesen fel lett dolgozva. Az üreg eredeti, 1954 előtti vegetációjából KOL (1964) 22 algafajt mutatott ki. A legjellemzőbbek voltak: a *Stichococcus bacillaris f. kryophila*, a *Hormidium flaccidum*, a *Hormidiopsis crenulata*, a *Cylindrocapsa brebissonii* stb. Az 1954-es átalakítás (a folyosó meghosszabbítása és a bejárati sánc elbontása) után az eredeti mikroflóra teljesen eltűnt és helyére a *Clorocloster* és *Bumilleriopsis* algavegetáció telepedett. Az algaflóra 22 fajról 4-re szegé-

nyedett. A kutatónő egyébként az üregben élő gombákat is feldolgozta. Több barlang bejárati szakaszában találkozunk főként telepes növényekkel, melyekről sokszor a nevüket is vették a barlangok. A boldogkőváraljai Fodorkás-barlangban a feketeszárú fodorka (*Asplenium melanocaulon*) él (9. kép), a regéci Kis-Péter-mennykőn, a Páfrányos-barlangban erdei páfrány (*Dryopteris filix-mas*) zöldell. Még természetes fa is előfordul barlangokban, mint a fonyi Hárs-barlangban a kislevelű hárs (*Tilia cordata*).



9. kép: Az algák és a telepes növények a barlangbejáratok közelében gyakoriak
 Picture 9. Algae and Thallophytas are frequent near by the cave entrances

A Tokaji-hegység barlangi állatvilágnak módszeres vizsgálatáról nincs tudomásunk. Csupán az egyéb tevékenység közben véletlenül szemünk elé került állatokról tudunk egy igen hiányos képet adni. A különböző barlangokban 12 fajhoz tartozó ízeltlábúak sokaságával találkoztunk. Feltűnő 3 lepkefaj: a kutyabenge araszoló (*Triphosa dubitata*), a vörös csipkésbagoly (*Scoliopteryx libatrix*) és a nappali pávaszem (*Inachis io*) barlangokban való széleskörű elterjedése. Számos barlangban fordul elő a lapos kasszaspók (*Trogulus tricarinatus*). A pusztafalui Viperás-barlang onnan kapta a nevét, hogy egyik kutatótársunkat ott mart meg egy keresztes vipera (*Vipera berus*). A sárospataki Felső-barlangban alkalmanként macskabagoly (*Strix aluco*) lakik. Hat denevérfajjal volt szerencsénk a hegység barlangjaiban találkozni. Közönséges denevér (*Myotis myotis*) a pusztafalui Bőregeres-barlangban, kis patkósdenevér (*Rhinolophus hipposideros*) a Bárány-hegyi-barlangban fordul elő. A mádi Bomboly-bánya Nagy-termének mennyezetén 2004 nyarán több ezer egyedből álló denevérbölcsödét láttunk (10. kép). E nagyszámú kolóniát főként közönséges (*Myotis myotis*) és hosszú-

szárnyú denevérek (*Miniopterus schreibersi*) alkották. Az üreglakó rókákkal (*Vulpes vulpes*) és a borzokkal (*Meles meles*), illetve azok nyomaival több barlangban is találkozhatunk (ESZTERHÁS–FERENCZI 2004).



10. kép: Denevérbölcsőde a Bomboly-bánya Nagy-termének mennyezetén
Picture 10: Bat kindergarten in the ceiling of the Big Room in the Bomboly Mine

A barlangok régészeti és történelmi vonatkozásai

Régészeti ásatás csak a Fuló-hegy három barlangjában, a Nagy-, a Kis- és a Felső-barlangban volt. *KUCHTA* (1962) említése szerint „1910-ben két térképező mérnök kutatott itt”, de hogy milyen eredménnyel, arról nem tudunk. Szintén *KUCHTA* (1962) számolt be dr. Petrikovits László 1932. évi ásatásáról. Ezen ásatások csak a Nagy-barlangban vezettek eredményre. Itt egymásra települve kerültek elő neolitikus cserepek, pattintott kova és obszidián eszközök, aztán egy bronzkori tűzhely, körülötte cserepek és egy gomb, majd népvándorlás kori cserepek és stílexek következtek, végül a VI. századból származó háromosztatú nyílhegy, egy vasfokos és több emberi csont került elő.

Feltűnő, hogy a hegységben ismert 18 várból 7 várhoz tartoznak természetes, vagy kissé átalakított barlangok. A várak személyzete a barlangokat nyilván ismerte, sőt némelyüket használta is. Ennek egyik bizonyítéka, hogy a füzéri Várhegy barlangjainak alján cseréptöredékek és csontok lát-

szanak. A Tokaji-hegység következő várainak esetében tudunk barlangokról:

- Amadé-vár Gönc mellett (11 kisebb barlang a vártól délre futó gerincen),
- Asztag-kő (ez egy alig ismert erődítmény Arka határában 3 barlanggal),
- Boldogkővár (1 álbárlang van a várhoz tartozó sziklataréj oldalában),
- Füzéri vár (2 hasadékbarlang található a kápolna, illetve a tárház alatt),
- Ingvár (1 beomlott barlang található a Várhegy keleti oldalában),
- Regéci vár (1 barlang van a várkapu után, ennek végében kút található),
- Tállyai vár (1 feltöltődött aknabarlang ismert a rom tetején).

Több barlanghoz kapcsolódnak mondák, regék (*ESZTERHÁS* 1999a). Ezek egy részét *TOMPA* Mihály (1846) verses formában dolgozta fel. A Tokaji-hegység barlangjairól a következő verses feldolgozások szólnak: *Ünneprontók, Csengőbarlang, Sárkánytörés, Várhegy*. Már korábban idézve volt a nagybózsvai Kovács Andrástól hallott, a Rózsa Sándor-barlanghoz tartozó monda. Bizonyára van még néhány barlanghoz kapcsolódó monda, melyet nem jegyeztek le, vagy nem tudunk lejegyzéséről.

