

ADALÉKOK A FENEKETLEN-LEDNICE ÉS A BARÁZDÁLÁSI- ZSOMBOLY MEG A SZILICEI-FENNSÍK NÉHÁNY MÁS BARLANGJA MEGISMERÉSÉNEK TÖRTÉNETÉHEZ

DÉNES GYÖRGY

1132 Budapest, Borbély u. 5. denes.gyorgy@freemail.hu

Abstract: The Szilice-plateau can be found on the centre of the Gömör-Tornai-karst (Its Slovak name is Silická planina) and it is separated by Hungarian – Slovak border into two parts. The greater part of this karst plateau belongs to Slovakia where it occurs near two villages (Borzova or Silická Brezová – concerning Szilice or Silica). The smaller, southern part of the plateau belongs to the surroundings of Hungarian Aggtelek and Jósavfő villages. Several karst phenomena (sinkholes, caves and deep avens) developed on the plateau. In this paper we present three caves of the plateau, whose name is Lednice. One of them is the Feneketlen-aven, which was described the years in 1750, 1768 and 1788 (it is near the village of Borzova). Then we present the 1944 yearly expedition which was organized to search the Barázdálási-aven (for example the cave was mapped). Finally we present those re-searchings which were carried out in 1943-44 (and those papers) in the caves and avens of the Szilice-plateau with the direction of excellent geologists.

Bevezetés

A Szilicei-fennsík, szlovák nevén Silická planina a magyar-szlovák államhatár által két részre osztott Gömör-Tornai-karszt központjában elterülő, nagy kiterjedésű karsztplató, amelynek nagyobb része – a két fennsíki településsel, Szilicével (Silica) és a tőle délnyugatra fekvő Borzovával (Silická Brezová) együtt – ma Szlovákiához, délkeleti, kisebb része, a Haragistya és környéke a magyarországi Aggtelek, illetve Jósavfő határához tartozik. A fennsíkon számos nagyszerű karsztjelenség alakult ki: víznyelők, amiket Borzován *zomboly*-oknak neveznek, barlangok, köztük a Szilicei-Lednice jégbarlang (Silická ľadnica) is és számos mély aknabarlang, Szilicén ez utóbbiakat nevezik *zomboly*-oknak.

A *Feneketlen-Lednice* megismerése

A Szilicei-fennsík természetes üregei közül a *Szilicei-Lednice*, más néven *Szilicei-jégbarlang* ősidők óta ismert volt. Első kéziratos leírása és térkép-vázlata IFJ. BUCHHOLZ GYÖRGYNEK BÉL MÁTYÁSHOZ intézett, 1719. február 14-én kelt levelében szerepel, majd ennek alapján BÉL is említi 1723-ban nyomtatásban megjelent *Prodromusában* (BÉL 1723. 151). BÉL azután – BUCHHOLZ említett levele alapján – bővebb leírást közöl a barlangról Notitiájának kéziratban ránk maradt, Torna megyét leíró kötetében, valamint

a Londoni Királyi Társasághoz kéziratban megküldött és a Társaság által nyomtatásban megjelentetett dolgozatában is (BÉL 1744, DÉNES 1992a, DÉNES 1992b).

Kutatásunk során PIKER, a bécsi jezsuita főiskola professzora által Magyarországról írott, 1750-ben megjelent latin nyelvű könyvben egy a Szilicei-fennsíkon lévő és addig az irodalomban nem említett zombolyra vonatkozó újabb érdekes adatra bukkantam. Ez a pár soros leírás a könyv Torna megye említésre méltó helyei című fejezetében olvasható. A latin nyelvű szöveg magyar fordítása: „A Szádvári uradalomhoz tartozó Borzova falu határában eddig ki nem kutatott mélységű üreg tátong, amelyet a lakosok *Lednicé*-nek neveznek. Ennek szikláiról lecsepegő víz a forró a nyárban hízalja a jeget és gyönyörű alakzatokat képez, telente viszont szúnyogok és denevérek tanyáznak benne.” (PIKER 1750. 507.)

A szerző eszerint a borzovai *Lednicé*-ről két információt ad, az egyik, hogy mélysége még kikutatatlan, vagyis a fenekére még nem jutott le senki, a lakosság szemében tehát feneketlen, a másik információ pedig, hogy a csepegő vizek nyaranta hízalják benne a jeget, ezzel szemben télvíz idején szúnyogok és denevérek tanyája. Ez utóbbi információ egybeesik azzal, amit BÉL MÁTYÁS Notitiája Torna megyét leíró kéziratában, valamint a Londoni Királyi Társaságnak megküldött dolgozatában a szilicei *Lednicé*-ről ír.

Borzova határában valóban létezik egy a nép által ma is *Feneketlen-Lednice* vagy *Feneketlen-Lenice* néven emlegetett aknabarlang. Ennek fenekén – ma már tudjuk – még nyáron is megmarad a jég. Régen a lakosok nem jutottak le a fenekére, ezért nevezték feneketlennek, a belőle nyáron is áradó jeges hidegről sejtették, hogy a mélyében jégnek kell lennie, és ezért kapta – akárcsak a *Szilicei-jégbarlang* – a „feneketlen” borzovai is a *Lednice* nevet. Ez a szó ugyanis – a nyelvfejlődés során kisebb eltérésekkel kialakult alakban – több szláv nyelvben is ’jégverem’ jelentésű, a jégbarlangok pedig valóban természetes jégvermek (DÉNES 2003. 33, 94).

E barlangnév jelentésére akkor figyeltünk föl, amikor évtizedekkel ezelőtt, egy bulgáriai kutatóutunk során bejártuk az ország híres szépségű barlangját, a *Ledeniká*-t, amely csodálatos jég- és cseppkőképződményeiről egyaránt nevezetes (DÉNES 1963, DÉNES 1966). A Szilicei-jégbarlang *Lednice* (*Lednitze*) nevének általam megismert legkorábbi előfordulására egy ILA BÁLINT által idézett, 1560–1580 között készült pelsőci határjárásban bukkantam rá, és miután az ILA által felsorolt helynevek sorában ezt közvetlenül a *Vereskő*, majd a *Berzété fölött* helynevek követik, aligha lehet kétséges, hogy ott a *Szilicei-Lednicéről*, a jégbarlangról van szó (ILA 1946. 179).

A Szilicei-jégbarlang *Lednice* nevét azután BÉL MÁTYÁS egyik Torna megyei adatközlőjének bizonyára az 1720-as években kelt kézirat anyagában is olvashatjuk. Ő BÉL adatközlésre felkérő, latin nyelvű levelében közölt kérdéseire önálló tanulmánynak is beillő latin nyelvű választ adott a megye településeiről, de a kézirat vége vagy kísérőlevele nem maradt fenn, így annak pontos keltét és szerzőjét sajnos nem ismerjük. Szilice leírásához az adatközlő hozzáfűzi (fordítás: Tóth Péter): ”Nevezetes egy jégbarlangról, amelyet magyar nyelven közönségesen Lednicének mondanak.” (RÉMIÁS 2002. 105.)

PIKER professzor bizonyára hallott már valahonnan a borzovai *Feneketlen-Lednicé*-ről, és bizonyosan olvasta BÉL MÁTYÁS írását a borzovai határ közelében lévő szilicei *Lednicé*-ről, hisz az ő szófordulatait használja, midőn – a két *Lednicé*-t azonosnak véelve – a borzovai „kikutatatlan mélységű” *Lednicé*-hez kapcsolta Bél Mátyásnak a szilicei *Lednicé*-ről adott leírását, nem is említve ez utóbbit (PIKER 1750. 507).

TURÓCZI LÁSZLÓ, a nagyszombati jezsuita főiskola tanára 1768-ban megjelent, Magyarországot leíró, latin nyelvű könyvében majdnem szóról szóra átveszi bécsi kollégájának, PIKER jezsuita professzornak a borzovai, „kikutatatlan mélységű” *Lednicé*-ről írt sorait (TURÓCZI 1768. 309).

De az 1700-as években akadt olyan, a Gömör–Tornai-karsztot valóban ismerő szakíró, KOMLÓSI SÁMUEL református lelkész, aki maga is bejárta a Baradlát, és pontosan tudott mindkét *Lednicé*-ről, a borzovairól és a sziliceiről is. Ez kiderül LOSONTZI ISTVÁN Hármaskis Tükörének KOMLÓSI SÁMUEL által átdolgozott, kibővített, 1788. évi váci kiadásából, amelyre BALÁZS DÉNES hívta föl a figyelmet (BALÁZS 1982). A könyv Torna vármegye leírása során – mint a LOSONTZI által írt és kiadott Hármaskis Tükör valamennyi korábbi és későbbi kiadásai is – a rímekbe szedett sorokban csak a *Szilicei-jégbarlang*-ról ír:

„*Szelitze* barlangját szemléld-meg próbára,
Hol a' víz télen hég; jeges derék nyárra.”

Viszont nyomban e LOSONCI által írt rímes sorok után következő prózai szöveg már három nevezetes tornai barlangot sorol föl: „*Szad-elő*, *Szelitze* és *Borzova*, e' Tájékon nevezetes barlangok; az elsőnek fél-mért-föld az ürege, mellyben minden-féle állatok tsontjai taláztatnak. A' Szelitzében nyárban a' víz meg-fagy, télben pedig olly meleg, mintha bévolna fűtve. A Borzovai éppen meg-visgálhatatlan.” (LOSONTZI–KOMLÓSI 1788. 115-116.) Mint látjuk, ez utóbbi, KOMLÓSI SÁMUEL-től származó sorokban a szerző egyértelműen külön említi a nyáron hideg, télen meleg szilicei barlangot és külön a borzovait, amelynek jellemzője, hogy mélysége megvizsgálhatatlan, vagyis feneketlen. A három nevezetes tornai

barlangnak a prózai szövegben itt idézett íyetén leírása azonban a Hármas Kis Tükörnek egyedül a KOMLÓSI SÁMUEL által bővített váci kiadásában szerepel, egyetlen korábbi és későbbi kiadásában sem, ez tehát kétségtelenül KOMLÓSI-tól származik.

A Borzovától 2 km-nyire délre fekvő *Feneketlen-Lednice* (szlovák neve: Bezodná l'adnica) 68 m mélyen lévő aljára közel két évszázaddal később jutottak le a barlangkutatók. A Budapesti Egyetemi Turista Egyesület, a BETE barlangkutatói 1943 nyarán szervezett expedíciójuk során leereszkedtek a zomboly fenekére, fölmérték, és térképét is elkészítették. Alján valóban jeget találtak. Erről az expedíciót vezető geológusok, BERTALAN KÁROLY és SZENES JÁNOS számoltak be (*BERTALAN* 1943. 175; *SZENES* 1943. 65).

A *Feneketlen-Lednice* több évszázados ismertségéről és nevének jelentéséről a Gömör–Tornai-karszt útikönyvben írtam, és közöltem ott a zomboly szájának fényképét is (*DÉNES* 2003. 33).

A *Szilicei-Lednice* és a *Feneketlen-Lednice* mellett van a Szilicei-fennsíkon egy harmadik *Lednice* is, éspedig Borzova határában, a községtől 1,5 km-nyire délnyugatra fekvő, 56 m mély *Kis-Lednice* (Priepast' Malá l'adnica).

Amikor 1978 nyarán, kutatóútam során bejártuk a Gömör–Tornai-karszt valamennyi települését, fölkerestük Borzovát is, és több helybeli, idős meg fiatal embert összegyűjtve kikérdeztük őket a környék víznyelőiről és barlangjairól. Borzován a víznyelőt *zomboly*-nak, a barlangot *ballang*-nak mondják, a függőlegesen a mélybe nyúló aknabarlangot pedig csak *lyuk*-vagy *kőlyuk*-ként emlegetik. Amikor megkérdeztük, hogy akkor mi a *Kis-Lednice*?, azt egyikük így jellemezte: „A *Kis-Lednice* nem ballang csak *kőlyuk*.”

A Barázdálási-zomboly megismerése

A Szilicei-fennsík eddig legmélyebben megismert aknabarlangja – mint említettem, Szilicén ezeket a függőlegesen a mélybe nyúló sziklaüregeket *zomboly*-oknak nevezik – a Szilice községtől északnyugatra elterülő Barázdálás nevű karrmező egyik fákkal-bokrokkal benőtt töbrének oldalában megbúvó *Barázdálási-zomboly*. Ennek megismeréséről GAÁL LAJOS geológus, neves szlovákiai barlangkutató azt írja: „Sokáig nem merészkedett ide le senki sem. Ha voltak is kísérletek bejárására, írásos emlék nem maradt róluk. Az első tudományos igényű kutatóexpedíciót csak 1953-ban szervezték a barlang titkának felderítésére.” (*GAÁL* 2002. 43.)

A Gömör–Tornai-karszt megismerésének történetére irányuló kutatásaim során azonban mégis sikerült az 1953. évi expedíciót megelőző időből is a *Barázdálási-zsomboly*-ba szervezett eredményes kutatóexpedíció nyomtatásban publikált beszámolóira bukkannom.

Az 1943. év végén, karácsony napjaiban jelentős fölfedezésre került sor. Erről és az ezt követően 1944. pünkösdkor lebonyolított nagyszabású expedícióról két korabeli cikk is beszámol. Az egyiket MARKÓ ISTVÁN írta (MARKÓ 1944), akit még az 1960-as években is jól ismertünk, akkor a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, az MKBT választmányának tagja volt, és mint kiváló barlangfotóst tartottuk számon. A másik cikk írójának nevét nem ismerjük, a birtokomba került, kiállózott folyóirat-lapon sem a folyóiratnak, sem pedig a cikk szerzőjének neve nem szerepel, így az alábbiakban csak NN-ként hivatkozom rá (NN 1944). A két írás egyébként jól kiegészíti egymást.

A karácsony előtti napokban a Természetbarátok Turista Egyesületének két barlangkutatója: Gajdos Imre és Nikovits Kálmán indult Aggtelekről kutatóútra a Szilicei-fennsíkra, ahol addig nem kutattott üregeket kerestek. Így bukkantak rá Szilice határában a karros sziklákról Barazdalásnak nevezett fennsíkreszen egy addig ismeretlen zsombolyra, amelybe 80 m mélységig jutottak le, de onnan akkor – elegendő kötél híján – vissza kellett fordulniuk (MARKÓ 1944).

A következő, 1944. év a magyar történelem keserves esztendeje volt, mely nem kímélte a barlangász- és természetbarát egyesületeket sem. A frontra még ki nem vitt fiatal barlangászok a nehéz körülmények ellenére is folytatták a kutatómunkát, és júniusban expedíciót szerveztek a Szilicei-fennsíkra, a *Barázdálási-zsomboly* továbbkutatására. Az expedícióban MARKÓ szerint a Magyarországi Kárpát Egyesület és a Pannónia Turista Egyesület barlangkutatói, valamint „egyesületen kívüli”, vagyis TTE-s barlangkutatók vettek részt, NN írásából pedig tudjuk, hogy együttvéve tizenketten voltak.

MARKÓ részletesen leírja a zsomboly mélyére való lejutást és a föl-tárt szakaszokat, megemlítve, hogy ezekről fényképfelvételeket is készítettek. Az akkori végpontot 130 m mélységben érték el. MARKÓ a két – már említett – karácsonyi fölfedezőn kívül az expedíció többi részvevőjének nevét nem sorolja föl. Az NN által publikált cikk viszont megemlíti, hogy az expedíció vezetője Puskás István volt, és egy csoportképet is közöl. A kép alatt felsorolja az ott látható zsombolykutatók nevét is: „Csongor, Markó, Puskás, Gajdos (a felfedező), Nikovits, Venkovits, Józsa, Köböl, Behringer, Mattyasovszky, Tuska, ülő: Bús”. A fölvetel nyilván állványról, önkioldóval készült, és a fotós is odalépett a csoport szélére, mert a képen éppen 12 sze-

mély látható, és a kép alatt lévő névsor is az expedíció mind a 12 részvevőjének nevét felsorolja. Közülük tudomásom szerint ma már egyedül az idén 93 éves VENKOVITS ISTVÁN geológus, az akkor fölosztatott TTE barlangkutató szakosztályának vezetője, ma az MKBT tiszteleti tagja van életben, akit e közleményem megírása előtt, 2006. február 6-án fölkerestem. Ő hangszalagon rögzített és nyomtatásban publikálni tervezett beszélgetésünk során fölidézte 61 évvel ezelőtti emlékeit 1944 nyarának nagy barlangkutató expedíciójáról.

A *Barázdálási-zsomboly* további kutatásáról GAÁL LAJOS már említett írása számol be. Az 1953. évi expedíció szervezői Ján Majko és Ondrej Majka-Hrasko voltak, előkészítésében Herényi László, a Gombaszögi-barlang egyik felfedezője segítette őket, a fölmérést Svatoopluk Kámen, a tudományos feldolgozást Szenes János geológus végezte, az akciót pedig a pozsonyi Leonard Blaha irányította. Az expedíciónak sikerült a barlangban továbbjutnia, a zsomboly agyaggal eltömődött alját 182 m mélységben érték el (GAÁL 2002. 43).

További barlangkutató expedíciók 1943-44 nyarán a Szilicei-fennsíkon

A BETE 1943. év nyarán lebonyolított barlang- és zsombolykutató expedícióját már említettem a Feneketlen-Lednice aljára való lejutásuk kapcsán. Az expedíció többi eredményéről, a 25 m mély *Vöröskői-zsomboly* (Zvonivá priepast'), a 30 m mély *Padocska-zsomboly*, a 45 m mély *Városvölgyi-zsomboly* (Mestská priepast') bejárásáról, a *Pelsőcardói-cseppkőbarlangban* (Ar dovská jaskyňa), a *Kecsői-forrásbarlangban* és a *Szilicei-jégbarlangban* folytatott feltáró kutatásokról, valamint több barlangban végzett régészeti ásatásaikról, amelyek különösen a *Szarvasól-* és az *Ortoványi-barlangban*, valamint a *Szilicei-jégbarlangban* voltak sikeresek, az expedíciót vezető geológusok, BERTALAN KÁROLY és SZENES JÁNOS számoltak be publikációikban (BERTALAN 1943. 175; SZENES 1943. 65).

1944 nyarán a Barázdálási-zsombolyba vezetett és fentebb leírt kutatómunkákon túl még további, a Szilicei-fennsíkon lebonyolított zsombolykutató expedíciókról is találtam nyomtatásban megjelent beszámolót. Június 26-án a fennsík Nagy-Málnás-part nevű részét keresték föl a Pannónia Turista Egyesület tagjai és egyesületen kívüli [tehát TTE-s] barlangászok. Az ott rejtőző zsomboly nyílásához Gajdos Imre, a *Barázdálási-zsomboly* egyik fölfedezője vezette el őket, aki egy alkalommal már ebbe a *Nagy-málnás-parti-zsombolyba* is leereszkedett 30 m mélységig. Az expedíciót HIDVÉGI FERENC pannóniás barlangkutató szervezte, ő írta utóbb a nyomtatásban megjelent beszámolót is (HIDVÉGI 1944). A zsomboly szájához érve első-

nek a csoport geológusa, VENKOVITS ISTVÁN ereszkedett le, egészen a zomboly fenekéig. Onnan a felszínre visszatérve beszámolt tapasztalatairól, azután szállt le Hidvégi Ferenc, majd a többiek: Bajor, Behringer, Gajdos, Galló, Gerstenberger, Hock, Józsa, Kőbölkúti, Nikovits, aztán a fotósok: Csongor és Tuska, végül az egyetlen nő, Hidvéginé. (Figyelemre méltó, hogy a résztvevők többsége, nyolcan a pünkösdkor lebonyolított, *Barázdálási-zomboly*-t kutató expedíciónak is résztvevői voltak, éspedig: Venkovits István, Gajdos Imre, Nikovits Kálmán, Behringer, Csongor, Józsa, Kőbölkúti és Tuska.) A barlang fölmérését, a térkép és a szelvények szerkesztését Hidvégi és Venkovits végezték, a fotódokumentációt Csongor és Tuska. A barlang fenekét Hidvégi vizsgálta át, és ott egy kis üregben sörös üveget talált, amelyből egy újságpapírba csomagolt kockás jegyzetömlapot sikerült kiszednie, a rajta lévő feljegyzésből kiderült, hogy 1925. május 24-én két cseh katonatiszt és egy bányamérnök lejutott ide, és ők a barlangot 140 m mélységűnek mérték. Ugyanezt az eredményt mutatta ki az 1944. évi fölmérés is. Bár a budapesti kutatók számára csalódás volt, hogy nem ők voltak az elsők a zomboly mélypontján, becsületesen publikálták beszámolójukban az őket megelőző cseh kutatók eredményét is. Arról nincs tudomásom, hogy vajon erről az 1925. évi eredményes bejárásról jelent-e meg annak idején publikáció. Ha nem, úgy én ezt most, az 1944. évi beszámoló alapján ismételtén megteszem.