*„Torna bérces szép vidékén,
Hegyoldalban bércüreg;
A kiáltás rejtekéből
Csengve-bongva tére meg:
Jámbor életű népnek ajkán
Csengőbarlang a neve ...”*

részlet *TOMPA M.* (1846): Csengőbarlang c. verséből

Következtetések

Mint a Bevezetőben szóba került, a barlangokban leggazdagabb magyar vulkánikus hegység barlangjairól ismeretek eddig alig terjedtek el. E méltatlan helyzetben kíván segíteni a főként az utóbbi húsz évben a Tokaji-hegységben végzett barlangkutatások bemutatásával ez a vázlatos írás. Az ímént leírtak nyilván csak vázlatát adják a 294 barlangról szerzett ismereteknek. E vázlat megismerése talán elindíthatja az érdeklődést, ami a mai ismeretek részletezését is kiválthatja, valamint a még nem kutatott problémák tanulmányozására buzdít.

IRODALOM

- BERTALAN K.* (1974): Magyarország barlangleltára – kézirat területi bontásban cédulákon a MÁFI adattárában, Budapest
- CHOLNOKY J.* (1934): Jégvilág Telkibányán és ősi pince Pányokon – Turisták Lapja (46. évf.), Budapest p. 298-300.
- DÉNES Gy.* (1997): A pest-hegyi Arany-barlang – Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Galyatető p. 117-135.
- ESZTERHÁS I.* (1994-a): A Szalánci-hegység barlangjai – kézirat a Vulkánszpeleológiai Évkönyvben az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 137-178.
- ESZTERHÁS I.* (1994-b): Höhlenentstehung durch alkalische Lösung – Proceedings of the 5th International Symposium on Pseudokarst, Szczyrk p. 29-32.
- ESZTERHÁS I.* (1994-c): Magyarország jégbarlangjai – Lychnis, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Kapolcs p. 36-42.
- ESZTERHÁS I.* (1994-d): Barlangi képződmények ásványtani vizsgálata – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 55-60.
- ESZTERHÁS I.* (1999-a): Legenden über vulkanische Höhlen in Ungarn / Legendy o vulkanických jaskyniach v Maďarsku – Proceedings of the International Symposium on History of Speleology and Karstology – ALCADI '98 – Slovenský kras XXXVII., Liptovský Mikuláš p. 29-36.
- ESZTERHÁS I.* (1999-b): Az Eperjesi-hegység barlangjai – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 207-224.
- ESZTERHÁS I. – FERENCZI B.* (2004): A Tokaji-hegység barlangjai V. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 65-117.
- ESZTERHÁS I. – FERENCZI B. – MOCSÁRI A.* (1999): A Tokaji-hegység barlangjai IV. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 138-206.
- ESZTERHÁS I. – GÖNCZÖL I. – GROSZ I. – GYURMAN Cs. – SCHÄFER I. – SZABLYÁR P. – SZABÓ G. – SZARKA Gy. – SZÁSZ N.* (1993): A Tokaji-hegység barlangjai II. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 125-308.

- ESZTERHÁS I. – GÖNCZÖL I. – SÁRKÖZI Sz. – SZARKA Gy. – SZILVAY P.* (1994): A Tokaji-hegység barlangjai III. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 90-136.
- ESZTERHÁS I. – GÖNCZÖL I. – SZABÓ G. – SZARKA Gy. – SZILVAY P.* (1992): A Tokaji-hegység barlangjai I. rész – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT, a BI adattárában, Budapest és a BNP adattárában, Eger p. 100-338.
- ESZTERHÁS I. – SZENTES Gy.* (2004-2010): Magyarország nemkarsztos barlangjainak katasztere / A List of Non-karstic Caves in Hungary – <http://geogr.elte.hu/nonkarstic>
- ESZTERHÁS I. – SZENTES Gy.* (2010): Caves Formed in the Volcanic Rocks of Hungary (Part I and II) – Proceedings of the 14th International Symposium on Volcano Speleology, Cairns-Undara p. 179-196.
- GYARMATI P. – SZEPESI J.* (2007): Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek / in *Baráz Cs. – Kiss G. szerkesztők: A Zempléni Tájvédelmi Körzet – a Bükk Nemzeti Park kiadványa*, Eger p. 15-44.
- HOCHMUTH, Z.* (1998): Pseudokrasové javy Oblíka – Spravodaj (Nr. 4.), Liptovsky Mikuláš p. 28-33.
- HOFFER A.* (1937): A Szerencsi-sziget földtani viszonyai – Tisia (I. kötet 2. füzet), Debrecen p. 52;58-59; 241
- KITAIBEL P.* (1803): Inter bereghiense – Pest p. 760-770.
- KOL E.* (1964): Microvegetation of a Small Ice-Cave in Hungary – International Journal of Speleology p. 19-24.
- KUCHTA Gy.* (1962): A legyesebényei Fulóhegy barlangjai – Borsodi Földrajzi Évkönyv (III-IV. évf.), Miskolc p. 150-156.
- MAJOROS Zs.* (1989): Kispétermennykői barlangok – kézirat a BNP adattárában, Eger p. 1-17.
- MAJOROS Zs.* (1990): Nagypétermennykői barlangok – kézirat a BNP adattárában, Eger p. 1-3.
- NORTHUP, D.E. és munkatársai* (2009): Discovering new diversity in hawaiian lava tube microbial mats – Proceedings of the 15th International Congress of Speleology (vol. 1.), Kerrville p. 364-369.
- TOMPA M.* (1846): Népregék, népmondák – Emich Gusztáv bizománya, Pest

A DGPS-TECHNIKA ALKALMAZÁSA BARLANGBEJÁ- RATOK HELYÉNEK MEGHATÁROZÁSÁRA

TARSOLY PÉTER

Nyugat-magyarországi Egyetem, Geoinformatikai Kar, Geomatikai Intézet,
8000, Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tp@geo.info.hu

Abstract: The cave cadastre in Hungary is using nowadays only post-processing methods (GIS receivers, code measurement, environment dependent elevation cut off angle) to determine the position of entrances. In my research I aimed to investigate the accuracy of real-time, GIS purpose satellite positioning applying CMAS standard. Furthermore, to formulate those requirements which allow of widely applying real-time technology together with post-processing in the area of the cave cadastre.

Bevezetés

A jelenlegi kataszter utófeldolgozós technológiát használ, melynek lényege, hogy a terepen csak nyers mérési adatokat rögzítenek, és azokat a mérés befejezése után, irodában, valamely referenciaállomás vagy permanens állomás mért adatainak a felhasználásával kiértékelik. Ügyelve arra, hogy a permanens állomás és a vektor végpontja közötti távolság a megfelelő korláton (50-60 km) belül maradjon, még kódérés felhasználásával is elérhető a deciméteres pontosság. A megoldás azonban három kérdést is felvet: szükség van-e arra, hogy a barlangok bejáratait deciméter pontossággal ismerjük, és milyen romlást eredményez a számított koordináták pontosságában a vektorhossz kritikus távolság fölé növelése? Figyelembe véve az időráfordítást, megbízhatóságot, gazdaságosságot és műszerigényt, az utófeldolgozós vagy a valós idejű technológia felel meg jobban a barlangkataszter céljainak?

A bejáratok koordinátáit nem szükséges ismerni deciméteres pontossággal, sok esetben nem is lehetséges a bejárat azonosítása csak méter élesen. A koordinátát tehát elegendő ismernünk méteres pontossággal; ez a meghatározási pontosság elegendő a bejárat újbóli terepi megtalálásához. Ezt a pontosságot biztosítja az utófeldolgozás még 50-60 kilométert meghaladó vektorhossz esetén is, azonban műszer és számítás igénye, a ráfordított idő és a gazdaságosság tekintetében kedvezőtlenebb, mint a valós idejű meghatározás. Az utófeldolgozáshoz mért nyers adatok tartalmazzák az adott pillanatban fogott összes műhold által sugárzott jelsorozatot (ami lehetővé teszi az adatok szűrését és különböző paraméterek melletti feldolgozását), míg a

valós idejű meghatározás csak a számított koordináta-párokat tárolja. Az optimális megoldás az utófeldolgozásos és valós idejű technológiák együttes alkalmazásában rejlik, de jelenleg nem minden pont koordinátáját lehet valós idejű technológia felhasználásával meghatározni. Egyrészt az EGNOS-jelek (EGNOS - European Geostationary Navigation Overlay Service; a GPS egyik műholdas alapú kiegészítő rendszere) sem foghatók minden felmérési helyzetben (szükséges a szabad kilátás dél felé); másrészt a GPRS/3G/WIFI-n keresztüli NTRIP használat sem megoldható minden esetben a térerő hiánya miatt.

A DGPS-technika egyik alkalmazási lehetősége Magyarországon az ingyenes EGNOS-jelek vétele, azonban létezik másik lehetőség is, a hazai aktív hálózat DGPS internetes szolgáltatása és a Geotrade GNSS-hálózata is. Kutatásomban csak az EGNOS-jelek vételével megvalósuló DGPS-technikát vizsgáltam meg.

A vizsgálati mérések folyamatának bemutatása

A vizsgálati mérések végrehajtására a Nyugat-magyarországi Egyetem Geoinformatikai Karának tetején elhelyezett középső betonpilléren került sor ideális, kitakarás-mentes mérési környezetben. A barlangbejáratok az ideálisnak tekintett helyzettel ellentétben sokkal mostohább körülmények között találhatóak, nagyon gyakran sziklafalak vagy kiugró sziklaperemek (részleges vagy teljes oldalkitakarás) alján. Az általam végzett vizsgálatok csak abban az esetben tekinthetőek mértékadónak, ha a barlangbejárat közelében kijelölhető hasonlóan körpanorámás hely. Mindez azt jelenti, hogy a tárgyalt megoldás létjogosultsága csak ritka, egyedi esetekben lehetséges.

A méréseket bő egy év időtávlatában végeztem (2009.08.11. és 2010.09.03. között) egy TDS Recon kézisámítógépre szerelt Hemisphere Crescent vevő (csak GPS és EGNOS holdak jelének vétele) segítségével különböző évszakokban, napszakokban és időjárási körülmények között, hogy a troposzféra, ionoszféra és műholdkonstelláció hatását változó körülmények között tudjam vizsgálni. A kísérletek során vizsgáltam a különböző beállítási lehetőségeket, úgy mint a hagyományos navigációs üzemmódot (abszolút GPS-mérés=EGNOS0), EGNOS korrekciók vételét, a mérések ismétlésszámát (1-10-100-500-1000-szeres mérési ismétlésszám, az átlagolást a műszer végezte) és a különböző észszerűségi keretek között mozgó műszeres beállítású kitakarási szögeket (5-10-15-20 fok). Egy mérésnek egyetlen epochányi, azaz körülbelül 1 másodpercnyi mérést neveztem. A vizsgált időszakban 747 darab koordináta hármast határoztam meg a WGS84 (X, Y, Z) rendszerben. Az EGNOS-korrekciók vétele mellett lényegében az ITRF2000

rendszerben kapunk koordinátákat, azonban a WGS84 és ITRF2000 között meglévő mintegy 5 centiméteres eltéréstől a barlangkataszter gyakorlati felhasználási szempontjai miatt eltekintettem. A barlangbejáratok 3D objektumok, azonban a földfelszínen lévő bejárat ábrázolásához elegendők a vízszintes koordináták is. A vízszintes és magassági koordináták között meglévő pontosság különbség indokolta tette tehát, hogy a vizsgálatokat ne csak WGS84 térbeli derékszögű koordinátákkal (3D), hanem síkvetületi és magassági adatokkal (2D+1D) is elvégezzem EOVB-ban.