A BETE 1944 nyarán a Szilicei-fennsíkon végzett barlangkutatásairól BERTALAN KÁROLY közölt rövid ismertetést. Eszerint 12 barlangot kutattak át akkor, főleg zombolyokat. Közülük jelentősebbek a 18 m mély *Hólyuk*, amelynek alján egy 16 m hosszú cseppköves folyosó húzódik, a Szálas nevű erdőrészben a 22 m mély *Szálas-i-zomboly*, azután a 29 m mély *Kis-zomboly*, továbbá a 34 m mély *Furján-szögi-zomboly*, amely 30 m hosszú cseppkódíszes hasadérendszerbe vezet, valamint az 58 m mélységű, félelmetes szájú *Nagy-zomboly*. Említést tesz BERTALAN a 140 m mély *Nagymálnásparti-zomboly*-nak (szerinte helyesen *Bikkfatetői-zomboly*-nak) a Pannonia T. E. barlangkutatói által 1944 nyarán történt eredményes kutatásáról, valamint a *Barázdálási-zomboly* 130 méter mélységig történt és az előzőkben már szintén ismertetett feltárásáról is (BERTALAN 1944. 160).

Összefoglalás

A Szilicei-fennsíkon ma három *Lednice* nevű barlangot tartunk számon. A szilicei *Lednicét* ezen a néven – mai ismereteim szerint – egy 1560–1580 között készült pelsőci határjárás említi. A másik a borzovai, amelyet a helyi lakosság ma is *Feneketlen-Lednice* néven tart számon. E „felkutatatlan

mélységű” borzovai *Lednice* első irodalmi említéseire 1750-ben PIKER bécsi, majd 1768-ban TURÓCZI LÁSZLÓ nagyszombati jezsuita professzornak Magyarországot leíró műveiben, azután LOSONTZI ISTVÁN Hármaskis Tükörének KOMLÓSI SÁMUEL református lelkész által bővített, 1788. évi váci kiadásában találtam rá. Míg PIKER és TURÓCZI az általuk említett borzovai Lednicét valószínűleg azonosnak vélték a sziliceivel, Komlói külön-külön említi és jellemzi mindkettőt. A harmadik a Borzova határában a lakosság által *Kis-Lednice* néven emlegetett aknabarlang. A *Lednice* barlangnév egyébként szláv eredetű, és több szláv nyelvben is 'jégverem' jelentésű.

A Szilice határában mélybe nyúló *Barázdálási-zsomboly* 1943. évi felfedezéséről és első bejárásáról, majd a barlang szakszerű kutatására, felmérésére és térképezésére szervezett, 1944. évi expedícióról a szakirodalom által eddig számon nem tartott, 1944. évi folyóiratcikkekből sikerült most részletes ismereteket szereznünk. Ugyancsak korabeli folyóiratcikkekből jutottunk eddig számon nem tartott fontos információkhoz az 1943. és 1944. években a Szilicei-fennsíkon lebonyolított barlang-, illetve zsombolykutató expedíciók eredményeiről, köztük a *Nagy-Málnás-parti-zsomboly* (más néven *Bikkfa-tetői-* vagy *Nagy-Bikkfa-zsomboly*) kutatásáról és térképezéséről is.

IRODALOM

BALÁZS DÉNES (1982): Az tsudálatos Baraglya nevű barlang. — Karszt és Barlang p. 97–100.

BELIUS, MATTHIAS [BÉL MÁTYÁS] (1723): Hungariae antiquae et novae prodromus. Norimbergae [Nürnberg].

BELIUS, MATTHIAS [BÉL MÁTYÁS] (1744): Dias Antrorum Mirabilis Natura, Glacialis Alterius, Alterius Halitus noccios eructantis. Ad Regiam Societatem Scientiarum Londinensem. Caput I. De Antro Glaciali Szelicensi. — *Philosophical Transactions of the London Royal Society*. p. 41. London.

BERTALAN KÁROLY (1943): A Szilicei fennsíkon [a BETE barlangkutatóinak 1943. évi kutatásai] — *Turisták Lapja* p. 175.

BERTALAN KÁROLY (1944): A BETE barlangkutató szakosztálya nyári expedíciója. — *Turisták Lapja* p. 160.

DÉNES GYÖRGY (1963): A Ledenika-barlang, Bulgária legszebb cseppkő-barlangja. — *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató*. 4-5 p. 85.

DÉNES GYÖRGY (1966): Felfedező úton Bulgária barlangjaiban. — *Turista*, 1966. jan. p. 24.

- DÉNES GYÖRGY* (1992a): Darstellung der Höhle von Szilice in einem Manuskript vom Beginn des 18. Jahrhunderts. — *Karszt és Barlang. Special Issue.* p. 13–16.
- DÉNES GYÖRGY* (1992b): Bél Mátyás és ifj. Buchholtz György a Szilicei-jégbarlangról és annak térképéről. — *Karszt és Barlang.* p. 43–52.
- DÉNES GYÖRGY* (2003): Az Aggteleki-karszt és a Szlovák-karszt barlangjai. — In: Berki Zoltán szerk. *A Gömör–Tornai-karszt (Aggteleki-karszt és Szlovák-karszt), Turistaatlasz és útikönyv.* Cartographia, Budapest. p. 21–33.
- GAÁL LAJOS* (2002): Gömör természeti öröksége 9. A Barazdalás. — *Gömörország III* p. 43–45.
- HIDVÉGI FERENC* (1943): 140 méter mélyen a „Nagymálnásparti zomboly”-ban. — *Sí- és Hegymászósport.* I p. 3-4.
- LOSONTZI ISTVÁN – KOMLÓSI SÁMUEL* (1788): Hármás Kis Tükör - Ambro Ferentz, Vátzonn [Vác].
- MARKÓ ISTVÁN* (1944): Új óriás zombolyt tártak fel a Szilicei fensíkon. — *Sí- és Hegymászósport.* I/3 p. 3-4.
- NN* (1944): Barlangok titokzatos világa. — ?. p. 24.
- PIKER, JOHANN BAPTIST* (1750): *Topographia Magni Regni Hungariae.* Viennae [Bécs].
- RÉMIÁS TIBOR* (szerk.) (2002): Torna vármegye és társadalma 18-19. századi források tükrében. Herman Ottó Múzeum. Bódvaszilás – Miskolc.
- SZENES JÁNOS* (1943): A Budapesti Egyetemi Turista Egyesület barlangkutató szakosztályának expedíciója — *Barlangvilág.* XIII p. 65.
- TURÓCZI LÁSZLÓ* (1768): *Ungaria suis cum regibus compendio data.* Typis Collegii Academici Societatis Jesu. Tyrnaviae [Nagyszombat].
- VENKOVITS ISTVÁN* (2006): Hangszalagon rögzített beszélgetés az 1944 nyarán a Szilicei-fensíkon végzett barlangkutató munkákról.

*

A XI. Karsztfejlődés Konferencián 2006. március 10-én elhangzott előadásom után pár héttel, április 13-án, életének 93. évében elhunyt Venkovits István geológus, a magyar barlangkutató doyenje, kimagasló személyisége. Termékeny életművét, sok évtizedes földtani, köztük több karsztos területen végzett kutatómunkásságának eredményeit nagyszámú értékes publikációja örökíti meg. A Karsztfejlődés Konferencián tartott és itt most nyomtatásban megjelenő előadásomat, amelynek egy része éppen az Ő – több mint hat évtizeddel ezelőtti – geológus-barlangkutató munkáit és eredményeit idézi fel, az Ő feledhetetlen emlékének ajánlom.

A FÖLDTANI ADATOK ADATELEMZÉSÉNEK NEHÉZSÉGEI

KOVÁCS JÓZSEF¹ – KOVÁCSNÉ SZÉKELY ILONA²

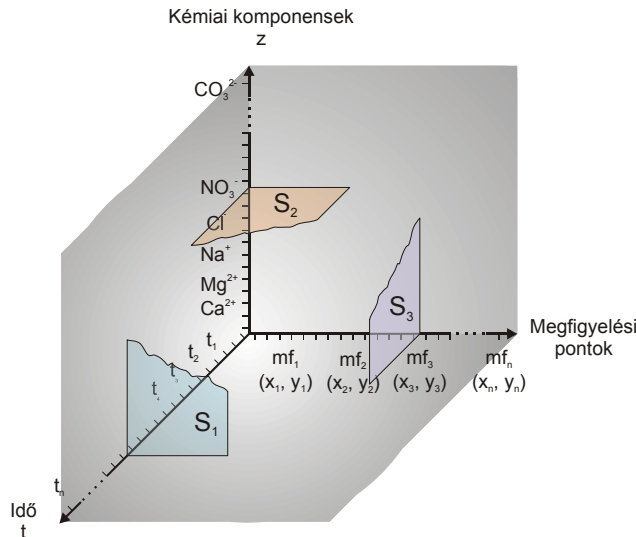
¹ELTE, Földrajz- és Földtudományi intézet, 1116 Budapest PázmányPéter
sétány1/C, kevesolt@geology.elte.hu

²BGF, KVIK, Módszertani Intézet, 1054 Budapest, Alkotmány u. 9-11,
iszekely@geology.elte.hu

Abstract: Using the results of a geological analysis and with the help of a four-dimensional model we tried to show the notion of the spatiotemporal sample and some of its basic characteristics. On the basis of these considerations we give the definition of the spatiotemporal sample in order to be satisfactory from both the theoretical and the practical points of view. We propose the following definition: In practical sense the values of a parameter of certain phenomenon that can be associated with x,y,z,t coordinates and either measured in situ, analysed or computed are called a spatiotemporal sample. The sample in the practical sense corresponds to one element of the mathematical sample, with the difference that it is associated with a space-time unit with a volume bigger than zero.

Bevezetés

A földtani, hidrogeológiai és környezetföldtani gyakorlatban is egyre inkább jellemző az olyan mennyiségű mérési eredmény, adat megjelenése, ami nehezen átlátható. Matematikai eszköztár alkalmazása nélkülözhetetlen és ilyen módon a feldolgozás a szubjektív értékelési módszerekről az objektív felé tolódik el. A vizsgálati módszerek között egyre inkább jut jelentős szerephez az adatfeldolgozás és vele párhuzamosan a sztochasztikus szemlélet. Napjainkban már a determinisztikus egyenletekkel leírható hidrogeológia tér modellezésében jártas szakemberek között is többen vallják: „A jövő mindenképpen a sztochasztikus modellezésé, a kérdés, hogy megtaláljuk-e a bizonytalanságok közvetlen jogi kezelésének módját, vagy megkapják-e a földtani és vízföldtani szakemberek azt a lehetőséget, hogy valószínűségelméleti alapon számított eredmények értékelésével a hatályos jogszabályok szellemében járjanak el” (KOVÁCS – SZANYI 2005). Ahhoz azonban, hogy a földtudományok művelői sikerrel vegyék fel alkalmazható eszköztárukba a geomatematika által nyújtott lehetőségeket, kellő áttekintéssel kell rendelkezniük azokról. Ennek azonban van néhány feltétele. Elsősorban meg kell fogalmazni milyen adathalmaz áll rendelkezésére a földtudományi szakmának és mikor milyen eszköz alkalmazható az adatelemzés módszereiből. Fontos szempont az is, hogy a szakmai köztudatba beépüljön az a tény, miszerint a mintából számított statisztikák valószínűségi változók.



1. ábra: A három dimenziós adathalmaz
 Fig. 1: The three-dimensional mass of data

Milyen adathalmazból kell dolgoznunk?

Egy földtani folyamatot leggyakrabban egy időpontban az állapotjellemezők megadásával írunk le. Ha a folyamat állapotának változásait is követni kívánjuk, idősorokkal van dolgunk. Tekintsük át egy kicsit részletesebben a fentieket és induljunk ki az 1. ábra S_1 síkjából. Ekkor, mint a földtudományokban előforduló megoldandó feladatok jelentős részében, különböző térbeli pontokon mért paraméterek vizsgálatára van szükség. Tekintsünk meg erre az esetre egy példát. A Bakonyban egy napon (matematikai értelemben azonos időpontban) a főkarsztra szűrözött megfigyelő kutakból vízmintákat veszünk és azokat kémiai analízissel több kémiai komponensre megvizsgáljuk. Az így kapott eredményeket táblázatban rögzítjük, olyan módon, hogy az egyes oszlopok egy-egy kémiai paraméternek, míg az egyes sorok egy-egy karsztvízmegfigyelő kútnak felelnek meg. A vizsgálatokhoz – az egyváltozós statisztikai elemzésen túl – a sokváltozós adatelemző módszerek adnak lehetőségeket. A számtalan eszköz közül megemlíthetjük a leggyakrabban használatos klaszter-, diszkriminancia-, faktor- és főkomponens analízist, valamint a sokdimenziós skálázást. Ezeket a módszereket alkalmazhatjuk megfigyelési pontjainkra, amikor azok közötti kapcsolati viszonyok feltárására van szükség. Ilyen feladat például, ha arra vagyunk kíváncsiak, mely mintavételi pontok kémiai karaktere hasonlít legjobban egymás-

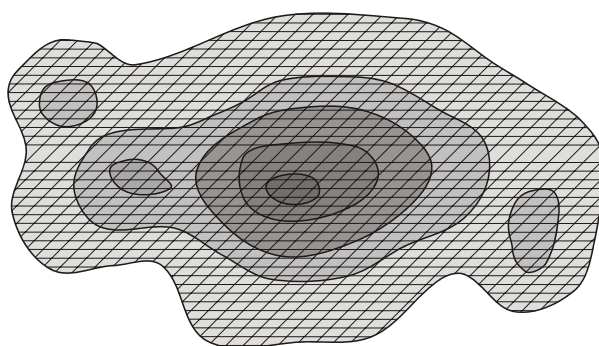
hoz. De lehet cél a változók (kémiai komponensek) magyarázata is. Ekkor ugyanazt a módszert használjuk csak az adatmátrixnak nem a soraira, hanem az oszlopaira végzünk vizsgálatokat.

Adataink nagyon gyakran tartalmazzák a 3. dimenziót, az időt. Abban az esetben, ha (az előbbi példánál maradva) több karsztvíz megfigyelő kútban, több időpontban – legjobb, ha azonos időközönként – mérünk egy paramétert, például a vízszintet, az S_2 síkban vagyunk. Ebben az esetben, ha arra vagyunk kíváncsiak milyen háttértényezők befolyásolják a vízszintek időbeli fluktuációját, akkor dinamikus faktoranalízist alkalmazunk. Alkalmazása az utóbbi években kezdődött el, eddig elért és a várható eredmények jelentős segítséget adnak a környezetvédelemnek (KOVÁCS et al., 2004). Ha egy rögzített megfigyelési pontban, egyetlen karsztvízmegfigyelő kútban, több paraméter (például kémiai komponens) időbeli változásait figyeljük meg, akkor az S_3 síkban dolgozunk. Ilyenkor gyakori alkalmazás a „klasszikus idősoros” vizsgálat, ami magában foglalja az egyes paraméterek tartós irányzatának – trend – és periodikus viselkedésének meghatározását, ami nagyon gyakran felmerülő igény. Egy folyamatban megállapított periódust és trendet gyakran használnak fel előrejelzésre. A jövőre nézve azonban csak akkor vonhatóak le következtetések, ha bizonyosak vagyunk abban, hogy az idősort alakító hatások a jövőben is fent fognak maradni.

A földtudományokban gyakran fontos az egyes pontok térbeli helyzete, amelyeket a megfigyelési pontok tengelyén x_i és y_i koordinátákkal jelöltünk. Ha vizsgálatainknál figyelembe kell vennünk, a mintavételi pontok térbeli elhelyezkedését is, akkor a geostatisztika eszköztára segíthet bizonyos problémák megoldásában. Ilyen eset például egy paraméter térképének elkészítése egy adott időpillanatban. Példaként szolgálnak a VITUKI gondozásában megjelent, a Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképei (LORBERER 1978-2001). Ha egy paraméter időbeli változásait kívánjuk vizsgálni, mint például a Dunántúli-középhegységben a karsztvízszint felszín időbeli változását, a megfigyelési pontok térbeli struktúrájának figyelembe vétele mellett, a geostatisztikának kevés eszköz áll rendelkezésére. Néhány módszer esetében született már megoldás. Ilyen az empirikus variogram függvény háromdimenziós esetben (DRYDEN et al. 2005).

Az adatelemző módszerektől csak akkor várhatunk jó eredményt, ha az adott folyamat vizsgálatára olyan jellemzőket veszünk figyelembe, amelyek kellően pontosan írják le azt. Ennek eldöntése mindig az adott szaktudomány feladata és felelőssége. Lényeges követelmény az adatelemző módszerek szempontjából, az alapvető statisztikai stabilitás miatt, $n \gg m$, vagyis a mintavételi pontok száma jelentősen nagyobb legyen, mint a vizsgált paramétereké.

Gyakorlati alkalmazásoknál, több esetben problémát jelent a minta térfogata. Belátható, hogy valamely időben és térben változó természeti jelenség adott időponthoz rendelhető háromdimenziós metszete, elméletileg végtelen számú ($N=\infty$), „nulla térfogat”-ú ($V=0$) elemi részre osztható. Ebből következően egy jelenség kutatása során valamely földtani paraméter vonatkozásában egyetlen olyan minta realizáció állítható elő, melynek elemszáma végtelen. Elméletileg ez az adathalmaz tekinthető a vizsgált sokaságnak. A végtelen elemszámú sokaság szemléltetéséhez tekintsük meg a 2. ábrát.

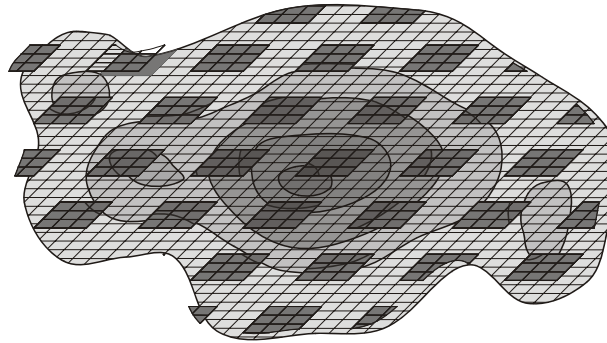


2. ábra: Egy elméleti jelenség adott paraméterének izovonalas képe. A jelenség „terület”-ét végtelen számú „nulla térfogat”-ú elemi részre osztottuk fel.

Fig. 2: Isoline figure of a “parameter” of a theoretical phenomenon

Valamely jelenség kutatása során – főként anyagi okok miatt – meglehetősen ritkán adódik arra lehetőség, hogy olyan (esetenként több ezer) elemszámú mintát vegyünk, amelyből a statisztikai jellemzők nagy pontossággal számíthatók.

A gyakorlatban egy másik problémával is szemben találjuk magunkat. Ez pedig az, hogy a minta elemi részeinek „térfogat”-a nem nulla, hanem nullánál nagyobb és mindenképpen mérhető nagyságú. A helyzet az, hogy $V \gg 0$, de a jelenség egészéhez képest $V \approx 0$, azaz a minta elemek térfogata és a szórás közötti kapcsolatot figyelmen kívül lehet hagyni, de $N \ll \infty$. Ekkor felmerül a kérdés, hogy vajon az ilyen minta reprezentatívnak tekinthető-e, azaz a minta valóban híven tükrözi a sokaságot, amelyből származik. A 3. ábra egy lehetséges minta realizációt mutat $N < \infty$ és $V > 0$ esetére. Az esetek zömében nincs arra lehetőség, hogy közel végtelen elemszámú mintát vegyünk, vagy a mintavételt kisebb elemszám mellett többször megismételjük.



3. ábra: Egy lehetséges minta realizáció, $N < \infty$ és $V > 0$ esetén
 Fig. 3: A possible sample realisation for $N < \infty$ and $V > 0$

A minta fogalma és néhány tulajdonsága egy példa tükrében

A statisztikai minta az X valószínűségi változóra vonatkozó véges számú független megfigyelés eredménye $X = (X_1, X_2, \dots, X_n)$, ahol X_1, X_2, \dots, X_n egymástól független, azonos eloszlású valószínűségi változók. A minta elemeinek eloszlása megegyezik a sokaság eloszlásával és a mintaelemek várható értéke $E(X_i) = m$ és szórása $D(X_i) = \sigma$ ahol $i = 1, 2, \dots, n$.