A WGS84 rendszerében mért koordinátákat első lépésben az *EUREF Permanent Network* honlapján található transzformációs programmal átszámítottam az ETRS89 rendszerbe, majd az így kapott koordinátákat az EHT² program segítségével transzformáltam át EOVB-ba.

Az összehasonlítás alapját képező referencia-koordinátát egy Leica 500-as típusú geodéziai célú vevővel, statikus méréssel határoztam meg az ETRS89-es rendszerben. A kapott koordinátát az (EHT²) transzformációs szoftver alkalmazásával számítottam át EOVB-ba. A statikus mérés természetesen szigorú értelemben nem tekinthető hibátlannak - hiszen a fázismérésnek ugyanúgy megvannak a hibái, mint a kódmérésnek - azonban a vizsgálatom szempontjából a centiméteres pontossággal jellemezhető geodéziai célú helymeghatározás hibátlannak tekinthető a méteres pontossággal jellemezhető valós idejű, térinformatikai célú műholdas helymeghatározáshoz képest. A mérési jegyzőkönyvben (saját Excel táblában, a kutatás céljára kialakított jegyzőkönyvben) a koordináták mellett számos más, a mérési körülményeket jellemző paramétert is tároltam, amelyek segítségével lehetőség nyílt a mérések megbízhatóságát befolyásoló tényezők jobb megértésére. A mérési jegyzőkönyv elemei vázlatosan a következők voltak:

1. A mérés sorszáma, helyszíne és időpontja, a pillér WGS84 és EOVB koordinátái a referenciamérésből;
2. Az aktuális beállítások értékei, valamint a vevő által meghatározott koordináták, azok különbségei a referencia-koordinátához képest, továbbá a 3D lineáris eltérések a referencia-értékhez képest;
3. A vevő által kijelzett PDOP-érték, középhibák (HRMS, VRMS), jel/zajviszony-átlag, észlelt műholdak száma.

A mérési eredmények előfeldolgozása

A mérési eredmények előfeldolgozása segítséget nyújthat a megbízhatósági mérőszámok becslésében, valamint azoknak az intervallum-határoknak a lehatárolásában, amelyek közé szélső esetekben ezen értékek eshetnek. A tényleges feldolgozás megkezdése előtt nincs lehetőség arra, hogy „valódi”

megbízhatósági mérőszámokkal dolgozzunk, azonban az y , x , M , és 2D/1D lineáris eltérések statisztikájának és hisztogramjának elemzése képet adhat arról a folyamatról, amely meghatározza a DGPS-technika által szolgáltatott adatok felhasználhatóságának tartományát.

Az előfeldolgozás folyamatához tartozik a Δy , Δx , ΔM , 2D és 1D lineáris eltérések középhibáinak meghatározása is, azonban ezek az adatok önmagukban szemlélve nem nyújtanak szemléletes képet a pontosságról. Ahhoz, hogy a későbbi vizsgálatokhoz megfelelő adatok álljanak a rendelkezésünkre leíró statisztikákat és hisztogram-elemzéseket érdemes végezni.

A leíró statisztika célja egy adatsor lehető legteljesebb elemzése a matematikai statisztika módszereivel. Az egyszerűség, könnyebb áttekinthetőség és érthetőség kedvéért a leíró statisztikai elemzésekhez a Microsoft Excel beépített elemző funkcióját használtam. Az alább felsorolt statisztikai mérőszámokat mind az y , x , M , 2D és 1D lineáris eltérés esetében kiszámítottam: számtani közép, standard hiba, medián, középhiba, variancia, terjedelem. Ezeket az adatokat egyenként meghatároztam az egyes beállítási módokhoz és kitakarási szögekhez kapcsolódóan, azonban a mérési folyamat egységes jellemzéséhez a különböző kitakarási szögekhez kapott eredményeket végül összevontam, és így olyan statisztikákat számítottam, amelyek egységes képet nyújtanak a térinformatikai célú műholdas helymeghatározási eljárásokról.

A mérési eredmények további előzetes elemzéséhez tartozott még az adatsorok hisztogramokon történő megjelenítése és elemzése is. A hisztogram egy rendezett minta előre kitűzött változó-tartományaiba eső elemek számát vagy gyakoriságát ábrázolja. A hisztogram hasábjainak szélessége a változó-tartományt, magassága az (abszolút vagy relatív) gyakoriságot ábrázolja. A hisztogramok tehát alkalmasak arra, hogy megvizsgáljuk, hogy a mért koordináták, koordináta-különbségek és lineáris eltérések a legkisebb és legnagyobb értékek által kijelölt intervallum-határokon belül milyen eloszlást mutatnak. Mindebből következtetéseket lehet levonni arra vonatkozóan, hogy a mérések pontossága milyen értéktartományokon belül fog mozogni, mennyi lesz a becsült értéke a középhibának, azaz jellemezni tudjuk az egyes mérésekhez kapott eredményeket. Az egységes jellemzéshez a különböző kitakarási szögekhez és beállítási módokhoz kapott eredményeket összevontam. A leíró statisztikákból és a hisztogram-elemzésekből levonható következtetéseket és a legfontosabb jelzőszámokat az *I. táblázat* tartalmazza:

I. táblázat
Table I.

Az előfeldolgozás legfontosabb eredményei
The most important results of the pre-analysis

	Abszolút GPS-mérés	EGNOS1x	EGNOS10x	EGNOS100x	EGNOS500x	EGNOS1000x
Az előfeldolgozásból becsült középhibák [m]						
y	±1.3	±0.9	±0.9	±0.6	±0.3	±0.3
x	±2.6	±1.8	±1.7	±1.5	±0.5	±0.5
M	±4.2	±3.0	±3.0	±2.2	±0.7	±0.6
2D	±2.0	±1.5	±1.3	±1.0	±0.4	±0.4

A DGPS-technika pontosságának vizsgálata a CMAS-módszerrel

A pontosság jellemzésére használt egyetlen mérőszám azt az érzetet keltheti, mintha a pontosság egy egyszerűen, könnyen és egzaktul meghatározható mérőszám lenne. A valóságban azonban túl sok tényező befolyásolja ezt az értéket; ezen tényezőknek nem ismerjük minden esetben a hatásmechanizmusát. Sokkal megfoghatóbb, egyben árnyaltabb megoldást ad, ha a pontosságot egy intervallumon belül becsüljük, és minden intervallumhoz valamilyen valószínűségi szintet rendelünk hozzá. A valószínűség fogalmának bevezetése magában hordozza a bizonytalanságot is, amelyet ugyan ki lehet fejezni matematikai módon, azonban mégis közvetíti a felhasználó számára azt az értékes információt, hogy a kapott mérőszámoknak meg vannak a korlátai.

A CMAS- (Circular Map Accuracy Standard) módszert eredetileg a topográfiai és földrajzi térképek adatai helyzeti pontosságának az ellenőrzésére alakították ki (MALING 1989), azonban megfelelő újragondolás után alapelvei használhatók a műholdas helymeghatározás pontosságának a becslésében is (TARSOLY 2009). A módszer által használt paramétereknek nem ismert magyar nyelvű fordítása, ezért a továbbiakban az angol megfelelő betűszavaival fogok hivatkozni rájuk.

Tekintsük a helymeghatározás azon esetét, amikor a célunk az y , x síkkoordináta meghatározása. A CMAS-módszer alkalmazásának előfeltétele, hogy ismerjük az egyes koordináta-összetevők középhibáit (μ_y , μ_x). Ha feltételezzük, hogy méréseinket csak véletlen jellegű hibák terhelik, akkor lényegében a két középhiba egy ellipszis alakú függvényt fog meghatározni. Képzeljük el a terepen a hibátlannak tekintett ponthelyet, a helyi vízszintes síkjában pedig olyan koncentrikus ellipsziseket, melyek kis- és nagy tengelyei-

nek méretei eltérő valószínűségi szinteken jellemzik a pontosságot. A valószínűség, hogy a mért ponthely valamely ellipszisen belülre fog esni, arányos az ellipszis kis- és nagy tengelyeinek méretével. Ha a két koordináta középhibája egyenlő, vagy egyenlőnek tekinthető, akkor az ellipszisek körré válnak, amelyet sokkal egyszerűbb kezelni matematikailag. Ebben az esetben a hibátlanak tekintett ponthely körül a helyi vízszintes síkjában különböző valószínűségi szinthez tartozó, különböző sugarú koncentrikus körökkel fogjuk tudni jellemezni a pontosságot.

Az EOY-koordináták lényegében 2D+1D értékeként értelmezhetők, tehát a síkkordináták (y , x) és a magasság különböző vonatkoztatási rendszerben adottak. Ennek megfelelően a CMAS-paraméterek vizsgálatát is szét kell bontani 2D-re és 1D-re. Két dimenzióban a hibátlanak tekintett ponthely körül a pontosságot hibakörök fogják szemléltetni, amennyiben az y és x irányú koordináta-összetevők középhibáit azonosnak tekintjük. A valóságban a koordinátahibák középhibája nem azonos (TARSOLY 2003) és a GPS-mérésekre jelentősen hatnak szabályos hibák is. Ezekről azonban jelen vizsgálat keretei között eltekintünk.

Egy dimenzióban a pontosságot az álláspont függőlegesére illesztett hibaszakasz fogja jelképezni. A magassági érték különálló vizsgálatát az is indokolja, hogy a GPS-méréseken alapuló magasságmeghatározás egy nagyságrenddel megbízhatatlanabb, mint a síkban értelmezett koordinátáké. A későbbi következtetések szempontjából tehát szükséges ismerni, hogy az egyes összetevő tényezők hogyan befolyásolják a kapott végeredményeket. A fenti megfontolásokból látszik, hogy a CMAS-módszer alkalmazása a barlangkataszterben nem tekinthető precíz megoldásnak, más célú meghatározásokban való alkalmazása csak alapos megfontolás után lehetséges.

Egy vektor meghatározása esetén legyenek az EOY y , x koordináták középhibái μ_y , μ_x , továbbá tételezzük fel, hogy a két mennyiség legyen egyenlő egymással ($\mu_y = \mu_x$). A vektor középhibája, és a CMAS-módszer alapparamétere (σ_c) ekkor:

$$\begin{aligned}\mu_v &= \sqrt{\mu_y^2 + \mu_x^2} \\ \sigma_c &= \frac{\mu_v}{\sqrt{2}}\end{aligned}\tag{1}$$

A σ_c paraméter ismeretében számíthatók a CMAS-módszer paraméterei (II. táblázat), azaz lényegében a koncentrikus körök sugarai:

II. táblázat
Table II.

A CMAS-módszer paramétereit
The parameters of the CMAS-method

Név	Rövidítés	Valószínűség (%)	Származtatás
Circular standard error	σ_c	0.39	1.0 σ_c
Circular probable error	CPE or CEP	0.50	1.1774 σ_c
Circular mean square positional error	MSPE	0.63	1.4142 σ_c
Circular map accuracy standard	CMAS	0.90	2.1460 σ_c
Three-five sigma error	3.5 σ	0.99	3.5 σ_c

Az II. táblázatban látható paramétereket figyelembe véve, az előfeldolgozás során számított középhibák bevonásával az egyes mérési módszerekhez és kitarakási szögekhez az alábbi paraméterek számíthatók (III. táblázat):

III. táblázat
Table III.

A CMAS-módszer alkalmazása EGNOS0 (abszolút GPS-mérés), EGNOS1x és EGNOS 10x mérések esetén
(P(%)=valószínűség) az EOVS rendszerben

The application of the CMAS-method in the EGNOS0, EGNOS1x, EGNOS10x measurements method using the EOVS system