A minta realizációja a megfigyelések számszerűsített értékei (x_1, x_2, \dots, x_n) , ha egy konkrét mintavételnél $X_1 = x_1, X_2 = x_2, \dots, X_n = x_n$ adódik.

Ez a megfogalmazás nehezen érthető, különösen nem matematikusok számára. Induljunk ki ezért egy másfajta megközelítésből.

A gyakorlatban szinte megoldhatatlan anyagi nehézségekbe ütközik olyan nagy elemszámú minta előállítás, ami be tudja tölteni a vizsgált sokaság szerepét. Ezért a minta fogalmának tisztázására egyfajta közelítést alkalmaztunk. A Jósua-patak vizéből (MAUCHA 1998) 1981.01.05 és 1983.12.26 között 200 alkalommal vett vízminta 16 vízkémiai paraméterét vizsgálták meg, mérték továbbá a patak vízhozamát és hőmérsékletét. Ezekből három paramétert választottunk ki: vezetőképességet, pH-t, kalciumot, amelyek a statisztikai modellben valószínűségi változók.

A mérési eredményeket rendre statisztikai sokaság elemeinek tekintjük. Jelen esetben az elemszám 197, 167 és 189 volt. Ezt elég nagyoknak tartjuk ahhoz, hogy sokaságként tekintsük és felhasználjuk a tárgyalt statisztikai fogalmak szemléltetésére anélkül, hogy a matematikai elmélet követelményei jelentősen sérülnének.

Mivel a valóságban véges sokaságot kaptunk meghatározhatóvá váltak a valószínűségi változók várható értékei és szórásai. Ezt az *I. táblázat* mutatja be.

I. táblázat
Table I.

A sokaság paraméterei
The parameters of the manifold

<i>Változók</i>	<i>Mintaszám [db]</i>	<i>Átlag [mg/kg]</i>	<i>Szórás [mg/kg]</i>	<i>Relatív szórás</i>
Vezetőképesség	197	530,4	37,85	0,07
Ph	167	7	0,14	0,02
Ca	189	111	9,51	0,09

A vezetőképesség, pH és kalcium sokaságaiból annak bemutatására, hogy a minta elemei valószínűségi változók, véletlenszerűen 10, 30 és 100 elemű mintát vettünk, 1000 - szer. A *II. táblázat* vezetőképességre vonatkozó minta realizációiból mutat be részleteket. Jól követhető, hogy a 30 elemű minták realizációi mintáról mintára változnak.

II. táblázat
Table II.

A minták realizációi
Realisations of conductivity-samples

<i>Vezetőképesség</i>	<i>Minta realizáció</i>						
	X_1	X_2	X_3	X_4	...	X_{29}	X_{30}
1. minta	581	521	531	508	...	560	566
2. minta	465	564	526	543	...	516	576
.							
.							
1000. minta	511	542	478	516	...	558	507

A *II. táblázat* mintáiból alapstatisztikák számíthatók, amelyek közül az egyik legfontosabb, a mintaátlag kerül bemutatásra a *III. táblázatban*. A táblázatot két további valószínűségi változóval bővítettük, a pH-val és a kalciummal. A táblázat adatai szemléletesen láttatják azt az állítást, hogy a mintaátlag is valószínűségi változó, mintáról mintára változik és értékei szóródnak a sokasági átlag körül (*I. táblázat*).

III. táblázat
Table III.

A mintaátlagok realizációi
Realisations of the sample means

Minták	Mintaátlag		
	Vezetőképesség	pH	Ca
1. minta	538,63	7,163	110,57
2. minta	526,73	7,161	108,90
.			
.			
1000. minta	542,26	7,141	111,47

IV. táblázat
Table IV.

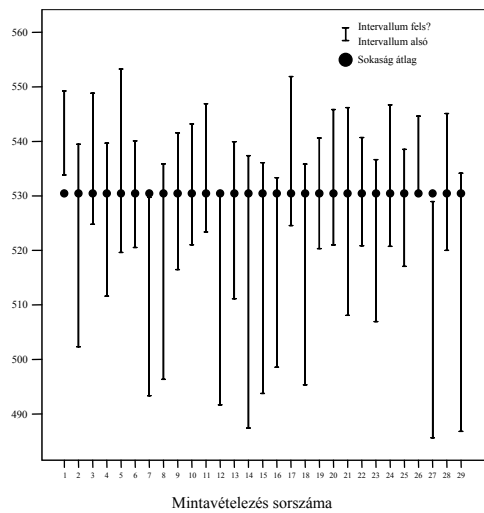
A mintaátlagok átlagai és standard hibái
Averages and standard errors of the sample means

Valószínűségi változó- mintarealizáció	Mitavételezés száma	Átlagok átlaga	Átlagok standard hibája
Vezetőképesség-10	1000	530,85	11,79
Vezetőképesség-30	1000	530,42	5,3
Vezetőképesség-100	1000	530,35	3,8
pH-10	1000	7,158	0,047
pH-30	1000	7,159	0,021
pH-100	1000	7,160	0,014
Ca-10	1000	110,87	2,940
Ca-30	1000	110,77	1,327
Ca-100	1000	110,81	0,912

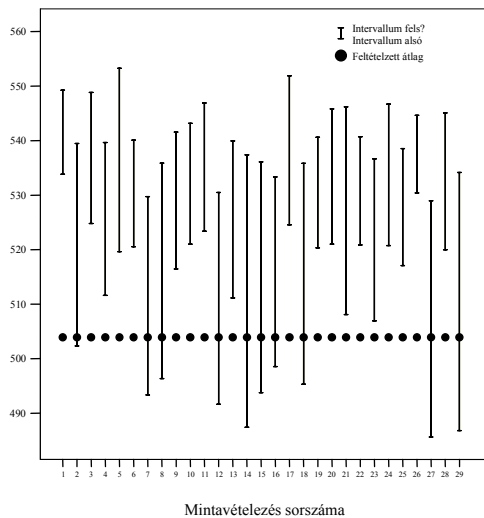
Természetesen az összes lehetséges mintaátlag átlaga adja a sokasági átlagot, azaz a várható értéket (m). Ez a tulajdonság a becslés torzítatlanságát jelenti: $E(\bar{X}) = m$

Ezt az elméleti megállapítást csak akkor lehetne bemutatni, ha az összes lehetséges mintaátlagot figyelembe vennénk. Ez azonban nehézségekbe ütközik, mivel például a vezetőképesség esetében az általunk sokaságnak tekintett 197 mintaelemből, $1,90 \cdot 10^{47}$ módon lehet 30 elemű mintát kiválasztani. Más szavakkal: ennyi féle 30 elemű minta realizációt vagyunk képesek ebből a sokaságból előállítani és következésképpen ennyi különböző átlagot (100 elemű minta kiválasztására $1,11 \cdot 10^{58}$ lehetőség van.). Ennek teljesítése gyakorlatilag lehetetlen. Ezért csak annak bemutatására lehet vállalkozni, hogy példánkon mutassuk be: a mintaátlag jól közelíti a sokasági

átlagot és hibája csökken a minta elemszámának növelésével. Ezt a következőképpen valósítottuk meg. A sokaságokból 10, 30, 100 elemű mintákat vettünk, szintén 1000-szer. Kiszámítottuk a mintaátlagok átlagát és rendre az átlagok hibáit. Az eredményekből néhányat a *IV. táblázat* tartalmaz. Az adatok a gyakorlatban is meggyőznek a fenti állításunkról.



4. ábra: Konfidencia intervallum és elsőfajú hiba
 Fig. 4: Confidence intervall and type I error



5. ábra: Konfidencia intervallum és másodfajú hiba
 Fig. 5: Confidence intervall and type II error

A *III. táblázatban* megadtuk az összes mért érték átlagát. Tekintsük ezt a változók várható értékének. A gyakorlatban a várható érték nem ismert. Ha erről az értékről van egy sejtésünk, ezt az úgynevezett t-statisztikai próbával tesztelhetjük. Feltételezzük, hogy a vezetőképesség paraméter normális eloszlású. Esetünkben a sokaság átlaga 530,4 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) volt. Arról döntünk, hogy ez az érték elfogadható-e a sokaság átlagának. 1000 véletlenszerűen kiválasztott 30 elemű minta alapján 95%-os megbízhatósági szintű konfidencia intervallumokat konstruálunk a sokaság átlagára. Ez azt jelenti, hogy az esetek 95%-ban tartalmazzák ezt. A *4. ábra* bemutatja a sokaság átlagát és 30 konfidencia intervallum véletlen elhelyezkedését, továbbá szemlélteti, hogy néhány intervallum nem tartalmazza a sokasági átlagot. Szoros kapcsolat van a hipotézis vizsgálat és a konfidencia intervallum között. Mi döntésünket a gyakorlatban mindig csak egy minta alapján hozzuk meg. Ha például az ábrán levő egyes sorszámú minta alapján döntünk, akkor elutasítjuk azt a feltevést, hogy a sokasági átlag 530,4($\mu\text{S}/\text{cm}$), holott ez igaz. Ebben az esetben elsőfajú hibát követünk el.

A valódi átlagot módosítottuk 5%-al. Így arról szeretnénk dönteni, hogy az átlagos vezetőképesség 503,9 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) elfogadható-e sokasági átlagának. Az *5. ábra* szemlélteti, hogy több intervallum tartalmazza ezt az értéket. Ha ezen intervallumok egyike alapján hozzuk meg döntésünket, akkor előfordulhat, hogy elfogadjuk sokasági átlagként az 503,9($\mu\text{S}/\text{cm}$) értéket, ebben az esetben másodfajú hibát követünk el, mert elfogadunk egy olyan feltevést, ami nem igaz (*DÉVÉNYI – GULYÁS 1988*).

Összefoglalás

Az adatelemző módszerek alkalmazási lehetőségeit egy „négydimenziós” modellen mutattuk be. Egy karsztos terület patakjának elemzési eredményeinek felhasználásával szemléltettük a mintát, annak néhány tulajdonságát. Definiáljuk a mintát úgy, hogy ez a meghatározás mind elméleti, mind gyakorlati szempontból kielégítő legyen. A következő meghatározást javasoljuk. A gyakorlati élet mintának nevezi valamely vizsgált jelenség adott paraméterének x, y, z, t koordinátákhöz, vagy azok intervallumához köthető, in situ mért, elemzett, vagy az előbbiekből számított értékét. A gyakorlati értelemben vett minta, a matematikai minta egy elemének felel meg, azzal a különbséggel, hogy vonatkoztatási térfogata nagyobb, mint nulla.

IRODALOM

- DÉVÉNYI D. – GULYÁS O.* (1988): Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában, - Tankönyvkiadó, Budapest
- DRYDEN, I. L. – MÁRKUS L. – TAYLOR C. C. – KOVÁCS J.*(2005): Non-stacionary spatio-temporal analysis of karst water levels, - Applied Statics Vol. 54, Part 3, p. 1-18.
- J. KOVÁCS – L. MÁRKUS - G. HALUPKA* (2004): Dynamic Factor Analysis for Quantifying Aquifer Vulnerability, - Acta Geol. Hung. Vol. 47, p. 1-17.
- KOVÁCS B. – SZANYI J.* (2005): Hidrodinamikai és transzportmodellezés II., - Miskolci Egyetem Szegedi Egyetem és Gáma–Geo Kft, Szeged
- MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai (1958-1993), - A VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete, Kézirat
- LORBERER Á.* (szerkesztő, 1978-2001): A Dunántúli-középhegység éves karsztvízszint-állapottérképe, M= 1:200 000, - VITUKI, Budapest

PERIÓDUS VIZSGÁLAT: ALKALMAZÁSI FELTÉTELEK ÉS NEHÉZSÉGEK

**KOVÁCS JÓZSEF¹ – KOVÁCSNÉ SZÉKELY ILONA² –
KÖNCZÖL ANDRÁS³**

¹ELTE, Földrajz- és Földtudományi Intézet, 1116 Budapest PázmányPéter sétány1/C, kevesolt@geology.elte.hu

²BGF, KVIFK, Módszertani Intézet, 1054 Budapest, Alkotmány u. 9-11, iszekely@geology.elte.hu

³REPÉT Környezetvédelmi Kft., 1118 Budapest, Brassó út 169-179. G. ép., repet.metallo@t-online.hu

Abstract: At present stage there are certain methods for time period estimation which can also be applied for time series sampled in a non equidistance manner. With the help of these methods one can estimate at a certain significance level the time period of the given time series. If the time series is not stationary, it is useful to remove different trends. Then, one should consider those results which are not depending on the removal of trends and which give the same result.

Bevezetés

Számos természeti folyamat periodikus tulajdonságokat mutat. A periódus idő becslésére több módszer ismert. Ezek közül a legegyszerűbbek szubjektív elemeket is hordoznak, mivel mozgóátlagolással történő simítás után a vizsgált paraméter vizuális megjelenítése alapján becsülhető a periódus idő (*REIMANN–V. NAGY* 1984). Vannak objektív módszerek is, ezek régóta ismertek és folyamatosan javulnak. Az új eljárások két irányban javítottak az eddigi alkalmazási lehetőségeken. Egyrészt, a szubjektív elemeket háttérbe szorították, másrészt mivel nem minden esetben biztosítható az adott idősor azonos időközönkénti megfigyelése, olyan új eljárás is kidolgozásra került, ami ennek a szigorú feltételnek a létét nem követeli meg.

Egy modern periodogram becslési eljárás

Gyakran fellépő igény idősorok vizsgálata során, hogy milyen periodikus változások lehettek fel az adott folyamatban. A válasz spektrálemeléssel adható

meg. A spektrum fogalom Newtonnál jelent meg, amikor a fehér fényt színes alkotóelemeire bontotta. Egy periodikus determinisztikus függvény különböző frekvenciájú sinus-és cosinusfüggvények végtelen sok elemből álló lineáris kombinációjára bontható fel. A spektrálanalízis ennek a felbontásnak egy általánosítását kínálja sztochasztikus folyamatokra. (TUSNÁDY-ZIERMANN 1986) Gyakorlatban egy idősor spektrális összetevői az úgynevezett periodogrammal becsülhetők, amely szinte bármely statisztikai software-csomagban elérhető. A számítások elvégzéséhez szükséges feltétel, hogy a vizsgált folyamatról egyenletes időközönként rendelkezünk mérési adattal. Ezt a földtudományi szakterületen roppant nehéz biztosítani. Gondoljunk egy 50 éve folyamatosan, heti rendszerességgel ugyanazon a napon mért karsztvízszint idősorra. További nehézséget jelent a kapott eredmény kiértékelése. Ugyanis a kapott periodogram nem teszi lehetővé, hogy a periódus idő megállapítása mellé megbízhatósági szintet rendeljünk, mert a tradicionális teljesítménysűrűség becslések [power spectral density (psd), estimations] során kapott eredménynek nem határozható meg az eloszlása.

A közelmúltban kidolgozott Lomb-Scargle periodogram (LOMB 1976, PRESS 1992), olyan psd becslő eljárás, amelynek teljesítményértékeihez egzakt módon megadható az eloszlás típusa, így konfidencia intervallum is számítható, továbbá pontosan megadható az is, hogy mely periódusok jelentősek a vizsgált idősorban egy adott szignifikancia szinten.

Periodogram becslést a Diszkrét Fourier Transzformációra (DFT):

$$DFT(\omega) = \sum_{n=1}^N x(t_n) e^{-i\omega t_n}$$

alapozva is lehet definiálni, de a kapott periodogram nem invariáns az időbeli eltolással szemben. Ezért Lomb módosította a periodogram definícióját a következő módon:

$$P_N(\omega) \equiv \frac{1}{2\delta^2} \left[\frac{\left[\sum_j (y_j - \bar{y}) \cos \omega_i (t_j - \tau_i) \right]^2}{\sum_j \cos^2 \omega_i (t_j - \tau_i)} + \frac{\left[\sum_j (y_j - \bar{y}) \sin \omega_i (t_j - \tau_i) \right]^2}{\sum_j \sin^2 \omega_i (t_j - \tau_i)} \right]$$

ahol az átlag és variancia a szokásos módon kerül kiszámolásra:

$$\bar{y} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i$$

$$\delta^2 \equiv \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2$$

és az i -edik szögfrekvencia érték: $\omega_i = 2\pi f_i$. A τ_i konstans a következő módon számítható:

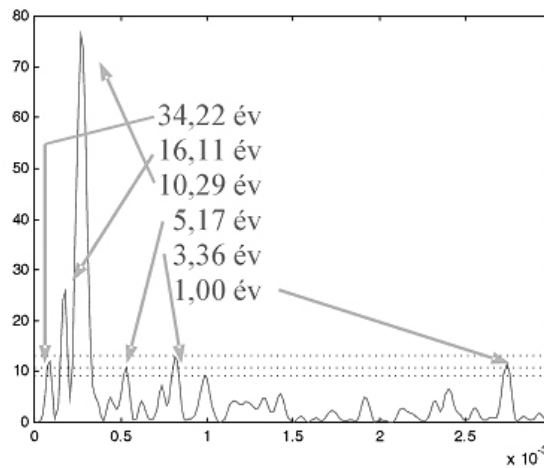
$$\tau_i \equiv \frac{1}{2\omega_i} \arctan \left[\frac{\sum_j \sin 2\omega_i t_j}{\sum_j \cos 2\omega_i t_j} \right]$$

A Lomb-Scargle periodogram számítása ekvivalens az ω szögfrekvenciájú szinusz jel — legkisebb négyzetek elvével történő — illesztésével. A számításokhoz PRESS et al. (1992) gyors algoritmusát használtuk. A Lomb-Scargle eljárásnak további előnye, hogy a nullhipotézisnek megfelelő eloszlás egzakt módon megadható, így konfidencia intervallum adható meg a teljesítmény értékekhez.

$$\text{Prob}(P_N > z) = 1 - (1 - e^{-z})^M$$

azaz a P_N teljesítmény exponenciális eloszlásból származtatható. A független frekvencia összetevők száma (M), jó közelítéssel megegyezik az adatok számával (N).