		Értékek [m]								
		5		10		15		20		
	P(%)	2D	1D	2D	1D	2D	1D	2D	1D	
CSE	39	2.1	2.7	1.9	2.8	1.8	3.2	2.4	4.3	EGNOS (0)
CPE	50	2.5	3.2	2.2	3.2	2.1	3.8	2.9	5.0	
MSPE	63	3.0	3.8	2.7	3.9	2.5	4.6	3.4	6.0	
CMAS	90	4.1	5.8	4.0	5.9	3.8	7.0	5.2	9.1	
3.5 σ	99	7.4	9.4	6.6	9.6	6.2	11.3	8.5	14.9	
		Értékek [m]								
		5		10		15		20		
	P(%)	2D	1D	2D	1D	2D	1D	2D	1D	
CSE	39	1.2	2.2	1.3	2.4	1.4	3.5	1.7	4.2	EGNOS 1x
CPE	50	1.4	2.6	1.5	2.8	1.6	4.1	2.0	4.9	
MSPE	63	1.7	3.1	1.8	3.4	1.9	4.9	2.4	5.9	
CMAS	90	2.6	4.7	2.8	5.1	2.9	7.5	3.7	9.0	
3.5 σ	99	4.3	7.7	4.5	8.3	4.8	12.2	6.0	14.6	
		Értékek [m]								
		5		10		15		20		
	P(%)	2D	1D	2D	1D	2D	1D	2D	1D	
CSE	39	1.2	2.0	1.2	2.2	1.3	3.4	1.9	4.4	EGNOS 10x
CPE	50	1.4	2.4	1.5	2.6	1.6	4.0	2.2	5.2	
MSPE	63	1.7	2.9	1.8	3.1	1.9	4.8	2.7	6.2	
CMAS	90	2.5	4.4	2.7	4.7	2.8	7.2	4.0	9.4	
3.5 σ	99	4.1	7.1	4.3	7.7	4.6	11.8	6.6	15.4	
Mérési időtartam (1s=kb.1 epocha)										
1s	10s									

A gyakorlati életben a 90%-os valószínűségi szint vizsgálatának van jelentősége, hiszen ez mutatja azt a reális valószínűséget, amely mellett még érdemes dolgozni terepen, így a táblázat ezen értékeinek az összehasonlítását végeztem el részletesebben (*TARSOLY* 2003).

Abszolút GPS-mérés (a táblázatban EGNOS0) esetén a vízszintes pontosság (a táblázatban 2D) 5-10-15 fokos kitakarási szögek esetén kis mértékű, de határozott javulást mutat, míg a 20 fokos kitakarási szög esetén a korábbiakhoz képest egyértelműen romlik. A magasság (a táblázatban 1D) meghatározások pontossága az 5 fokos kitakarás mellett a legjobb, és folyamatosan romlik a kitakarási szög növekedésével. Az egyes beállítási módok pontosságának általános jellemzéséhez kiszámítottam a különböző kitakarási értékekhez kapott pontossági mérőszámok számtani átlagát. Az átlagolt értéket tekintve abszolút-GPS mérés esetén a vízszintes meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 4.5 méter, a magassági meghatározásé pedig ± 7.0 méter.

EGNOS1x beállítás esetén a vízszintes meghatározás pontossága a kitakarási szög növelésével egyértelmű romlást mutat. A magassági meghatározások esetén ugyanez a tendencia figyelhető meg. EGNOS1x mérés esetén a vízszintes meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 3.0 méter, a magassági meghatározásé pedig ± 6.5 méter.

EGNOS10x beállítás esetén a vízszintes és magassági meghatározások pontossága azonos tendenciát mutat az EGNOS1x beállításhoz, tehát romlik a kitakarási szögek növekedésével. EGNOS10x mérés esetén a vízszintes meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 3.0 méter, a magassági meghatározásé pedig ± 6.5 méter, tehát nem mutat javulást az EGNOS1x beállításhoz képest.

A 3. táblázatban látható mérőszámok jól jellemzik a DGPS-technika pontosságát, azonban nem szabad elfelejtenünk, hogy ezek a számok csak becslést adnak, szélsőségesnek tekinthető mérési környezetben (kevés számú műhold, zavaró objektumok stb.) lényegesen rosszabb pontossággal kell számolnunk. A kitakarási szögek figyelembe vétele azt sugallja, hogy az 5-10 fokos magassági kitakarás nyújtja a legjobb megoldást. Fedett terepen a többutas terjedés hatása fokozottan érvényesül különösen az 5 fokos kitakarási szög alkalmazása mellett, így a barlangkataszteri gyakorlati felhasználás szempontjából a 10 fokos kitakarási szöget lehet az optimális választásnak tekinteni. Mindezt 2001-ben a Balaton-felvidéki Nemzeti Park területén végzett barlangkataszteri felmérések és vizsgálatok is igazolták (*TARSOLY* 2003). A 15 és 20 fokos magassági kitakarási szög alkalmazása esetén a pontosság értékek már jelentős romlást mutatnak az 5 és 10 fokos kitakarási szöghöz képest, azonban meg kell jegyeznünk, hogy mérlegelve a

vevő körüli kitakarás jellegét és elhelyezkedését a 15-20 fokos magassági kitakarás alkalmazása is indokolt lehet (TARSOLY 2003).

A táblázatból megállapítható, hogy a mérési ismétlésszám növelése kedvezően befolyásolja a pontosság alakulását. A további vizsgálatokat már csak az optimálisnak tekintett 10 fokos kitakarási szög mellett végeztem, 100-500-1000-szeres ismétlésszám mellett, és a CMAS-módszer paramétereinek a levezetéséhez közel 100 mérési alkalom eredményeit használtam fel. Az eredményeket a IV. táblázat tartalmazza.