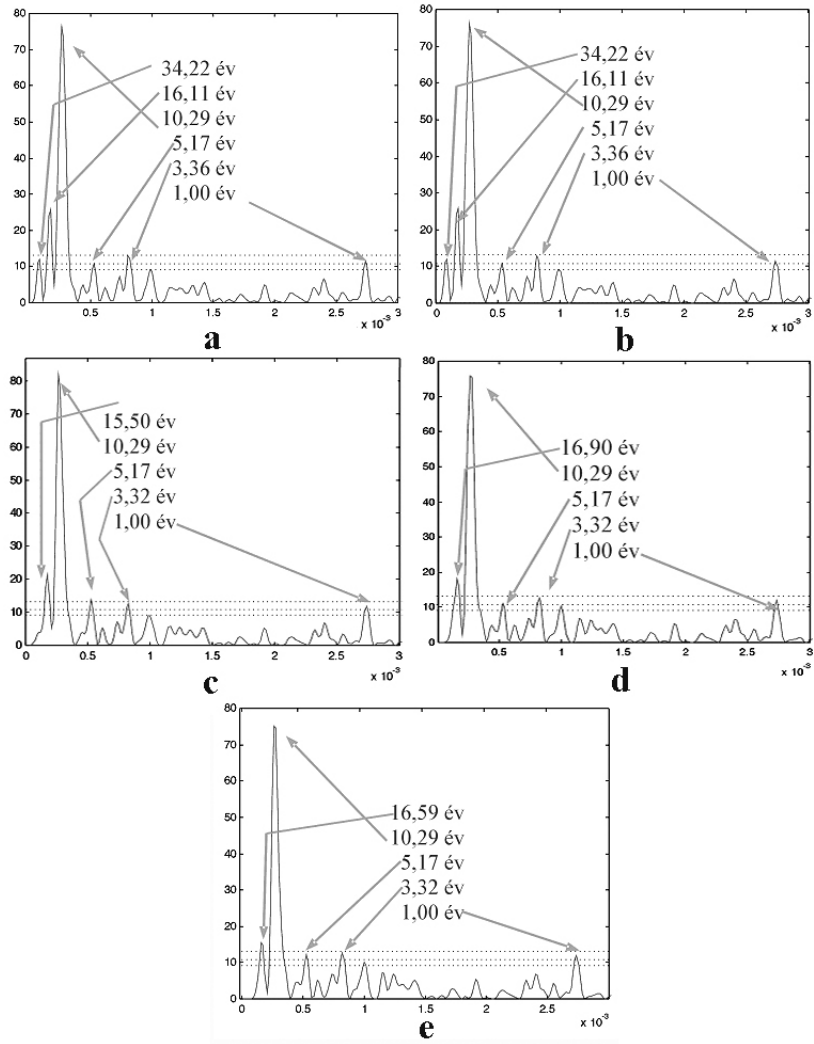
Példák a karsztvízszint idősorok periódusainak vizsgálatára



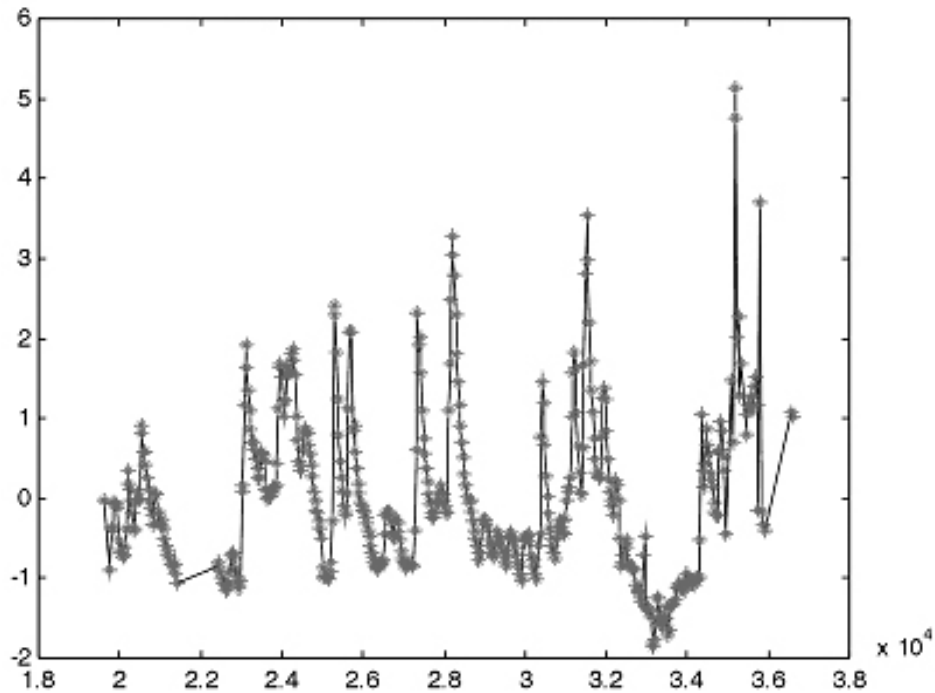
I. ábra: Periodogram trendfüggvény illesztése nélkül
 Fig. 1: Periodogram after the removal of the first order trend, calculated on its residual

A Dunántúli-középhegységben, a Balatonfelvidéken elhelyezkedő Balatonfüred-1 megfigyelő kútban 1953.09.-2000.04. között mérték a karsztvízszintet. A Lomb-Scargle módszerével elvégzett periódusvizsgálatok eredményeit az *I, 2.a,b,c,d,e. ábrák* mutatják be. A vízszintes tengelyeken az egyes csúcsokhoz tartozó frekvencia határozható meg. Azokat az értékeket kell figyelembe venni, amelyek a felhasználó által megszabott szignifikancia szint felett vannak. A mintavételezési gyakoriságot természetesen figyelembe kell venni a periódusidő kiszámításánál. Az ábrákon három féle (5%, 2%, 1%) szignifikancia szint mellett a feltüntetett periódusidők fogadhatók el. Mindegyik periódus becslés ugyanarra az idősorra készült. A különbség annyi, hogy a mért időszori realizáció nem stacionárius, trendet tartalmaz, aminek eltávolítása különböző fokszámú polinomokkal történt. Az így kapott maradékokra különböző periódus értékek becsülhetők. Amint látható, az 1; 3,36; 5,17 és 10,29 év periódus idejű folyamatok mindegyik esetben megtalálhatók voltak, míg a hosszabb periódus idők az illesztett polinom fokszámának növelésével módosultak illetve eltűntek.

Az eredmény kapcsán több kérdés is felmerül. Az első, hogy miért kell trendet levenni? A választ az adja meg, hogy a trend jelenlétét a periódus számítás nagy hullámhosszú folyamatként érzékeli, ebből következően – szélsőséges esetben - becsülhető olyan periódus hossz, ami nagyobb, mint a realizáció hossza (példaként lásd *I. táblázat* adatait)! Esetünkben a 34,2 év ilyennek tekinthető. Az idősoros vizsgálatokkal foglalkozó matematikai irodalom éppen ezért azokat a periódus időket tartja elfogadhatónak, amelyek a körülbelül ötször *“beleférnek”* a megfigyelési idő tartományába. Ez hidrogeológiai szakterületen, a hosszú periódusok meghatározásánál szinte teljesíthetetlen feladat. Egy 11 éves periódus megbízható kimutatásához ebben az esetben már legalább 55 évre lenne szükség. Ezért esetünkben ezt a szigorú feltételt nehéz, vagy esetek túlnyomó részében lehetetlen betartani.

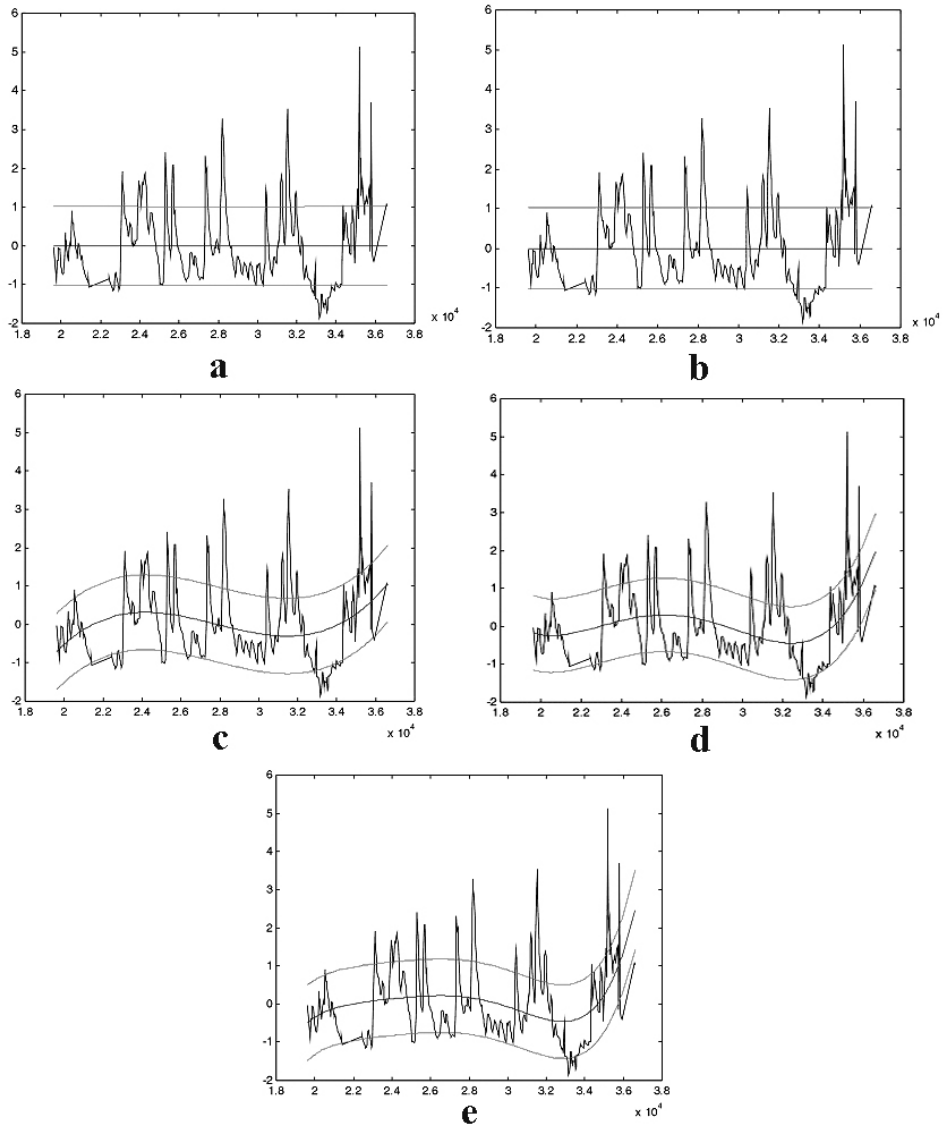


2. ábra: Periodogram a. I. fokú-, b. II. fokú-, c. III. fokú-, d. IV. fokú-, e. V. fokú trend maradékaira
 Fig. 2: Periodogram calculated on the residual of the a. first order- b. second order-, c. third order-, d. fourth order-, e. fifth order trend

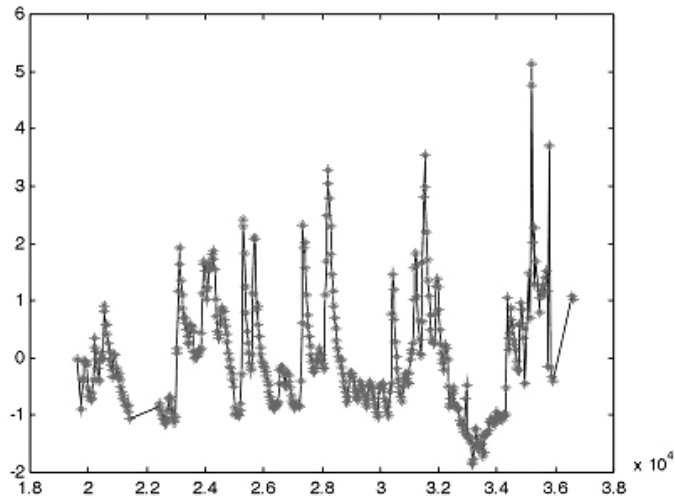


3. ábra: A mért vízszint adatok
 Fig. 3: The measured water levels

A második kérdés, hogy hányad fokú trendet kell eltávolítani? Az a tapasztalat, hogy a trend levétele nyomán némely periódusok eltűnnek, és újak jönnek „elő”. Ahhoz hogy mi is történik, tekintsük meg a 3, 4a,b,c,d,e, 5, 6.a,b,c,d,e. ábrsorozatot. A 3. ábra mutatja be, csillaggal jelölve, a mért értékek normált értékeit. (Ez a transzformáció a vizsgálatok helyességét nem érinti, viszont segít különböző nagyságrendű értékek egy skálára hozásában, ezért összehasonlítható ábrák készíthetők. A későbbiekben ezeket mint mért értékeket említjük.) A továbbiakban, a 4.a,b,c,d,e. ábrákon láthatóak azok a polinomiális trendek amelyeket a mért adatok értékeire illesztettünk az általunk választott 95% – os megbízhatósági szint mellett. A 5, 6.a,b,c,d,e. ábrák a maradékokat – az illesztett trendek és a mért értékek különbségeit – tüntetik fel.



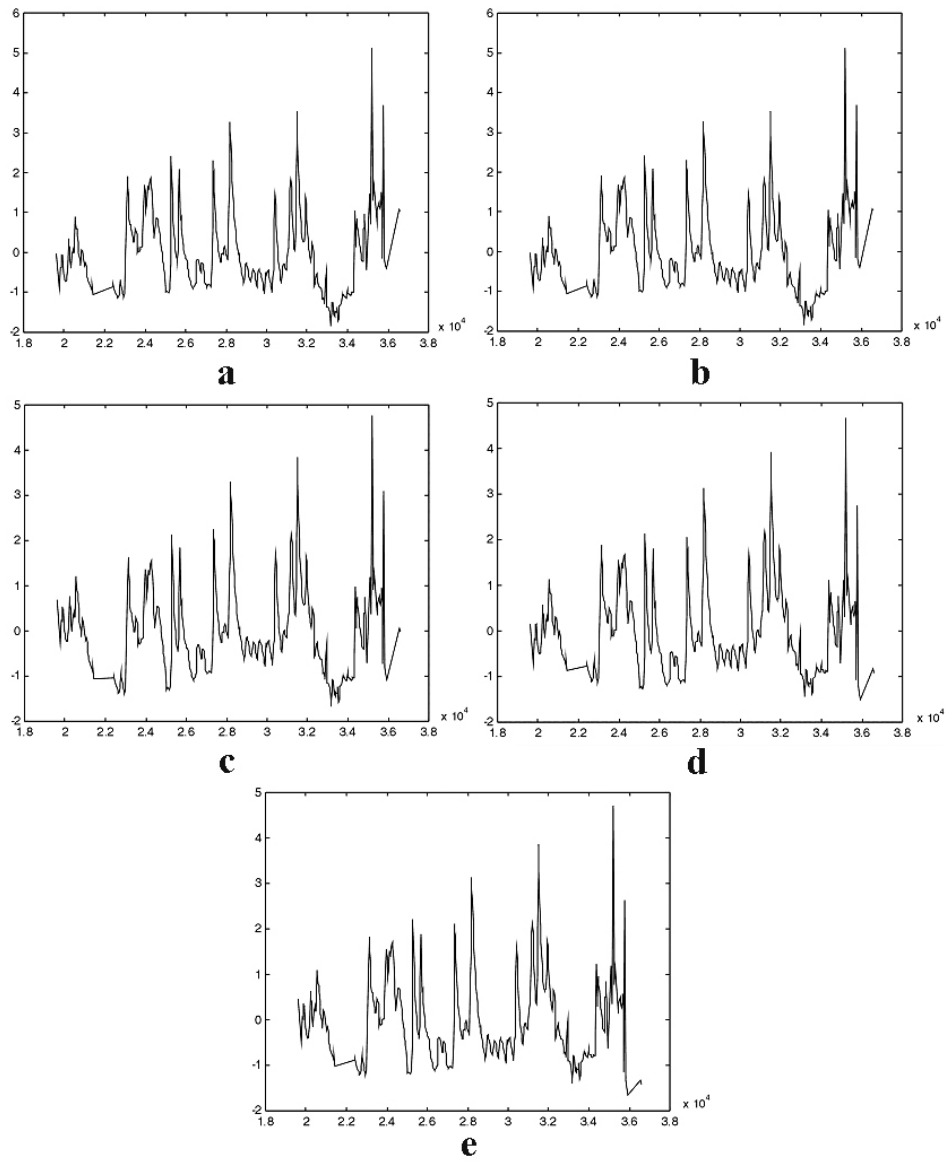
4. ábra: a. I. fokú-, b. II. fokú-, c. III. fokú-, d. IV. fokú-, e. V. fokú illesztett trend és a 95%-os konfidencia sávja
 Fig. 4: Estimated a. first order-, b. second order-, c. third order-, d. fourth order-, e. fifth order trend and its 95% confidence band



5. ábra: A mért vízszint adatok
Fig. 5: The measured water levels

A Balatonfüred-1. kút hidrográfja esetén az I. és II. illetve a III. – V. fokú trendek nem hoztak lényegesen különböző eredményeket. Egy olyan idősor esetén, ahol a nagymértékű változások, például folyamatos vízszint süllyedés tapasztalható a trend eltávolítása nyomán olyan periódusok válnak jelentőssé, amelyek a mért realizációban szinte észrevehetetlenek voltak. Ebből következik, hogy jelentős eltérések lehetnek a periódus idő becslésében. Erre mutat példát az 1964-2000 között mért Solymár-88 kút *I. táblázat*. Szemléletesen látható, hogy a trend miatt nagyobb a becsült periódus idő a mért adatokra, mint a mintavételezési idő tartománya. Az is látható, hogy a polinomiális trend fokszámának növelésével képzett maradékoknál a nagy periódus időket kivettük a jelből, így azok fokozatosan tűnnek el.

Felmerül a kérdés: hányad fokú trend levétele indokolt ahhoz, hogy a periódus idő becslése a lehető legjobban tükrözze a valóságot? Ennek megválaszolására egyetlen lehetőséget látunk. Statisztikailag elegendően nagy számú idősor esetén, el kell végezni a periódus idő becslését, különböző fokú trend függvények esetére. A meghatározásra került szignifikáns periódusok közül azok tekinthetők a valósághoz a legközelebb állóknak, amelyek a leghasonlóbb eredményt adják a trendeltávolítások függvényében. Természetesen ez a módszer csak akkor alkalmazható, egyrészt ha van kellő számú idősor a területről, másrészt mindegyik ugyanarról a jelenségről hordoz információt.



6. ábra: a. I. fokú-, b. II. fokú-, c. III. fokú-, d. IV. fokú-, e. V. fokú trend levétel utáni maradék
 Fig. 6: Residual of a. first order- b. second order-, c. third order-, d. fourth order-, e. fifth order trend after its removal

I. táblázat

Table I.

Különböző fokú trendfüggvények alkalmazása esetén becsült periódus idők, a Solymár-88 karsztvízszint megfigyelő kút idősorára

Estimated time periods by the application of different order trends. The time series were supplied by the Solymár-88 karst water level observation

<i>Polinomiális trend foka</i>	<i>A maradék adatokra becsült periódus [év]</i>
0. fokú trend	49,78
	18,08
1. fokú trend	19,56
	11,16
2. fokú trend	20,74
	11,16
	8,53
3. fokú trend	20,69
	11,15
	8,37
4. fokú trend	14,49
	7,94
	6,08
	5,18
	3,92
5. fokú trend	13,36
	8,30
	6,04
	5,18
6. fokú trend	3,86
	11,16
	7,63
	5,80
	4,42
	3,82

Összefoglalás

Napjainkban vannak olyan periódus becslő eljárások, amelyek időben nem egyenközűen mintavételezett idősorokra is alkalmazhatóak és segítségével adott valószínűségi szinten becsülhető az adott folyamat periódus ideje. Abban az esetben, ha az idősor nem stacionárius, célszerű többféle trendet eltávolítani, majd azokat az eredményeket kell figyelembe venni, amelyek a trendlevételtől függetlenek és ugyanazokat az eredményeket adják. Fontos megjegyezni, hogy a periódusok és a trendek megállapítása a múlt időszakokra érvényesek. Az eredményekből a jövőre vonatkozóan csak akkor vonhatunk le következtetéseket, ha az idősort befolyásoló tényezők fennállnak.

IRODALOM

LOMB, N.R. (1976): Least squares frequency analysis of unevenly spaced data - *Astronomical and Space Science*. 39., p. 447-462.

PRESS, W.H. – TEUKOLSKY, S.A. – VETTERLING, W.T. – FLANNERY, B.P. (2002): *Numerical recipes in C: The art of scientific computing*, Cambridge University Press, 1032 p.

REIMANN J. – V. NAGY I. (1984): *Hidrológiai statisztika*, Tankönyvkiadó, Budapest, 518 p.

TUSNÁDY G. – ZIERMANN M. (1986): *Idősorok analízise*, - Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 340 p.

FIATAL KARSZTOS KÖZETEK ^{14}C TARTALMÁNAK MÉRÉSE ÉS ÉRTELMEZÉSE

MOLNÁR MIHÁLY¹-DEZSŐ ZOLTÁN²-
FUTÓ ISTVÁN¹- RINYU LÁSZLÓ¹- SVINGOR ÉVA¹

¹MTA Atommagkutató Intézete, Környezetanalitikai Laboratórium
4026 Debrecen, Bem tér 18/c mmol@atomki.hu

²Debreceni Egyetem - ATOMKI Közös Környezetfizikai Tanszék
4026 Debrecen, Bem tér 18/c

Abstract: Radiocarbon content of four different young stalagmites from Baradla cave, Aggtelek (Hungary) was measured in the Laboratory of Environmental Studies at the Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences. Samples were formed on artificial surfaces between 1991 and 2004. Using ^{14}C data of the young stalagmites and that of the atmospheric CO_2 in this period, dead carbon portion (dcp) has been calculated for each sample. Typical dcp values were between 5 and 7% for three samples. The outlier fourth result showed that if the dissolved carbonate had to seep through a long way in a karstic system before reaching the cave and in this period the radiocarbon concentration of the atmosphere is significantly changing, then comparison of the ^{14}C content of a stalagmite and the atmosphere at the time of its formation is not realistic.

Bevezetés

A hazai karsztkutatás, különös tekintettel a cseppkövek vizsgálatára ezidáig nemigen használta ki a ^{14}C módszer adta lehetőségeket, annak ellenére, hogy a mérésekre hazai lehetőség is adott. A cseppkövek légköri eredetű karbonáttartalma lehetőséget biztosít a fejlődési folyamatok radiokarbonos kormeghatározással történő felderítésére. Természetes időfüggő mikro-szerkezetüket a ^{14}C -es kormeghatározási módszer igen jól felderítheti és elhelyezheti a naptári időskálán. A radiokarbon 5730 éves felezési ideje ideális lehetőséget biztosít akár több tízezer éves léptékű vizsgálatokra is (MOLNÁR *et al.* 2004).

A felső légkörben keletkező radiokarbon gyorsan oxidálódik szén-dioxiddá, és folyamatosan "nyomjelzi" a légköri szén-dioxidot, melynek stabilizálódott fajlagos aktivitása 14,1 bomlás/min/gC (DAMON 1978). A légköri szén beépülésével formálódó képződmények létrejöttékor azok szénének fajlagos radioaktivitása folyamatosan követi az atmoszférikus szén fajlagos radiokarbon aktivitását. Ekkor széntartalmukat radiokarbon tartalom szempontjából modernnek nevezzük.

Karsztrendszerekben a vízből kiváló karbonátok széntartalmának csak egy része származik a légkörből, illetve a beszivárgás helyén a talaj

felső rétegének talajgázából beoldott modern széndioxidból. A karsztvíz, melyből kiválik a karbonátos kőzet, a karsztrendszeren áthaladva a modern széndioxid mellé beoldhat kisebb-nagyobb mennyiségben karbonátot az idős mészkő alapkőzetből is, mely mérhető mennyiségű ^{14}C -et nem tartalmaz, azaz szene inaktívnak tekinthető.

A karbonátos kiválások inaktív mészkő beoldódása miatti százalékos inaktívszén-tartalmát, azaz a dcp-jét (dead carbon percent) a következő formula szerint adják meg:

$$dcp = \left(1 - \frac{a^{14}\text{C}_{csk}}{a^{14}\text{C}_{lev}} \right) \cdot 100 \text{ \%},$$

ahol $a^{14}\text{C}_{csk}$ a cseppkő karbonátjának fajlagos radiokarbon aktivitása, az $a^{14}\text{C}_{lev}$ pedig a légköri modern széndioxid fajlagos radiokarbon aktivitása a cseppkőkiválás idején.

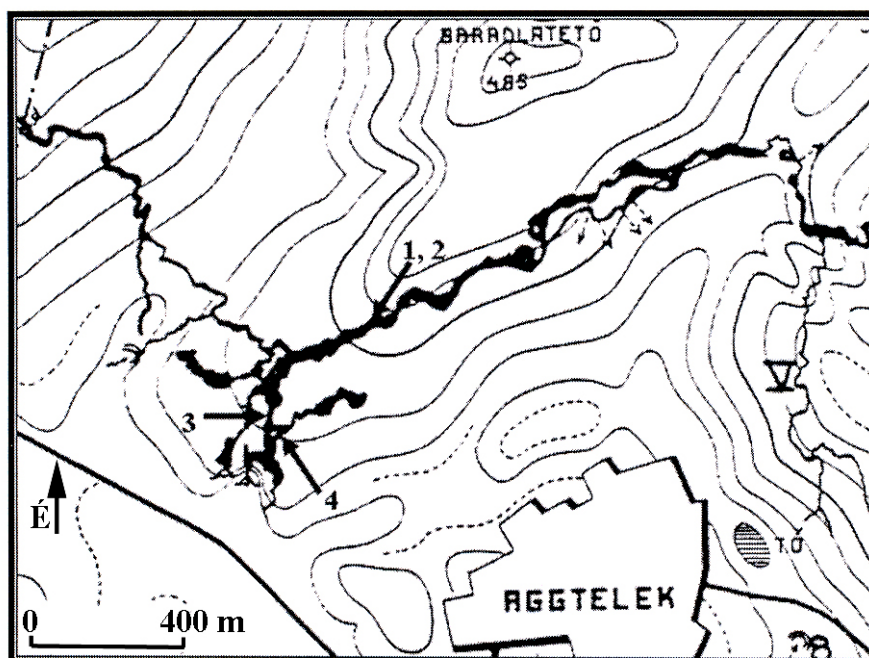
Az dcp meghatározására közvetlenül is lehetőség van, olyan karbonátos kiválások korának radiokarbonos mérésével, melyek kora más módon ismerté vált. Ebben az esetben a mért radiokarbonkor és a minta valódi kora közötti különbségből kiszámítható a minta szenére az a kezdeti fajlagos ^{14}C deficit, amit az inaktív szén beépülése okozott. Más abszolút kormeghatározási módszerrel kombinálva (U/Th módszer) az egyes területekre vonatkozó inaktívszén-tartalom (dcp) mérések eredményei azonban messze túlmutatnak a pusztá ^{14}C -korrekciós felhasználáson, mivel alapvető információt hordoznak az adott karsztrendszer széndinamikájáról, illetve hosszabb időskálát tekintve a helyi klimatikus változásokról is (VOGEL et al. 1997, GENTY et al. 1999, GENTY et al. 2001).

Megállapítható továbbá, hogy a dcp becslése a minta szén stabilizótóp-arányának mérése ($\delta^{13}\text{C}$) alapján csak nagy bizonytalansággal végezhető el. Az egy-egy karsztrendszerre megállapított jellemző inaktívszén-tartalom hosszabb időszakokra vonatkozó állandóságának kérdése alapvető abban az esetben, ha a radiokarbonos módszert önmagában használjuk mint abszolút kormeghatározási módszert a karszt kutatásban (GENTY et al. 1999).

Az idős cseppkövek alternatív módszerrel való datálása mellett egy további lehetséges módszer a dpc meghatározására – melyet ebben a munkában mi is választottunk – olyan fiatal (néhány éves, vagy évtizedes) cseppkövek ^{14}C tartalmának mérése, melynek kora fiatalságuk miatt egyértelműen ismert. Ez esetben a kor hibája elenyésző (max. néhány év), továbbá a dcp számításához a légköri szén fajlagos ^{14}C aktivitásának alakulása az elmúlt néhány évtizedre igen jól ismert (LEVIN et al. 2004).

Mintavétel

A fiatal, ismert korú cseppkövek gyűjtésére olyan hely lehet leginkább alkalmas, ahol nemrégiben beépített műtárgyak találhatóak, s ezeken már megindult a cseppkövek fejlődése. A Baradla-barlang aggteleki oldalán a kiépített szakasz jelentős rekonstrukción esett át a 80-as évek végén, egyebek mellett új járdák is készültek a teljes túraútvonalon. Az 1991-re befejezett felújítás óta eltelt másfél évtized alatt a forgalomnak kevésbé kitett részekén számos helyen kezdődött meg új képződmények növekedése. Az esetenként a cm-es vastagságot is elérő cseppkőkéreg elegendő anyagot szolgáltat a dcp vizsgálatához.



1. ábra. A kiválasztott cseppkő-mintavételi helyek a Baradla-barlang kiépített szakaszán.
Fig. 1: Location of sampling points in the Baradla cave.

2004 áprilisában az ANPI engedélyével 4 helyről, összesen kb. 30 g anyagot gyűjtöttünk a képződmények radiokarbonszéntartalmának mérésére. Az egyenként kb. 15-20 cm² területű cseppkőkéregget vésővel pattintottuk le a járda betonjáról. Két esetben a kalcit csak gyengén „kötött” a betonhoz, így tiszta, további kezelést nem igénylő mintákhoz jutottunk. A másik két mintavételi helyen – valószínűleg a beton nagyobb porozitása miatt – a kalcit

belenőtt a betonba, ezért az innen vett anyagot a laboratóriumban aprólékos munkával utólag kellett minél jobban megszabadítani a cementes kéregtől.

A továbbiakban 1. és 2. sorszámmal jelzett minták a Kéregető kol-dus, ill. a Nádor-oszlopa közeléből származnak. Az előbbit a járda szegélyé-ről, az utóbbit magáról a járdáról gyűjtöttük. Itt a felszín tengerszint feletti magassága 400 m körüli, így a kőzet vastagsága a csepegés helyén 80 m-re tehető. A 3. és 4. számú mintákat az előbbiektől távolról, a Fekete-terembe, ill. a Róka-ágba vezető járdákról gyűjtöttük. E helyen a kőzetvastagságot a felszínig 56 m-nek becsültük. A mintavételi helyek barlangi elhelyezkedé-sét, továbbá a felszíni környezetet sematikusan az *1. ábrán* mutatjuk be.

Előkészítés és mérés

A minták előkészítése nagy tisztaságú széndioxid gáz előállítását jelentette a minta széntartalmából. Karbonátos minták esetén ez a folyamat mechanikus tisztítást és aprítást követően foszforsav 75 %-os vizes oldatával történő karbonát-feltárás az MTA Atommagkutató Intézetében erre a célra kialakí-tott feltáró rendszerben.

A fiatal cseppkőminták gyakran csak a járda betonjának egy-egy kis darabjával együtt voltak begyűjthetőek. A laboratóriumi előkészítés első lépése ezért a betontól való elválasztás volt. A cseppköveket óvatosan meg-törtük, s a tisztán levált betondarabokat eltávolítottuk. Az ilyen módon már jórészt csak cseppkővet tartalmazó zúzalékot használtuk fel a ^{14}C mérések-hez.

Mivel óhatatlanul is maradt némi beton-maradvány a cseppkődara-bokon, így a tiszta beton egy darabját vak mintaként szintén végig vittük a mérés folyamatán, a betonszennyezés hatásának kiszűrésére. A savas feltá-rást követően a fel nem tárodott maradványt visszamértük, így a beton-cseppkő arányt becsülni lehetett az egyes mintákban (*1. táblázat*).

1. táblázat
Table 1.

A Baradlában gyűjtött minták savas feltárásának adatai
Results of acidic pre-treatment of samples from Baradla

<i>Minta</i>	<i>Feltárt minta [g]</i>	<i>Keletkezett CO₂ [norm. L]</i>	<i>Feltárási maradék [g]</i>	<i>Maradék [%]</i>
cseppkő-1	5,28	0,84	0,86	16%
cseppkő-2	10,19	2,11	0,07	1%
cseppkő-3	2,95	0,55	0,08	3%
cseppkő-4	6,62	0,97	1,68	25%
beton	1,53	0,06	0,81	53%

A környezeti minták abszolút radiokarbon aktivitása nagyon kicsi, ezért nem abszolút értékben, hanem egy standardhoz viszonyítva szokás mérni és megadni azokat. A nemzetközileg elfogadott referencia érték a radiokarbon koradatokhoz az NBS oxálsav standard 1950. évi ^{14}C aktivitásának 95%-a ($\delta^{13}\text{C} = -19\%$ PDB értékre normalizálva). Bár az oxálsav ^{14}C aktivitása időben változik, a fenti definícióval megadott abszolút nemzetközi standard aktivitás változatlan (A_{ABS}). A minta mért aktivitását ehhez a standardhoz viszonyítjuk. Geológiai minták esetén a radiokarbon kor helyett, a minta aktivitásának (A_S) a nemzetközi standard aktivitásra vonatkozó százalékos értéket, a percent Modern-t (pM) szokás megadni.

$$pM = \frac{A_S}{A_{ABS}} * 100$$

Mivel a *dcp* definíciójában az aktivitásoknak csak az aránya szerepel, így számításánál az abszolút aktivitásuk helyett a cseppkő és a levegő szénének pM értékét, illetve azok arányát is használhatjuk (HERTELENDI 1990).

A mérések során minden mintának megmértük a $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) szén stabilizotóp-arány eltolódás értékét is egy Delta^{Plus}XP stabilizotóp tömegspektrométerrel (Thermo Finnigan). Azon túl, hogy a $\delta^{13}\text{C}$ korrekció része a radiokarbonmérésnek az izotópfrakcionáció mértéke információt szolgáltathat a karbonátos kiválás kialakulásának körülményeiről is.

Eredmények és értékelés

A cseppkőminták stabilizotóp arány és ^{14}C mérési eredményeit a II. táblázat tartalmazza. A beton referencia minta esetében a ^{14}C mérés elvégzésére nem volt lehetőség, mivel a feltárásából keletkezett rendkívül kevés szén-dioxid gáz nem volt elegendő ahhoz.

II. táblázat
Table II.

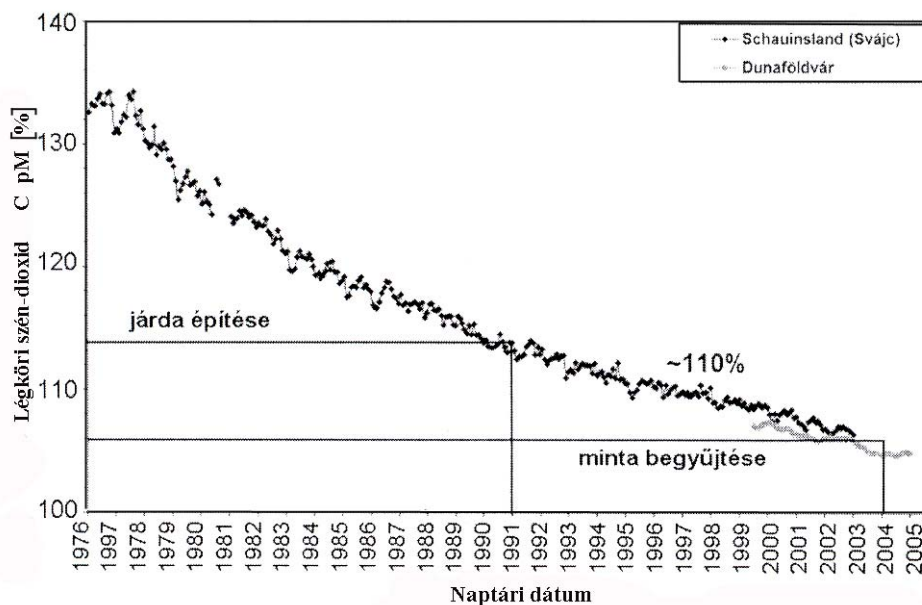
A cseppkő és beton minták ^{14}C és $\delta^{13}\text{C}$ mérésének eredményei.
 ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ results of measured samples.

Minta	$\delta^{13}\text{C}[\text{‰}]$ (PDB)	pM (%) (NBS)
cseppkő-1	$-9,5 \pm 0,2$	$104,2 \pm 1,0$
cseppkő-2	$-9,9 \pm 0,2$	$103,6 \pm 1,0$
cseppkő-3	$-6,2 \pm 0,2$	$106,9 \pm 1,0$
cseppkő-4	$-8,5 \pm 0,2$	$102,6 \pm 1,0$
beton	$-15,9 \pm 0,2$	n.a.

Megállapíthatjuk, hogy a négy egykorú cseppkőminta közül három esetében (cseppkő-1, -2 és -4) igen hasonló stabilizotóp arány és ^{14}C értéket kaptunk. Ez a körülmény alátámasztja az irodalomban közölt azon állítást, miszerint egy adott barlangra a $\delta^{13}\text{C}$ értéke általában nagyon hasonló érték a mintavétel helyétől függetlenül.

A cseppkő-3 minta eredménye igaz csak kissé, de a ^{14}C tartalma és a $\delta^{13}\text{C}$ értéke alapján is eltér a többitől. A mészkő alapkőzetre jellemző $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) érték 0 ‰, így a cseppkő-3 minta nullához közeli stabilizotóp arány értéke esetlegesen nagyobb inaktív-szén-tartalmat jelenthetne a másik három mintához képest. Ezzel szöges ellentétben áll viszont az a tény, hogy eközben a ^{14}C tartalom szempontjából ez a minta volt mind közül a legaktívabb, tehát az inaktív mészkő arányának ebben kellene a legkisebbnek lennie.

A $\delta^{13}\text{C}$ meghatározásához szükségünk van a területen a minták fejlődése alatt a légköri szén-dioxid ^{14}C tartalmára is. Mivel a járdát, amin a cseppkövek képződtek 1991-ben építették, a mintavétel pedig 2004-ben történt, így ennek az időszaknak a légköri szén-dioxidra vonatkozó ^{14}C pM adatait használtuk fel (2. ábra, LEVIN *et al.* 2004).



2. ábra. A légköri CO_2 fajlagos ^{14}C aktivitásának alakulása az elmúlt három évtizedben.
Fig. 2: Variation of ^{14}C in the atmospheric CO_2 during the last three decades.

Mint a svájci referencia adatokból látszik, az elmúlt három évtizedben a légköri szén-dioxid ^{14}C tartalma jelentős változást mutatott. A változás oka, az 1960-as években végrehajtott nagyszámú légköri nukleáris fegyver kísérlet utóhatása, azaz a légköri atombomba-csúcs eltűnése miatti erősen csökkenő ^{14}C szint. Az atombomba csúcsban megemelkedett légköri ^{14}C tartalomnak az atomcsend-egyezmények után az óceánokba történő kimosódása miatt kezdetben exponenciális, majd a 90-es évektől közelítőleg lineáris csökkenése volt megfigyelhető. A svájci Schauinsland légköri referencia állomáson mérhető és a magyarországi Dunaföldvár melletti referencia állomáson mért légköri ^{14}C adatok jó egyezést mutatnak, így a svájci adatokat használhatjuk az 1991-től 2003-ig, 2004-re pedig a dunaföldvári adatok kis módosítással lettek figyelembe véve. A Dunaföldvár melletti adatok kis mértékben ugyan, de szisztematikusan alatta maradnak a svájci természetes referencia szintnek. Ennek oka az, hogy a város környékén erőteljesebb fosszilis tüzelőanyag használat miatt hígul a légkör ^{14}C tartalma (*Suess-effektus*, *SUESS* 1955). A kismértékű hígulás kompenzálására a 2004-es évben Dunaföldváron mért adatoknál kissé magasabban állapítottuk meg a légköri szén-dioxid természetes ^{14}C tartalmát Magyarországra (lásd 2. ábra 2004. év).

Fentiek értelmében a légköri ^{14}C tartalom 1991-től (a járda építése) 2004-ig (a cseppkőminták begyűjtése) 114 % -ról 106 % pM-re csökkent, közel egyenletes ütemben. Feltételezve, hogy a cseppkövek közel állandó sebességgel növekedtek ebben az időszakban az átlagos légköri ^{14}C szintet tehát, 110% pM-nek tekinthetjük, a becslés bizonytalanságát pedig 1 % -nak vettük. Az egyes cseppkőmintákra számított százalékos inaktív-szén-tartalom (dcp) értékeket a *III. táblázat* tartalmazza.

III. táblázat
Table III.

A cseppkő mintákra számolt dcp eredmények.
Dcp results calculated for the individual samples.

<i>Minta</i>	$\delta^{13}\text{C}[\text{‰}]$ (PDB)	$a^{14}\text{C}[\text{pM}]$ (NBS)	<i>dcp</i> [%]
cseppkő-1	$-9,5 \pm 0,2$	$104,2 \pm 1,0$	$5,3 \pm 1,3$
cseppkő-2	$-9,9 \pm 0,2$	$103,6 \pm 1,0$	$5,8 \pm 1,3$
cseppkő-3	$-6,2 \pm 0,2$	$106,9 \pm 1,0$	$2,8 \pm 1,3$
cseppkő-4	$-8,5 \pm 0,2$	$102,6 \pm 1,0$	$6,7 \pm 1,3$
Légköri CO_2 (1991-2004)	-9 ± 2	$110,0 \pm 1,0$	

A vizsgált négy azonos korú cseppkőminta közül háromra értelem-szerűen hibahatáron belül azonos dcp értékeket, 5-7 %-ot kaptunk, mivel

azok ^{14}C aktivitása hibahatáron belül azonos volt. Ez a viszonylag alacsony inaktív-szén-tartalom érték a relatíve vékony felső sziklaréteggel, illetve a gyors beszivárgási sebességekkel értelmezhető. Hasonló alacsony dcp értékeket publikáltak más európai barlangok esetében is (MOLNÁR *et al.* 2004).

A cseppkő-3 minta esetében, a magasabb ^{14}C tartalom miatt, a dcp számított értéke alacsonyabb. Eközben viszont a légköri $\delta^{13}\text{C}$ értékhez mégis a nagyobb inaktív-szén-tartalmú minták $\delta^{13}\text{C}$ értékei állnak közelebb. Az ellentmondás feloldásában a 2. ábra segíthet, mi szerint a légköri ^{14}C tartalom erősen csökkent a vizsgált időszakban. Mivel a cseppkő-3 minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke közelebb van a mészkő 0 ‰ (PDB) körüli stabilizotóp-arány eltolódás értékéhez, így feltételezhetjük, hogy karbonátja a mészkővel hosszabb ideig volt kapcsolatban, tehát a szállító víz csak lassabban jutott le a barlangba. A lassabb beszivárgás esetén viszont lehetséges, hogy nem 1991-ben, hanem évekkorábban beszivárgott csapadékról van szó, mely az akkor még jóval magasabb légköri $^{14}\text{CO}_2$ tartalom mellett szivárgott le. Így a 3-as mintában kivált karbonátban, még akár magasabb beoldott inaktív mészkőtartalom mellett is lehetséges, hogy összességében nagyobb ^{14}C koncentráció maradt, mint a későbbi csapadékokkal, de így eleve alacsonyabb ^{14}C tartalommal leszivárgott és hamar a barlangba érkező karbonátokban.