IV. táblázat
Table IV.

A CMAS-módszer alkalmazása EGNOS100x, EGNOS500x és EGNOS 1000x mérések esetén az EOVS rendszerben
The application of the CMAS-method in the EGNOS100x, EGNOS500x, EGNOS1000x measurements method using the EOVS system

Értékek [m]				
10				
	Valószínűség (%)	2D	1D	
CSE	39	1.1	2.3	EGNOS 100x
CPE	50	1.3	2.7	
MSPE	63	1.6	3.2	
CMAS	90	2.4	4.9	
3.5 σ	99	4.0	7.9	
Értékek [m]				
10				
	Valószínűség (%)	2D	1D	
CSE	39	0.4	0.7	EGNOS 500x
CPE	50	0.5	0.8	
MSPE	63	0.6	1.0	
CMAS	90	0.9	1.5	
3.5 σ	99	1.4	2.5	
Értékek [m]				
10				
	Valószínűség (%)	2D	1D	
CSE	39	0.4	0.6	EGNOS 1000x
CPE	50	0.4	0.7	
MSPE	63	0.5	0.9	
CMAS	90	0.8	1.4	
3.5 σ	99	1.3	2.2	
Mérési időtartam (1s=kb.1 epocha)				
3.5 perc	10-15 perc	30 perc		

EGNOS100x mérés esetén a 2D meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 2.4 méter, az 1D meghatározásé pedig ± 4.9 méter, tehát lényeges javulást az EGNOS10x beállításhoz képest csak a magasságok meghatározása mutat. EGNOS500x mérés esetén a 2D meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 0.9 méter, az 1D meghatározásé pedig ± 1.5 méter, tehát a pontosság javulása számottevő mind a két érték esetében. EGNOS1000x mérés esetén a 2D meghatározás pontossága 90%-os valószínűségi szinten várhatóan ± 0.8 méter, az 1D

meghatározásé pedig ± 1.4 méter. A pontosság javulása az EGNOS500x beállításához képest mindösszesen 10%-os a 2D értékek esetében és 12%-os a magasságok esetében. A mérési időtartam 15-20 perccel megnő az 500-as és 1000-es ismétlésszám között, ugyanakkor a több ráfordított idő nem térül meg a középhibák tekintetében. Mindezen értékek megerősítik azt, hogy EGNOS-korrekciók alkalmazása esetén a meghatározott koordináták pontossága egyértelműen javulást mutat az ismétlésszám függvényében, és az ismétlésszám ésszerűségi határa valahol 100-500 körül húzódik. Az adatok elemzéséből az is kitűnik, hogy a magasság meghatározás pontossága lényegesen rosszabb a síkkoordinátáknál. Az összesített értékek vizsgálatából megállapítható, hogy a magassági értékek pontosságánál a síkkoordinátákhoz képest mintegy 1.5-2.0 szorzótényezővel lehet számolni.

A gyakorlati életben az EGNOS-vevőknél a WGS84-es rendszerben meghatározott koordináták közvetlenül kerülnek átszámításra valamilyen transzformációs eljárással (VITEL, lokális transzformáció stb.) az EOVS rendszerbe. Az általam használt vevővel (Hemisphere) lehetőség volt a terepen meghatározott WGS84 koordinátákat a VITEL2009-es transzformációs program segítségével közvetlenül EOVS-ba átszámítani. A valós időben kapott EOVS koordináták azonban csak kvázi-EOVS koordinátáknak tekinthetők, hiszen a VITEL2009, az ETRS89 és EOVS rendszerek közötti átszámítást teszi lehetővé. A WGS84 és ETRS89 rendszerek közötti eltérést (mintegy 0.5 méter) ez a megoldás nem veszi figyelembe. A barlangkataszter céljára legalkalmasabbnak tekintett beállítási mód (EGNOS500x, 10 fokos magassági kitakarás) használatával terepen nyert kvázi EOVS és az irodában számított helyes EOVS koordináták összehasonlításának eredményét az *V. táblázat* tartalmazza:

V. táblázat
Table V.

Eltérés a kvázi EOVS és az EOVS rendszer között
Distinction between the kvazi EOVS and EOVS systems

Beállítási mód: EGNOS500x, 10 fokos magassági kitakarás		
	Átlagos lineáris eltérés a teljes mérési sorozatra [m]	
	2D	1D
<i>kvázi EOVS – helyes EOVS</i>	~0.6	~0.0
<i>Kvázi EOVS - referenciapont</i>	~0.9	~0.8
<i>helyes EOVS - referenciapont</i>	~0.8	~0.7

A táblázatból látható, hogy a WGS84 rendszerből a VITEL2009 felhasználásával közvetlenül nyert kvázi EOVS koordináták nem rontják számottevően a meghatározás pontosságát, tehát a barlangkataszter gyakorlati alkalmazá-

sának szemszögéből nézve a kvázi EOV koordináták használata megengedett lehet.

A DGPS-technika alkalmazása a barlangkataszterben

A CMAS-módszer alkalmazásával levezetett megbízhatósági mérőszámok ismeretében látható, hogy az EGNOS-korrekciókkal segített helymeghatározás alkalmas lehet – megfelelő feltételek teljesülése mellett – a barlangkataszter céljaira. Gyakorlati megfontolásokból a 10 fokos magassági kitakarási szöget és 500-szoros ismétlésszámot érdemes alkalmazni, mert a barlangkataszter által megkövetelt $\pm 1.0-1.5$ méteres pontosságot ez típusú meghatározás várhatóan biztosítja.

A mai, modern térinformatikai célú műholdas helymeghatározó eszközök az esetek ~90%-ában alkalmasak valós időben az 1 méter alatti pontosságú 2D pozíció és a 1.5 méter alatti pontosságú 1D pozíció meghatározásra ingyenes EGNOS korrekcióval, amennyiben az alábbi feltételek (saját tapasztalataim, továbbá a http://www.gpsdebrecen.hu/gps_pontosság.htm weboldalon olvasható összefoglalás alapján) teljesülnek:

- szabad kilátás az égboltra (a kitakarási szög a zavaró objektumok függvényében 5-10-15 fok)
- minimum 6 GPS műhold folyamatos követése
- maximum 3-as PDOP érték
- a mérés megkezdése előtt minimum 10 másodpercnyi tartózkodás a mérési ponton
- minimum 10 perc mérési idő vagy 500 átlagolt mérés
- a készülék fejmagasságban tartása 45 fokos szögben vagy külső GPS antenna használata.