Ez az eset hívja fel a figyelmet az inaktív-szén-tartalom fenti definíció szerinti számításának gyenge pontjára, mi szerint, ha a légköri ^{14}C tartalom a vizsgált időszakban jelentősen változik és a változás üteme a vízben szállított karbonát útjának időbeni hosszával összemérhető, akkor az egy adott időszakban kivált cseppkőnek az aktivitását a kiválásának időpontjában a légkörben található ^{14}C tartalommal összevetve félrevezető inaktív-szén-tartalom eredményt kaphatunk.

Összefoglalás

Cseppkövek keletkezési ideje a cseppkő karbonátjának fajlagos radiokarbon aktivitása alapján elvileg meghatározható. A datálást nehezíti, hogy a karsztvíz leszivárgása során a légköri (modern) szén-dioxid mellé inaktív karbonátot is beoldhat az idős mészkő alapkőzetből. Ennek következtében a cseppkő karbonátjának fajlagos radiokarbon aktivitása csökken, azaz a cseppkővet valódi koránál idősebbnek „látjuk”. A probléma kiküszöbölhető az inaktív-szén-tartalom meghatározásával.

A nemzetközi példákhoz hasonlóan egy magyarországi cseppkő-barlang esetében is megmértük az inaktív-szén-tartalmat ^{14}C módszerrel. A méréshez fiatal, ismert korú cseppkövek gyűjtöttünk a Bardala-barlangból, összesen négy olyan helyekről, ahol nemrégiben beépített műtárgyak találha-

tók, s ezeken már megindult a cseppkövek fejlődése. Az esetenként a cm-es vastagságot is elérő cseppkőkéreg elegendő anyagot szolgáltatott a dcp vizsgálatához, az adott ismert időszakra pedig pontosan ismert a légköri szén ^{14}C koncentrációja.

A vizsgált négy azonos korú cseppkőminta közül háromra hibahatáron belül azonos dcp értékeket, 5-7 %-ot kaptunk. Ezek a viszonylag alacsony értékek a relatíve vékony felső sziklaréteggel, illetve a gyors beszivárgási sebességekkel magyarázhatóak. Több hasonló értéket közöltek a szakirodalomban is.

A kilógó negyedik adat felhívta a figyelmet az itt alkalmazott módszer szerinti dcp-számítás gyenge pontjára: ha a légköri ^{14}C tartalom a vizsgált időszakban jelentősen változik és a karbonátot szállító víz beszivárgása a barlangba lassú, akkor a cseppkő kiválásakor az akkori uralkodó légköri ^{14}C tartalomra vonatkoztatott dcp számítás nem ad reális eredményt.

IRODALOM

- DAMON, P. E.- LERMAN, J. C.-LONG, A.* (1978): Ann. Rev. Earth Plan. Sci. 6, p.457
- GENTY, D.-, B.-OBELIC, B.-MASSAULT, M.* (1998): Bomb ^{14}C time history recorded in two modern stalagmites—importance for soil organic matter dynamics and bomb ^{14}C distribution over continents, - Earth and Planetary Science Letters 160 p. 795–809.
- GENTY, D.-MASSAULT, M.-GILMOUR, M.-BAKER, A.-VERHEYDEN, D.-KEPENS, E.* (1999): Calculation of past dead carbon proportion and variability by the comparison of AMS ^{14}C and TIMS U/Th ages on two holocene stalagmites, - Radiocarbon, Vol. 41. p. 251-270.
- GENTY, D.-BAKER, A.-MASSAULT, M.-PROCTOR, C.-GILMOUR, M.-PONS-BRACHU, E.-HAMELIN, B.* (2001): Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for ^{13}C variations in speleothems, - Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 65, p. 3443–3457.
- HERTELENDI* (1990): Izotópanalitikai célú műszer és módszerfejlesztések és azok alkalmazásainak eredményei, - Kandidátus értekezés MTA Atommagkutató Intézete, Debrecen.
- LEVIN, I.-KROMER, B.* (2004): The tropospheric $^{14}\text{CO}_2$ level in mid-latitudes of northern hemisphere (1959-2003) - Radiocarbon Vol. 43
- MOLNÁR, M.-DEZSŐ, Z.-PALCSU, L.-SZÁNTÓ, ZS.-FUTÓ, I.-SVINGOR, É.-RINYU, L.* (2004): ^{14}C mérés alkalmazása a karsztkutatásban. - Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely 9-20.

SUESS, HE. (1955): Radiocarbon concentration in modern wood. - Science 122 p. 415.

VOGEL, J. C.-KRONFELD, J. (1997): Calibration of radiocarbon dates for the late pleistocene using U/Th dates on stalagmites, - Radiocarbon, Vol. 39. p. 27-32.

**A MÚLTBELI BARLANGHŐMÉRSÉKLET MEGHATÁROZÁSA A
CSEPPKÖVEK VÍZZÁRVÁNYAIBAN OLDOTT NEMESGÁZOK
KONCENTRÁCIÓJA ALAPJÁN**

PALCSU LÁSZLÓ¹ - MAJOR ZOLTÁN² - WERNER AESCHBACH-
HERTIG¹

¹Institut für Umweltphysik, Ruprecht-Karls-Universität
Im Neuenheimer Feld 229, Heidelberg 69115, Deutschland
palcsu@iup.uni-heidelberg.de

²MTA Atommagkutató Intézete, Környezetanalitikai Laboratórium
4026 Debrecen, Bem tér 18/c

Abstract: This paper delineates the possibility of the palaeoclimatic reconstruction based on fluid inclusions in stalagmites. To study the past climate is a great challenge in the world. Climate models which describe the climate of our planet require precise knowledge on what happened in the past. Several methods are available for studying the climate change occurred hundreds and thousands of years ago. One of the most common methods is based on the noble gas content of water which depends on the temperature during the recharge. Infiltration temperatures can be determined by 1 °C error or less employing noble gases. However, the age determination of groundwater is limited, and the age resolution does not make it possible to examine abrupt and short climate change events. A new method based on noble gases dissolved in fluid inclusions of dripstones seems to be a more appropriate way to study the past climatic conditions.

Bevezetés

Ezen tanulmány a cseppkövek vízzárványaiban oldott nemesgázok koncentrációira alapuló klímakutatás elvi lehetőségeit tárja fel.

A múltbeli klíma, és ezen belül elsősorban a legutóbbi jégkorszak és a jelenkor között eltelt időszak klímájának kutatása napjaink egyik kedvelt és fontos területe. A közeljövő éghajlatában bekövetkező változásokat annál pontosabban lehet megjósolni, minél részletesebben ismerjük a múltban megtörtént változásokat és annak okait. Számos, különféle módszert alkalmaznak a múltbeli klimatikus viszonyok felderítésére, azonban mind valamiféle geológiai képződmény vizsgálatához kötődik.

A teljesség igénye nélkül megemlítenénk a legelterjedtebb módszereket. A grönlandi, illetve az antarktisi jégtakarókból vett jégminták elemzésével a jégzet alkotó vízmolekulák stabilizotópjainak vizsgálata során az utóbbi

300–400 ezer év hőmérsékleti viszonyaira lehetett következtetni, ugyanis a csapadékvizet alkotó hidrogén és oxigén izotópösszetétele függ a csapadékképződés helyén uralkodó hőmérséklettől. Minél hidegebb körülmények között képződött a csapadék, annál kisebb mennyiségben található meg a vízmolekulákban a hidrogén és az oxigén nehezebb izotópjai (^2H , ^{18}O). Az izotópelemzés és a jégrétegek kormeghatározásával a múltbeli hőmérséklet rekonstruálható. Sőt, a jégben található levegőbuborékok a múltbeli légkör lenyomatai, elemzésükkel a légkör összetételének változására lehet fényt deríteni. Szintén az izotópösszetétel segít a karbonátos, üledékes kőzetek, tengeri üledékek, korallok vizsgálatánál, ahol a karbonát szenében és oxigénjében jelenlévő nehezebb izotópok (^{13}C , ^{18}O) mennyisége hordoz klímainformációt. A talajrétegekben megőrzött biológiai leletek is tartalmazhatnak utalást a talajképződés idejére vonatkozó hőmérsékletre. A különféle talajrétegben lévő pollenösszetétel azt mutatja meg, hogy milyen növényi társulások éltek akkor, amikor az adott talajréteg kialakult (*MAGYARI et al.*, 2001). A különféle növényi társulásokhoz pedig különféle éghajlatot lehet kötni. Hasonló a helyzet a különféle éghajlatot kedvelő különböző mészhéjas puhatestűfajok maradványaival (*KROLOP-SÜMEGI*, 1995). Hasonlóan a Föld jégtakaróiban lévő vízhez, a felszín alatti vizek izotópösszetételéből is meg lehet határozni az adott beszivárgási terület múltbeli hőmérsékleti viszonyait.

A fentebb említett módszerek, és szinte az összes, itt nem említett módszer közös jellemzője, hogy a jelenkori kutatások során minden esetben feltárták az adott formáció (csapadékvíz, karbonát, pollen, csigaház, stb.) egy adott jellemzője (izotópösszetétel, élőlényszám, stb.) és a hőmérséklet közötti összefüggést, és később, a múltból származó minták vizsgálata során ezen összefüggéseket használják a múltbeli éghajlat tanulmányozásához. Tehát, a minták hordozta valamilyen tulajdonságból csak közvetett úton jutunk éghajlatinformációhoz. Az egyetlen módszer, ami tisztán fizikai törvényt használ, és közvetlen módon határozza meg a múltbeli hőmérsékletet, a felszín alatti vízben oldott nemesgázok koncentrációin alapul (*BENSON* 1973, *STUTESCHLOSSER* 1993). Amikor a felszínről leszivárgó csapadékvíz áthatol a telítetlen zónán, a talajgázok, amik a nemesgáz-összetétel alapján levegőnek tekinthetőek, az akkori talajhőmérsékletnek megfelelő mennyiségben beleoldódnak a vízbe. Mivel a nemesgázok természetes körülmények között nem vesznek részt biológiai és kémiai folyamatokban, ez a nemesgáztartalom lényegében évezredekig megmarad a vízben, együtt haladván a vízzel a víztartóban megtett

útja során. Később, amikor ez a víz a felszínre kerül, mondjuk egy ivóvízkútból, vagy akármilyen más mintavevő helyről, a beszivárgáskori nemesgáztartalom található benne, ami lényegében attól függött, hogy milyen volt az akkori átlaghőmérséklet. Ha az olyan vízrendszerektől eltekintünk, amelyek felszín alatti gázmezőkkel vannak összeköttetésben, tehát csak a felső néhány százméteres rétegekben lévő víztartókkal foglalkozunk, akkor azt lehet állítani, hogy az oldott nemesgáztartalmat az sem befolyásolja, ha a víz hőmérséklete megváltozik, mivel a felszín alatt uralkodó hidrosztatikai nyomás oldott állapotban tartja a gázokat. Még abban az esetben sincs gázvesztés, ha a víz hőmérséklete a földalatti útja során jelentősen megemelkedik. A felszín alatt abban az esetben változhat meg a víz nemesgáz-összetétele, ha a vízben, a talaj- vagy kőzetszemcsék között valamilyen kémiai vagy biológiai folyamatok hatására olyan buborékok képződnek, amelyek eredetileg nem tartalmaznak nemesgázokat (pl. CO₂ vagy CH₄ buborékok), és a vízből a nemesgázok egy része kidiffundál ezekbe a buborékokba, így egy új oldódási egyensúly áll elő a vízben lévő nemesgázok és a buborékok által szolgáltatott gázfázis között. Ilyenkor azt tapasztaljuk, hogy a víz kevesebb nemesgázt tartalmaz, mint amikor a beszivárgás történt. Ilyen helyzet azonban csak nagyon ritkán adódik (*KLUMP et al.* 2006). A legtöbb, nem túl mélyen levő vízrendszerekben lévő nemesgázok koncentrációi híven tükrözik a beszivárgáskori körülményeket (*AESCHBACH-HERTIG et al.* 2000). Vannak olyan nemesgázizotópok, amelyek mennyisége növekedhet valamilyen radioaktív bomlás vagy egyéb kéregi vagy köpenyi eredet következtében, ilyenek a ³He, ⁴He, ⁴⁰Ar, ezt azonban figyelembe lehet venni. Ha megmérjük a vízben oldott nemesgázok koncentrációit, akkor a gázok oldódására vonatkozó fizikai törvény felhasználásával meg lehet határozni a víz beszivárgáskori hőmérsékletét. Ez az úgynevezett nemesgáz-hőmérséklet (NGT: noble gas temperature). Ezt megfelelő vízkor-meghatározási módszerrel kiegészítve a múltbeli klíma hőmérsékleti viszonyaira lehet következtetni. Leggyakrabban a radiokarbon kormeghatározást használjuk.

A felszín alatti vízminták tehát jó lenyomatai a múltbeli klímának, és a nemesgázok segítségével a múltbeli klímaváltozás milyenségét viszonylag jól ki lehet deríteni. Előnye, hogy tényleges hőmérsékleteket lehet számolni, akár 0,5 °C-os bizonytalansággal. Hátránya, hogy a felszín alatti víz kormeghatározása nem elég pontos, 1000–3000 év bizonytalanságra mindig lehet számítani. Másrészt, a hidrodinamikai diszperzió és a keveredés miatt a rövid ideig tartó hőmérsékletváltozásokat nem lehet észlelni, ezek elkenődnek, egy éles csúcs

például csak egy lapos domb marad a hőmérséklet – kor görbében, ami a mérések bizonytalansága miatt nem tekinthető tényleges, igazi változásnak.

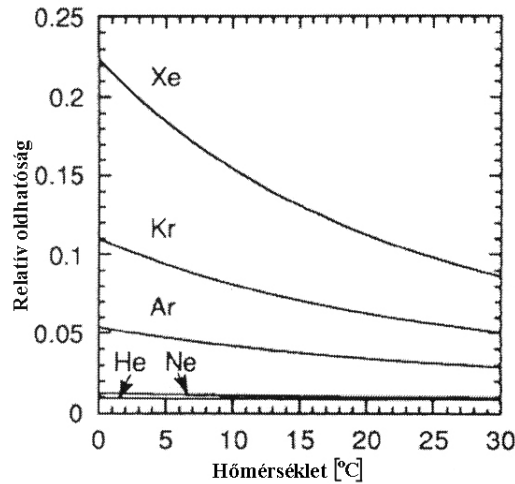
Ezért vetette fel, elsőik között, Augusto Mangini és Werner Aeschbach-Hertig, a Heidelbergi Egyetem Környezetfizikai Intézetének professzorai, azt az ötletet, hogy a cseppkövekben lévő vízzárványokban oldott nemesgázok segítségével hasonló dolgokat lehetne csinálni. Tehát, amikor a cseppkő képződik, a még nem lecseppent víz (függő cseppkőnél), illetve a már lecseppent víz (álló cseppkőnél) annyi nemesgázt fog tartalmazni, amennyi az adott barlanghőmérsékleten beoldódhat. Előnyei lennének, hogy a cseppköveket sokkal pontosabban lehet datálni ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ kormeghatározás), mint a felszín alatti vizeket, illetve jobb időfelbontást lehetne elérni, ezáltal a rövidebb ideig tartó lehülések, felmelegedések is vizsgálhatókká válnának. Mivel a vízzárványok csak körülbelül néhány tömegegreléknyi mennyiségben vannak a cseppkövekben, ezért hátrányként említhető, hogy csak ennyi vízből lehet kiindulni a nemesgázok koncentrációjának tömegspektrométeres mérésénél, ami különös figyelmet és nagyon pontos méréstechnikát igényel.

Gázok oldódása vízben

Az elméleti bevezető után nézzük meg, hogyan lehetne ezt a cseppkövekre alapuló új módszert kidolgozni, és bevezetni. Egy folyadékban, jelen esetben a vízben annyi gáz oldódik, hogy a folyadékkal érintkező gázok, és a folyadékban oldott gázok között létrejöjjön az oldódási egyensúly. A folyadékban oldott különféle gázok mennyisége (C_i^*) attól függ, hogy mennyi az adott gáz (i) folyadékkal érintkező parciális nyomása (p_i), függ az adott gáz Henry-féle oldódási tényezőjétől ($K_{H,i}$), illetve a folyadék hőmérsékletétől (T). Ezen fizikai mennyiségek között az összefüggést a Henry-féle oldódási törvény adja meg (R : univerzális gázállandó: $8300 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$):

$$C_i^* = \frac{p_i}{R \cdot T \cdot K_{H,i}}$$

A Henry-féle oldódási $K_{H,i}$ tényező hőmérsékletfüggő, azaz minél hidegebb a folyadék, annál több gáz oldódhat bele. Ezen kívül a $K_{H,i}$ tényező függ még a folyadék sótartalmától is. Nagyobb sótartalom hatására kevesebb gáz oldódhat. A különféle gázok oldódásának hőmérsékletfüggése más és más. Általánosságban el lehet mondani, hogy a növekvő tömegszámmal nő egyrészt az oldódási hajlandóság, másrészt a hőmérséklettől való függés is.



I. ábra: A nemesgázok vízben való relatív oldhatósága a hőmérséklet függvényében (Stute and Schlosser 1993).
 Fig. 1: Relative solubility of noble gases in water in function of temperature (Stute and Schlosser 1993).

Jelen tanulmányunkban a vízzel és a nemesgázokkal foglalkozunk, ezért érdemes külön megvizsgálni a nemesgázok oldhatóságát. Amint azt már a bevezetőben is említettük, azért szorítkozunk csak a nemesgázokra, és nem foglalkozunk a kémiaailag aktív gázokkal, mert ez utóbbiaknak a koncentrációja a beoldódásuk után kémiai és biológiai folyamatok hatására megváltozhat. Az I. ábra szemlélteti a nemesgázok vízben való oldhatóságát.

I. táblázat
 Table I.

A levegővel oldódási egyensúlyban lévő vízben oldott nemesgázok koncentrációi az oldódási hőmérséklet függvényében
 ($P = 1 \text{ atm}$)

Noble gas concentrations in water in solubility equilibrium with air in function of temperature ($P = 1 \text{ atm}$)

Hőmérséklet [°C]	Hélium	Neon	Argon	Kripton	Xenon
	[ccSTP/g]				
0	$5,00 \cdot 10^{-8}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$	$5,00 \cdot 10^{-4}$	$1,27 \cdot 10^{-7}$	$1,96 \cdot 10^{-8}$
5	$4,86 \cdot 10^{-8}$	$2,17 \cdot 10^{-7}$	$4,38 \cdot 10^{-4}$	$1,08 \cdot 10^{-7}$	$1,61 \cdot 10^{-8}$
10	$4,75 \cdot 10^{-8}$	$2,07 \cdot 10^{-7}$	$3,89 \cdot 10^{-4}$	$9,26 \cdot 10^{-8}$	$1,34 \cdot 10^{-8}$
15	$4,68 \cdot 10^{-8}$	$1,98 \cdot 10^{-7}$	$3,50 \cdot 10^{-4}$	$8,09 \cdot 10^{-8}$	$1,14 \cdot 10^{-8}$
20	$4,62 \cdot 10^{-8}$	$1,92 \cdot 10^{-7}$	$3,18 \cdot 10^{-4}$	$7,16 \cdot 10^{-8}$	$9,79 \cdot 10^{-9}$
25	$4,59 \cdot 10^{-8}$	$1,86 \cdot 10^{-7}$	$2,92 \cdot 10^{-4}$	$6,41 \cdot 10^{-8}$	$8,54 \cdot 10^{-9}$
30	$4,58 \cdot 10^{-8}$	$1,82 \cdot 10^{-7}$	$2,71 \cdot 10^{-4}$	$5,80 \cdot 10^{-8}$	$7,55 \cdot 10^{-9}$

Látható, hogy a nehezebb gázok jobban oldódnak a vízben, illetve míg a könnyű hélium és neon oldhatósága majdhogynem független a hőmérséklettől,

addig az egyre nehezebb gázok, főleg a xenon, oldhatósága a hőmérséklet csökkenésével egyre nő. Ez azt jelenti, hogy a különböző hőmérsékletű vizekben a nehezebb nemesgázok koncentrációja jobban eltér, mint a könnyebb nemesgázoké. Az 1. táblázat mutatja, hogy a levegővel oldódási egyensúlyban lévő vízben mennyi az egyes nemesgázok koncentrációja (ccSTP=normálköbcentiméter: cubic centimeter at standard temperature [0 °C] and pressure [1 atm]). Látható, hogy ezek nagyon kis mennyiségek, és ahhoz, hogy a beoldódáskori hőmérsékletet 1 °C-os pontossággal meg lehessen határozni, a vízben oldott nemesgázok koncentrációit legalább 2 %-os pontossággal kell tudni megmérni.

Vízben oldott nemesgázok mérése

A vízben oldott nemesgázok mennyiségét kielégítő pontossággal csak gondos mintaelőkészítést követően speciális nemesgáz-tömegspektrométerrel lehet meghatározni (BENSON 1973), vagy kvadrupól tömegspektrométerrel izotóphígításos eljárással (KULONGOSKI-HILTON 2002).

A vízmintából először teljesen ki kell vonni a gázokat, aztán a nemesgázokat el kell választani az egyéb gázoktól, majd az egyes nemesgázokat is szeparálni kell egymástól. Ezt különleges kriotechnikai módszerekkel lehet elérni. Az egyik gyakran használt módszer szerint (BEYERLE *et al.* 2000) a vízből felszabaduló gázokat zárt vákuumrendszeren belül 25 Kelvin hőmérsékletű csapdán kell áttereszteni, ahol a héliumon és a neonon kívül az összes gáz abszorbálódik, beleértve az argont, a kripton és a xenont is. A héliumot és a neont 10 Kelvines aktívzénscapdával kell ezután megkötni. Ha az aktívzénst 42 Kelvinre felmelegítjük, akkor a hélium deszorbálódik, és a tiszta héliumot a tömegspektrométerbe lehet engedni. A hélium mérése után a neont a 90 Kelvines aktívzénről leválasztva a tömegspektrométerbe lehet juttatni. Ezek után a 25 Kelvines csapdából 130 Kelvinen felszabadítjuk a megkötött gázokat. Ezen gázok nagyjából egy ezred részét getteranyag segítségével megtisztítjuk a nemesgázoktól, majd a tiszta argon-kripton-xenon elegy mennyiségét egyszerre mérjük meg a tömegspektrométerrel. A mérési módszert a vízmintával azonos módon előkészített ismert térfogatú levegőmintákkal kalibráljuk.

Az elérhető relatív pontosság a következő: 0,3–1,0 % héliumra, 0,4–0,9 % neonra, 0,1–0,3 % argonra, 0,8–1,4 % kriptonra és 0,9–1,8 % xenonra. Ilyen

pontosság esetén az oldódás során uralkodó hőmérsékletet akár 0,5 °C-on belül meg lehet határozni.

Klímarekonstrukció felszín alatti vízben oldott nemesgázok alapján

Ahogy azt már a bevezetőben említettük, a felszín alá beszivárgó csapadék a talajszemcsék között haladva a talajgázból annyi gázt old magába, amennyit az adott nyomáson és az adott talajhőmérsékleten magába oldhat. Miután a víz elérte a telített zónát és folytatja útját a megfelelő áramlási vonal mentén, a benne lévő nemesgázok mennyisége, a héliumtól és egyéb speciális esetektől eltekintve, lényegében nem változik. A felszín alatti vízben lévő hélium mennyisége általában nő, ahogy a víz áramlik a víztartó képződményekben. A ^3He mennyiségének növekedéséért elsősorban a fiatal vízben található trícium bomlása okolható, erre alapul a nem túl idős (0–50 év) vizek T- ^3He kormeghatározása (SCHLOSSER *et al.* 1988).

A kéreg közeteiben található alfabomló izotópok, amelyek az urán és a tórium bomlási soraiba tartoznak, ^4He -et termelnek, ami a vízbe jutva növeli a héliumkoncentrációt. Ezen felül a földköpeny felől primordiális, köpenyi hélium is diffundálhat, ami szintén megváltoztathatja a víz héliumtartalmát. Ezen okok miatt a héliumot nem lehet használni a felszín alatti vizek NGT-jének a meghatározásához. A ^{40}K bomlásából ^{40}Ar is keletkezik, ami növelheti a vízben oldott argonmennyiséget, ezt azonban a $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ izotóparány mérésével figyelembe lehet venni. Általában mind a négy nemesgázt (Ne, Ar, Kr, Xe) felhasználják az NGT meghatározásához. Elvileg elég lenne csak egy is, azonban a felszín alatti víz legtöbb esetben tartalmaz még többletlevegőt (többször talajgázt), ami az egyensúlyi oldódáson túl egy hőmérséklettől független, levegőeredetű többlet nemesgáztartalmat ad a víznek. A többletlevegő valószínűleg úgy alakul ki, hogy a beszivárgó víz a talajszemcsék között buborékokat zár magába, aztán ezek a megnövekedő hidrosztatikai nyomás hatására beoldódnak a vízbe. A vízben oldott gázok koncentrációit ebben az esetben az alábbi képlettel lehet megadni:

$$C_i(T,S,P,A) = C_i^*(T,S,P) + A \cdot z_i$$

A C_i a vízben oldott gáz (i) koncentrációja, ami függvénye a hőmérsékletnek (T), a légnyomásnak (P), a víz sótartalmának (S), és a többletlevegő mennyiségének (A). A C_i^* az oldódási egyensúlyi koncentráció, a z_i pedig az

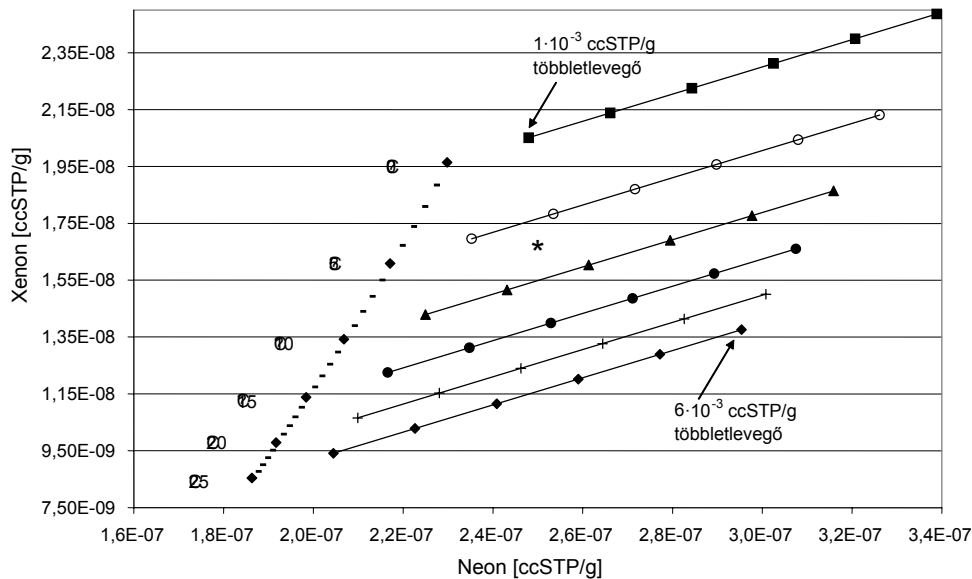
adott gáz levegőbeli térfogataránya. Amikor a többletlevegő a bezárt buborékok teljes beoldódásával jön létre, akkor elvileg elég két nemesgáz-koncentrációt felhasználni a beszivárgási hőmérséklet és a többletlevegő kiszámításához. Ilyenkor legtöbbször a neonmennyiség függvényében ábrázolják a xenon mennyiségét egy a 2. ábrához hasonló ábrán, és a kapott adatpont alapján leolvassák a hőmérsékletet és a többletlevegő mennyiségét. A neon, mivel az ő oldódása kevésbé érzékeny a hőmérsékletre – ráadásul kevésbé oldékony, mint a xenon –, inkább a többletlevegőre ad információt, míg a xenon a hőmérsékletre. Azonban gyakran előfordul, hogy a buborékok nem teljesen, hanem csak részlegesen oldódnak be, s ilyenkor az egyes nemesgázok koncentrációja között frakcionáció lép fel. Ez azt jelenti, hogy a bezárt buborékokból a nemesgázok nem a levegőösszetétel szerint oldódnak be a vízbe, hanem a nehezebbek nagyobb mennyiségben. Ebben az esetben a vízben oldott egyes gázok koncentrációjára a következő összefüggést lehet felírni (AESCHBACH-HERTIG *et al.* 2000):

$$C_i(T,S,P,A,F) = C_i^*(T,S,P) + \frac{(1 - F) \cdot A \cdot z_i}{1 + F \cdot A \cdot z_i / C_i^*(T,S,P)}$$

Az A itt nem a vízben oldott többletlevegő mennyiségét, hanem a becsapdázott buborékok koncentrációját jelenti, míg az F a frakcionálódásra jellemző faktor. Ilyenkor a hőmérséklet mellett a becsapdázott buborékok koncentrációját és a frakcionációs faktort is ki kell számolni. A négy nemesgáz koncentrációjának felhasználásával ($C_{Ne}, C_{Ar}, C_{Kr}, C_{Xe}$) négy egyenletet lehet felállítani, miközben három ismeretlent keresünk (T, A, F). Ezek az ismeretlenek az inverz modellezés technikáját felhasználva meghatározhatók. Ilyenkor addig variálják a ismeretleneket, amíg a belőlük képzett, modellezett koncentrációértékek és a ténylegesen mért értékek közötti különbség eléri a minimumát. Az ismeretlenek ezekhez tartozó értékei lesznek ezután a végleges értékek.

Az előző bekezdésben megmutattuk, hogy hogyan lehet megbízható beszivárgáskori hőmérsékleteket meghatározni a felszín alatti vízben oldott nemesgázokból. Ezt a víz kormeghatározásával kiegészítve a múltbeli klíma hőmérsékleti viszonyaira lehet következtetni. A felszín alatti víznek a korát leggyakrabban a radiokarbon módszerrel szokták meghatározni. Ez azon alapul, hogy a vízben lévő oldott szervesetlen szén (oldott szén-dioxid, hidrogén-karbonát és bikarbonát) a beoldódás során első közelítésben annyi radioaktív

szenet (^{14}C) tartalmaz, amennyi megfelel a légkör radiokarbon-aktivitáskonzentrációjának.

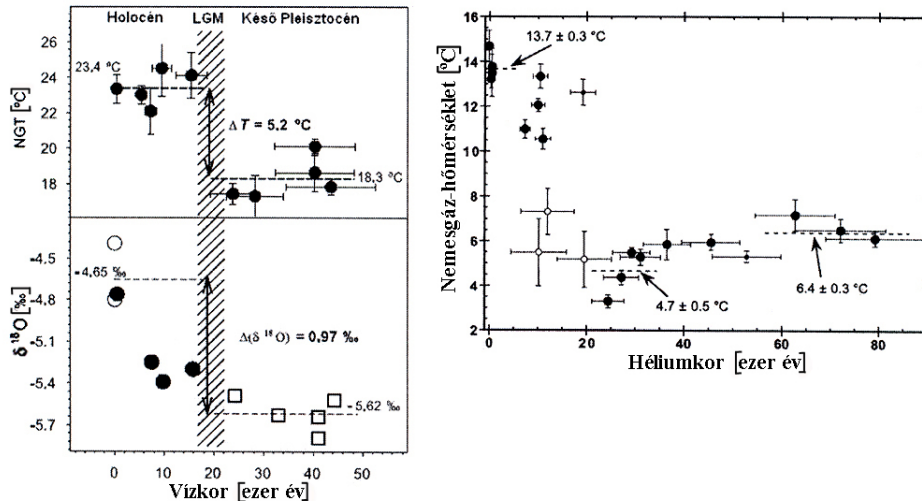


2. ábra: A vízben oldott xenon mennyisége a neon függvényében. A csillag egy olyan vizet jelöl, aminek a hőmérséklete $7\text{ }^{\circ}\text{C}$, miközben a víz $2 \cdot 10^{-3}$ ccSTP/g többletlevegőt tartalmaz.

Fig. 2: Xenon in function of neon. The star represents a water of $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ including $2 \cdot 10^{-3}$ ccSTP/g of excess air.

Miután a víz beszivárgott a felszín alá a ^{14}C utánpótlás megszűnik, és a radiokarbon koncentrációja a radioaktív bomlásnak megfelelően 5730 év felezési idővel exponenciálisan csökken. Megmérvén a vízben lévő ^{14}C aktivitáskonzentrációját, ismerve a kezdeti koncentrációt, a kor kiszámítható. A valóságban azonban nem ilyen egyszerű a helyzet, ugyanis a beszivárgás során, amikor a víz kora nullának vehető, a vízben oldott szén aktivitáskonzentrációja legtöbbször nem egyezik meg a légkörivel, mivel a víz a talajból, illetve a karbonátos kőzetekből mindig magába old még több-kevesebb olyan szenet, amiben nincs ^{14}C . A legnagyobb gond tehát a víz radiokarbon kormeghatározásával kapcsolatban a kezdeti aktivitáskonzentráció becslése. Erre különféle modelleket lehet kidolgozni, azonban a végső kort még így is 2000–3000 év bizonytalansággal lehet csak figyelembe venni. Mivel a radiokarbon kormeghatározással legfeljebb csak 35–40 ezer évig lehet visszamenni az időben, ez a bizonytalanság jelentősnek tekinthető. Néhány esetben a víz korát az alfabomló izotópok

termelte ^4He vízben való akkumulálódásának nagyságából is meg lehet határozni, ehhez azonban speciális geológia környezet szükséges, ami megakadályozza a mélyebbről jövő egyéb héliumdiffúziót.



3. ábra: Paleoklíma rekonstrukció a Kalahári-sivatagból (KULONGOSKI et al. 2004) és Marylandből származó vízmintákon (AESCHBACH-HERTIG et al. 2002).
 Fig. 3: Palaeoclimatic reconstruction on groundwater samples from Kalahari desert (KULONGOSKI et al. 2004) and Maryland, USA (AESCHBACH-HERTIG et al. 2002).

A 3. ábrán két példa látható, ahol a nemesség-hőmérsékletek és a vízkor viszonyát ábrázolták. Az első ábrán a Kalahári-sivatagból származó minták vízkorai radiokarbon módszerrel lettek meghatározva, míg a másodikon marylandi vízminták szerepelnek, ahol a vízkorokat a hélium alapján számolták. Az első ábráról leolvasható, hogy a Kalahári-sivatagban a késő-pleisztocén idején, azaz 50 ezer évvel ezelőtti időktől egészen a legutóbbi jégkorszak végéig a vizek átlagos beszivárgáskori hőmérséklete 18,3 °C volt (felső grafikon). A klímaváltozás hatására ez az átlaghőmérséklet 5,2 °C-kal 23,4 °C-ra emelkedett. Ezzel párhuzamosan vizek stabilizotóp-összetétele is megváltozott. Ez látszik az alsó grafikonról, miszerint a vizek $\delta^{18}\text{O}$ értékei 1 ezrelékkal pozitívabbak lettek, ami szintén azt mutatja, hogy nőtt az adott területre vonatkozó átlaghőmérséklet. Hasonló következtetést lehet levonni a második ábra tanulmányozásával. Marylandban a holocén elején történt klímaváltozás során 9 °C-kal nőtt az átlaghőmérséklet. Ezidáig ez a legnagyobb olyan holocén eleji hőmérsékletváltozás, amit a vízben oldott nemességzokkal mutattak ki.

Mindenesetre, még ha nagyon pontosan lehetne a vízkorokat meghatározni, az áramlási vonalak mentén fellépő hidrodinamikai diszperzió és a keveredés hatására a beszivárgás folyamán történő rövid ideig tartó változások a vízben néhány száz vagy néhány ezer év múlva már nem látszanak. Sőt, a felszín alatti vízre alapuló éghajlat-rekonstrukció a leggyakrabban alkalmazott radio-karbon kormeghatározási módszer korlátai miatt csak a holocén és a legutóbbi jégkorszakot átölelő korszakot tudja vizsgálni. Alkalmasabb vízmintát kell tehát keresni, amelynek a korát sokkal pontosabban meg lehet határozni, és az időfelbontása is jobb, mint a felszín alatti vizek esetén. Ilyennek ígérkeznek a cseppkövek.

A cseppkövekben lévő nemesgázok, mint paleoklíma-indikátorok

A jégbarlangoktól és a termikus hatásnak kitett barlangoktól eltekintve a barlanghőmérséklet – a bejáratától távolabb – az adott külső környezet átlaghőmérsékletével egyezik meg (*SPÖTL et al.* 2005). A cseppkő képződése során a barlang feletti karbonátos kőzeten átszivárgó, oldott karbonátban gazdag víz eléri a barlangot, a vízben túlsúlyban lévő szén-dioxid kioldódik a vízből, a víz karbonátban túltelített lesz, és a karbonát kicsapódik. Ez egy lassú folyamat, ahol a még nem lecseppent, illetve álló cseppkő esetén a már lecseppent víznek elég ideje van arra, hogy az akkori barlanghőmérsékletnek megfelelő mennyiségben oldja magába a barlang levegő gázait. Amikor a karbonát kicsapódik, és újabb karbonátrétegek borítják be a korábbi rétegeket, akkor vízzárványok képződhetnek a karbonáton belül. A 4. ábrán egy állócseppkőmetszet, a belőle vett minták helyeinek sematikus rajza, és a vízzárványokról készített mikroszkópfelvétel látható. A cseppkövek tömegének csak nagyjából néhány ezrelékét tesz ki a vízzárványok. Dennis és munkatársai kimutatták, hogy ezekből a vízzárványokból a vizet kvantitatíve ki lehet szabadítani (*DENNIS et al.* 2001). Ők a zárványokban lévő víz stabilizotópjainak vizsgálatával következtetnek a múltbeli éghajlati viszonyokra. Viszont ha ez a víz kinyerhető a zárványokból, akkor felvetődik annak a lehetősége, hogy a vízben oldott nemesgázokat is meg lehet mérni, amiből szintén hőmérsékleti információ kapható. A nemesgáz-analitikában használatos tömegspektrométerek érzékenysége lehetővé teszi, hogy az 1 gram cseppkőben lévő 1 mg víz nemesgáztartalmát is elegendő pontossággal meg lehessen mérni (*RICE* 2004, *TRÄUMNER* 2005). Egy lehetséges mintafeltárás során a cseppkövet egy vákuumkamrába tesszük, és elszívjuk a

felesleges gázokat. Ezután a cseppkővet a vákuumrendszeren belül összetörjük, ezáltal a vízzárványok nagy része felszabadul. A vizet csapdázzuk, a nemesgázokat pedig – hasonlóan a felszín alatti vizek mérésénél – tisztítjuk és elválasztjuk egymástól, mielőtt a tömegspektrométerrel meghatározzuk a mennyiségüket. Koncentrációt úgy kapunk, ha a feltárt víz tömegét is megmérjük egy 0,005 mg érzékenységű mérleggel. Valószínű, hogy a cseppkövek a vízzárványok mellett levegőzárványokat is tartalmaznak, ám ez ugyanúgy figyelembe vehető, mint a többletlevegő a felszín alatti vizeknél.



4. ábra: Állócseppkő metszete, a belőle vett minták helyei, illetve a vízzárványokról mikroszkóppal készített felvétel (DENNIS et al. 2001).

Fig. 4: Photo of cut slab from stalagmite, drawn outline of slab, photomicrograph showing thorn shaped fluid inclusions within stalagmite (DENNIS et al. 2001).