Az EGNOS-korrekciókkal segített helymeghatározásnak a barlangkataszter szempontjából két alkalmazási területe lehetséges. Az egyik a bejáratok koordinátájának meghatározása, a másik pedig a barlangbejáratok helyszínrajzok elkészítéséhez szükséges mérések végrehajtása.

A bejáratok koordináták meghatározása csak a korlátok mérlegelése és a fentebb említett szempontok betartása mellett lehetséges. A pontosságot tárgyaló fejezetben bemutatott 3-4. táblázatok segítik terepen a munkát az objektív, hasznos döntések meghozásában. A táblázatok lényegében gyűjtőtáblázatok, amelyekben található mérőszámokat a terepi körülményekhez igazítva el tudjuk dönteni, hogy a bejáratot meg lehet-e határozni a kívánt megbízhatósággal valós időben vagy sem.

Az EGNOS-korrekciókkal segített helymeghatározás alkalmas lehet a bejárat környezetét bemutató helyszínrajzok elkészítéséhez szükséges mérések

elvégzéséhez is, amennyiben a felmérési környezet lehetővé teszi ezen DGPS-módszer alkalmazását. Az Országos Barlangnyilvántartás (OBNY) nem írja elő a barlangkataszter számára az ilyen célú helyszínrajzok készítését, azonban meglétük nagymértékben könnyítheti a barlangok nyilvántartását, terepi felkeresését.

A barlangok - különösen a kisbarlangok - bejáratai a terepen nehezen lelhetőek fel; a megadott, és akár *Internetről* letölthető koordináták valamint a közepes (1:20 000-60 000) méretarányú turistatérképek jelölései a generalizálás és a nem kellő részletesség miatt sokszor nem bizonyulnak elegendőnek a bejárat felleléséhez. Szükséges lehet olyan térképek/helyszínrajzok létrehozása, amelyek kellően részletesen mutatják a barlang bejáratának közvetlen környezetét, az ott található sziklaformációkat, növényeket, a mellettük elhaladó utakat és nyiladékokat, a bejáratától látható jelentős tereptárgyakat stb. Az EGNOS-korrekciókkal segített helymeghatározás – és egy mérőszalag és egy tájoló – által biztosított méteres – ideális esetekben szubméteres – megbízhatóság elegendő ahhoz, hogy a bejárat körül fellelhető tereptárgyakat bemérjük. Természetesen ebben az esetben sem hagyhatók figyelmen kívül az alkalmazás feltételeire megállapított szempontok, továbbá a táblázatokban összefoglalt pontossági mérőszámok.

Összefoglalás

A GNSS technológiák mára széles körben elterjedtek, pontosságuk a dekaméterestől a milliméteresig terjed. A felhasználók általában reális pontossági mérőszámot is elvárnak a helymeghatározó adatok mellé, ez azonban összetett feladat. Beletartozik a GNSS-mérésre való alkalmasság vizsgálata, a felhasznált alaprendszerek és kiegészítő rendszerek, az alkalmazott mérési és feldolgozási technológiák, beállítások hatásának ismerete. Jelenleg a barlangkataszterben utófeldolgozós technológiát alkalmaznak, mely minden tekintetben megfelelő pontosságú koordinátákat szolgáltat. Kutatásomban az GPS- és EGNOS-rendszerekre alapuló, valós idejű térinformatikai célú műholdas helymeghatározás (DGPS) alkalmazási lehetőségeit és pontosságát vizsgáltam meg a barlangkataszter, mint lehetséges felhasználási terület szempontjából, és a tesztmérések adatait minősítettem a CMAS-módszer segítségével az EOVS (2D+1D) rendszerben. Az általam vizsgált DGPS-eljárás csak abban az esetben alkalmazható terepen barlangbejáratok meghatározására, ha a felmérési körülmények lehetővé teszik az EGNOS-jelek vételét, és az általam levezetett megbízhatósági mérőszámok csak abban az esetben állják meg a helyüket, amennyiben a tesztméréshez hasonló paraméterekkel rendelkező helyszínen lehet a méréseket végrehajtani.

A vizsgálati mérésekből bizonyítást nyert, hogy 90%-os valószínűségi szinten 10 fokos magassági kitakarási szög és minimum 500-szoros ismételt mérés automatikus átlagszámítása esetén az EGNOS-korrekciókra épülő DGPS-technikával vízszintes (2D) értelemben ± 0.9 méteres és magassági (1D) értelemben pedig ± 1.5 méteres pontosság érhető el. A fent említett pontosságot visszaigazolták a Velencei-hegységben (TARSOLY 2010), a tesztméréshez hasonló terepi körülmények között végzett barlangbejárat-meghatározások is.

IRODALOM

MALING, D.H (1989): Measurements from maps - Pergamon Press, Oxford University, 577 p.

TARSOLY P. (2003): GPS alkalmazása barlangbejáratok helyének meghatározására - OTDK Konferencia különdíj, Debrecen, 54 p.

TARSOLY P. (2007): Barlangok Információs Rendszere. - In: Földméréstől a geoinformatikáig. 45 éves a GEO., NyME-GEO, Székesfehérvár, p. 295-303.

TARSOLY P. (2009): Digital topographical maps-positional accuracy (How CMAS-method works in the practise). - Proceeding of 7th FIG Regional Conference, Hanoi, Vietnam, Oct. 19-22. 2009. CD. 11 p.

TARSOLY P. (2010): A valósidejű, térinformatikai célú műholdas helymeghatározás jellemzése a barlangkataszter szempontjából - Geomatikai Közlemények XIII/2, MTA GGKI, Sopron, 2010, p. 73-81.