A felszín alatti vizekre alapuló klímarekonstrukcióval szemben a cseppköveknek az lenne az óriási előnye, hogy sokkal pontosabban lehet őket korolni, illetve az időfelbontás is nagyságrendekkel jobb lenne, ráadásul nem csak 30–40 ezer évig lehetne visszamenni az időben, hanem akár több százezer évet is. A legelterjedtebb kormeghatározási mód, amit leginkább állócseppköveknél alkalmaznak, a Th/U módszer, ahol a cseppkő anyagában nézik a ^{230}Th és a ^{234}U mennyiségét. A lecseppenő vízben gyakorlatilag nincs tórium, mivel ő azon a pH-n rosszul oldódik a vízben, csak urán, ezért a cseppkő anyagában lévő ^{230}Th csak az ^{234}U bomlásából származhat. Ezzel a módszerrel a cseppkőrétegek korai akár néhány százéves pontossággal megadhatók. A rétegvastagságtól függően pedig egy állócseppkőminta olyan apróbb részekre da-

rabolható, hogy egy-egy mintadarab csak egy szintén néhány százéves, vagy akár néhányévtizedes periódust foglal magába. A kormeghatározás bizonytalansága függ a cseppkőminta szerkezeti tulajdonságaitól, korától, növekedési sebességétől, a szennyezőanyagok (pl. agyagásványok) mennyiségétől, és természetesen a mérési eljárástól. Néhány tízezer éves, tehát a legutóbbi nagy klímaváltozást is magába foglaló cseppkőminták kormeghatározásakor fellépő bizonytalanság tipikusan néhány száz év (*SPÖTL and MANGINI 2002*). Idősebb minták esetén az abszolút bizonytalanság nő, míg a relatív bizonytalanság megmarad 1–3 % között (*MEILIANG et al. 2006*). Vannak olyan körülmények, hogy fiatal, legfeljebb néhány ezer éves minták esetén a kormeghatározás bizonytalansága nem haladja meg a száz évet (*MANGINI et al. 2005*). Mindenesetre a cseppköveket sokkal pontosabban lehet datálni, mint a felszín alatti vizeket, ami szintén nagy előny a cseppkövekre alapozott klímakutatásban.

Összegzés

Összefoglaltuk, hogy a nemesgázok hogyan oldódnak a felszín alatti vízben. Bemutattuk, hogy a vízben oldott nemesgázok mérésével és megfelelő vízkormeghatározással meg lehet ismerni az adott beszivárgási terület múltbeli hőmérsékleti viszonyait. Azonban a felszín alatti víz kormeghatározásában mindig vannak bizonytalan tényezők, amik nem teszik lehetővé a kellően pontos kormeghatározást, másrészt az áramlás során fellépő diszperzió és keveredés miatt nem érhető el finomabb időfelbontás. Éppen ezért ígéretes jövő elé néz a cseppkövek zárványaiban lévő víz nemesgáztartalmára alapuló barlanghőmérsékletet meghatározó módszer és az arra alapuló paleoklíma-kutatás.

IRODALOM

- AESCHBACH-HERTIG, W.-PEETERS, F.-BEYERLE, U.-KIPFER R.* (2000): Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. - *Nature* 405 p. 1040–1044.
- AESCHBACH-HERTIG, W.-STUTE, M.-CLARK, J.- REUTER, R.-SCHLOSSER, P.* (2002): A paleotemperature record derived from dissolved noble gases in groundwater of the Aquia Aquifer (Maryland, USA). - *Geochim. Cosmochim. Acta* 66(5) p. 797–817.

- BENSON, B.* (1973): Noble gas concentration ratios as paleotemperature indicators. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 37 p. 1391–1395.
- BEYERLE, U.-AESCHBACH-HERTIG, W.-IMBODEN, D. M.-BAUR, H.-GRAF, T.-KIPFER, R. A.* (2000): A mass spectrometric system for the analysis of noble gases and tritium from water samples. - *Env. Sci. Technol.* 34(10) p. 2042–2050.
- DENNIS, P. F.-ROWE, P. J.-ATKINSON, T. C.* (2001): The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 65(6) p. 871–884.
- KLUMP, S.-KIPFER, R.-CIRPKA, O. A.-HARVEY, C. F.-BRENNWALD, M. S.-ASHFAQUE, K. N.-BADRUZZAMAN, A. B. M.-HUG, S. J.-IMBODEN, D. M.* (2006): Groundwater Dynamics and Arsenic Mobilization in Bangladesh Assessed Using Noble Gases and Tritium. - *Env. Sci. Technol.* 40 p. 243–250.
- KROLOPP, E.-SÜMEGI, P.* (1995): Palaeoecological reconstruction of the late pleistocene, based on loess malacofauna in Hungary. - *GeoJournal* 36(2-3) p. 213–222.
- KULONGOSKI, J. T.-HILTON, D. R.* (2002): A quadrupole-based mass spectrometric system for the determination of noble gas abundances in fluids. - *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3(6): 10.1029/2001GC000267.
- KULONGOSKI, J. T.-HILTON, D. R.-SELAOLO, E. T.* (2004): Climate variability in the Botswana Kalahari from the late Pleistocene to the present day. - *Geophys. Res. Lett.* 31(L10204): doi:10.1029/2003GL019238.
- MAGYARI, E.-SÜMEGI, P.-BRAUN, M.-JAKAB, G.-MOLNÁR, M.* (2001): Retarded wetland succession: anthropogenic and climatic signals in a Holocene peat bog profile from north-east Hungary. - *Journal of Ecology.* p. 1019–1032.
- MANGINI, A.-SPÖTL, C.-VERDES, P.* (2005): Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. - *Earth and Planetary Science Letters* 235, p. 741–751.
- MEILIANG, Z.-HAI, C.-DAOXIAN, Y.-XIAOYAN, Z.-YUSHI, L.-JIAMING, Q.-EDWARDS, R. L.* (2006): Carbon and oxygen isotope records and paleoclimate reconstruction (140–250 ka B.P.) from a stalagmite of Shuinan Cave, Guilin, China. - *Environ. Geol.* 49 p. 752–764.
- RICE, S.* (2004): The development of a method for the extraction and measurement of noble gases from fluid inclusions in samples of calcium carbonate. - Master thesis, University of Heidelberg.

SCHLOSSER, P.-STUTE, M.-DÖRR, C.-SONNTAG, C.-MÜNNICH, K.O. (1988): Tritium/³He-dating of shallow groundwater. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 89 p. 353–362.

SPÖTL, C.-MANGINI, A. (2002): Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 203(1) p. 507–518.

SPÖTL, C.-FAIRCHILD, I. J.-TOOTH, A. F. (2005): Cave air control on drip-water geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 69(10) p. 2451–2468.

STUTE, M.-SCHLOSSER, P. (1993): Principles and applications of the noble gas paleothermometer. - *Climate Change in Continental Isotopic Records*. P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. McKenzie and S. Savin. Washington, DC, American Geophysical Union. 78 p. 89–100.

TRÄUMNER, K. (2005): Inbetriebnahme, Tests und erste Anwendung einer neuen Anlage zur massenspektrometrischen Messung von Edelgasen aus Grundwasser- und Stalagmitproben. - Diplomarbeit, Universität Heidelberg.

**A CSAPADÉK-HATÁS MECHANIZMUSA
AZ AGGTELEKI-KARSZTVIDÉKEN FAKADÓ FORRÁSOK
NAPI HOZAMÁNAK KIALAKULÁSÁBAN**

MAUCHA LÁSZLÓ – NÉMETH ZOLTÁN

VITUKI Kht.1095. Budapest, Kvassay Jenő út 1.
maucha@vituki.hu nzp@vipmail.hu

Abstract: An attempt has been made at simulating, starting from the rainfall data and in the knowledge of the infiltration-, saturation, and depletion conditions, by means of the rainfall-impact indicator values, the one year discharge time series of on the monitored karst springs at Jóasvafő. The study was aimed at gaining more detailed information the rainfall-impact mechanism. Comparison of the recorded and simulated time series has revealed that the water content of two rainfalls (of snowmelt) of over 40 mm within twenty days is superimposed on each other. In the winter half year both rainfall groups, while in the summer of the network of fine fissures is essential. Thus for more accurate simulation, estimation of the daily rainfall-impact indicator values is alone in adequate. By identify the above super-saturation conditions the superimposement of the water content of major rainfall groups must also be taken into account therefrom that. It is concluded there from that there exist the possibility of simulating the annual discharge time series of any karst spring over an unregistered period of time, providing that the discharge has been registered earlier at last for one year.

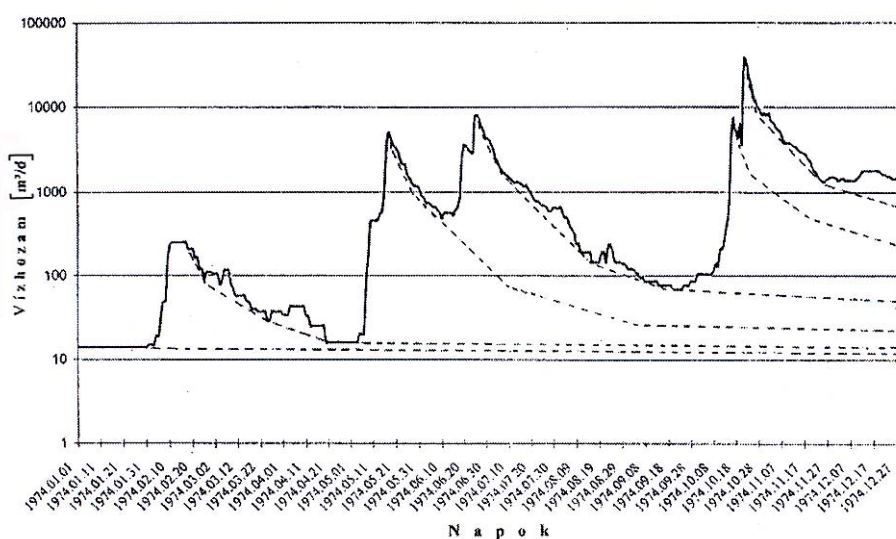
I. Bevezetés

A csapadék-hatás a karsztforrások vízhozam-változásában az utánpótlást és a legnagyobb ingadozást létrehozó természeti-tényező, mégis sokáig nem ismertük, hogy milyen a csapadék-hatás valódi mechanizmusa a napi átlagos vízhozam kialakításában. 1965-ben kezdődött el a Jósvafői Kutató Állomás környékén fakadó források folyamatos vízhozam regisztrálása. 1972-ben az áradások vízhozam-idősorának több évi vizsgálata után világossá vált, hogy egy-egy, még azonos víztartalmú csapadék-sorozat hatására is nagyon különböző nagyságú áradások jöhetnek létre.

A vizsgálatok során megállapítottuk, hogy az áradások időtartama felfutástól-lecsengésig átlagosan mintegy két hónap. E megfigyelés nyomán vált ismeretessé, hogy bármely nap átlagos vízhozama az alaphozamon felül az előtte lévő két hónapban lehullott csapadékok által okozott és különböző mértékben lecsengett árhullámok egymásra halmozódásából tevődik össze (1. ábra).

Korábbi vizsgálatok nyomán akkor már ismert volt, hogy a lehullott csapadékösszegek különböző hónapokban eltérő százalékban szivárognak be a karsztba. A beszivárgás mértéke az évszakok változásának megfelelően a vegetáció változó vízigényétől és a párolgás nagyságától is függ

(KESSLER 1954, KESSLER 1956). Sejthető volt az is, hogy a beszivárgás mértékét ezen kívül a karszt mindenkori telítettsége is befolyásolja. Csak később értettük meg, hogy még egy további tényező is szerepet játszik a napi forrás-hozam kialakításában. Ez a hatás pedig az a folyamat, melynek során minden egyes árhullám esetében a tetőzés időpontja és a vizsgált nap közötti időkülönbség, valamint a tanulmányozott forrás kiürülési üteme határozza meg, hogy a maximális hozam-érték a vizsgált napig annak hány százalékára csökken.



l. ábra: A napi vízhozam kialakulása az alaphozam és az áradások egymásra halmozódásával a jósvafői Kis-Tohonya-forrás 1974.évi vízhozam-idősorában
 Fig. 1: Daily flow as superimposition of the base flow and the spates as revealed in the 1974 discharge time series of the Kis-Tohonya Spring at Jósvafő

2. Az 1972. évi vizsgálatok eredménye

1972-ben a már hét éve folyamatosan regisztrált Nagy-Tohonya-forrás vízhozamváltozásaiban szerepet játszó csapadék-hatás mechanizmusát szerttük volna megismerni. Egy-egy vizsgált nap átlagos vízhozamának nagyságát a bevezetőben leírt hatótényezők vizsgálata alapján kívántuk meghatározni.

A csapadékhatás-mutató érték kiszámításához szükséges képletet az alábbiak szerint határoztuk meg:

$$Cs_{hm} = \sum_{i=1}^n Cs_i B_i T_i K_i \text{ [mm]}$$

ahol Cs_{hm} : az egymás után következő napok csapadékhatás-mutató értéke [mm],

Cs : a kijelölt csapadék-csoportok összege [mm],

B : a sokévi átlagos havi beszivárgási-százalék értéke [%],

T : a karszttelítettség sokévi havi átlagtól való eltérése [%],

K : kiürülési tényező, amely megmutatja, hogy a csapadék-csoport által keltett árhullám vízhozama a tetőzéstől a vizsgált napig annak hány százalékára csökken [%].

A csapadékhatás-mutató értékek kiszámítását az alábbi módon végeztük el:

1. A vizsgált nap előtti két hónap során a legtöbb esetben 3-8 napos időjárási frontokkal érkező csapadékok több napos sorozatát csapadék-csoportoknak neveztük el. 3 mm-nél kisebb, — egy, vagy több napos — csapadékösszegeket nem vettünk figyelembe. (Az egy napos „*csoportokat*” a nyári időszakban gyakran 3-mm-nél nagyobb összegű záporosók okozták). Önálló csapadék-csoportnak tekintettük azokat a sorozatokat, amelyek között legalább 2 nap, vagy annál hosszabb szünet volt. Az egyes csapadék-csoportok összegét és hatás-napját minden esetben a legnagyobb csapadék napjára vonatkoztattuk. A téli félévekben a negatív átlaghőmérsékletű napokon hulló csapadékot (havazás) zérus értéknek vettük fel. Ezzel szemben a téli időszakban — nullánál nagyobb napi átlaghőmérséklet esetén — csapadéknak tekintettük a hóolvadást is, ha a napi hó-vastagság és hó-víztartalom mérés figyelembe vételével a hó víztartalma egyik napról a másikra csökkent. Hó-víztartalom mérés hiánya esetén a hó vastagság csökkenését cm-ként 1 mm-es csapadéknak becsültük. A hóolvadási adatokat önállóan, vagy az aznapi eső mennyiségével összeadva vettük számításba. Elkészítettük a fenti módon meghatározott csapadék-csoportok táblázatát (*I. táblázat*).

2. A vizsgált két hónapi időszakra az egyes csapadék-csoportok összegét a havi beszivárgási százalék értékének megfelelő tizedes tört értékével szoroztuk meg. A fenti időszakban a havi beszivárgási százalék adatait Kessler Hubert havi beszivárgási görbéje alapján vettük figyelembe (*KESSLER 1956*).

I. táblázat

Table 1.

A vizsgált csapadék-csoportok beszivárgással, karsztelítettséggel és szuper-telítettségi korrekcióval módosított értékei
Data of the rainfall-groups considered, modified with the infiltration and karst saturation percentages, further with the super-saturation correction factors

	Nap	1976		1977											
		11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Eredeti csapadék-csoport értékek [mm]			61,0						23,4						
							5,1				61,0			15,5	
	5.														
		7,0	23,7												
							49,8			82,0		4,8			
	10.			68,8	75,9								7,8		
						10,7			21,1		63,2				
	15.							29,7						10,1	
		37,8													
												31,0			
	20.							21,9			21,7				
					38,5										9,0
		4,9													
	25.										8,3				9,6
								10,6		12,9					
											6,1				
			23,5												
30.						40,8									
Beszivárgási-százalékkal módosított értékek [mm]			40,9						5,6						
							6,1			4,9			0,9		
	5.														
		1,2	15,8												
							59,8			6,6		0,8			
	10.												2,6		
				23,3	110,1										
						10,0									
	15.								9,8	5,1	5,1			0,6	
		6,4													
													5,0		

Nap	1976						1977							
	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
20.							7,2			1,7				
				55,8									0,5	
	0,8													
25.									0,7				0,6	
						12,7		3,1		0,5				
			8,0											
30.					37,9									
		61,4						11,2						
						11,3				9,6			1,5	
5.														
	1,7	23,7												
10.						111,2			13,2		1,5			
				185,0									4,6	
		37,0												
					17,7									
15.							19,1	10,2		9,9				1,0
	9,1													
											9,3			
20.							14,0			3,3				
				93,7										0,8
25.	1,1													
									1,4					1,0
						23,6		6,2						
										1,0				
30.			12,7											
					67,1									
		61,4												
						11,3			11,2					1,5
5.														
	1,7	23,7												
10.							190,1		82,0		1,5			
				185,0									4,6	
		37,0												

Szuper telítettség korrekciós értékek
[mm]

Nap	1976					1977								
	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					17,7			10,2		20,9				
15.							19,1						1,0	
	9,1													
											9,3			
20.							14,0			3,3				
				278,7										
													0,8	
25.	1,1													
													1,0	
						23,6		6,2						
										1,0				
30.			12,7											
					67,1									

Megjegyzés:

190,1 = szuper telítettségi korrekciós értékek [mm]

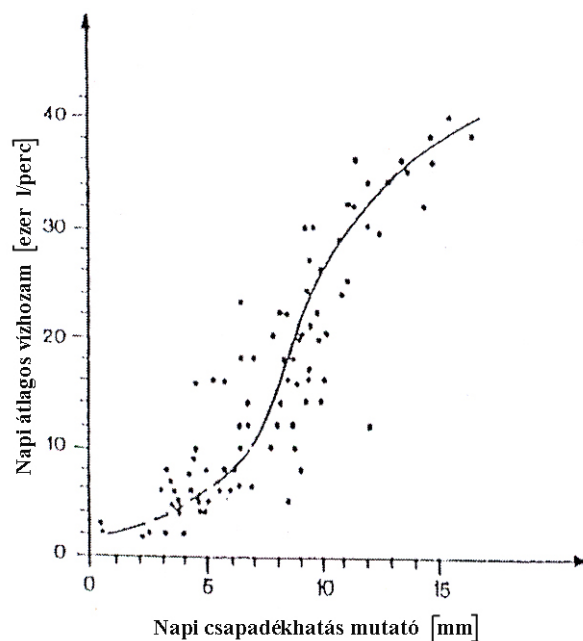
Notice:

190,1 = Super-saturation correction factors [mm]

3. A karszttelítettségi tényezőt minden egyes csapadék-csoport esetében a megelőző 8 hónap csapadékösszege és az ugyanerre az időszakra eső sokévi átlagos csapadékösszeg százalékos eltéréséből kalkuláltuk. A százalékos eltérésnek megfelelő tizedes törttel szorozva minden egyes csapadék-csoport összegét megnöveltük, vagy csökkentettük — attól függően, hogy az adott 8 hónap folyamán milyen volt a csapadékosság mértéke. A nyolc hónapos időszak figyelembe vételére azért került sor, mert Kessler Hubert az akkor ismert egyetlen létező beszivárgás-számítási módszerében szintén a 8 téli hónap alapján (a tárgyévi első négyhavi csapadékösszeg felhasználásával és az azt megelőző év utolsó négyhavi csapadékösszegének korrekcióba vételével) számította ki az évi beszivárgási százalék értékét.

4. A legnehezebb feladat a kiürülési-tényező minden egyes csapadék-csoporthoz tartozó értékének meghatározása volt. A csapadékhatás-mutató értékeinek kiszámítása során az árvíz-keltő csapadék-csoportokkal helyettesítettük a forrás áradásait. Alapul véve a Nagy-Tohonya-forrás vízhozamának 1970. évi őszi kiürülési szakaszát; az árvíz csúcsok és a vizsgált nap közötti időtartam meghatározása után, a kiürülési görbén kijelöltük a vizsgált csapadékcsoport által keltett (becsült) maximális vízhozam értékét. Ezt követően megnéztük, hogy a vizsgált napig terjedő időtartam végéig hány százalékra csökkent a forrás csapadék-csoporttal helyettesített vízhozama. Ennek a százalék-értéknek megfelelő tizedes törttel szoroztuk meg a vizsgált csapadék-csoportok összegét.

1972-ben számítógép még nem állt rendelkezésünkre a csapadékhatás-mutató idősorok kiszámítására. Ezért ezt az összetett számítást akkor nem tudtuk minden napra, — egy, vagy több év időtartamra — elvégezni; mert minden egyes nap előtti két hónapra vonatkozóan 2-7 előzetes áradás három tényezővel javított értékeit kellett volna összegezni. A vizsgálatot leegyszerűsítve ezért a Nagy-Tohonya-forrás 1965-1969. évi, öt éves mérési időszakára olyan módon végeztük el, hogy március elejétől október végéig csak 80 különböző időpontra határoztuk meg a mért napi hozamok és a fenti módon számított csapadék-hatásmutatók értékpárjait. Csak a nyári hónapokra tudtuk elvégezni a számítást, mert a vizsgált időszakra vonatkozóan akkor még nem állt rendelkezésünkre a Jósvalői Kutató Állomáson mért hó-adatok rendezett gyűjteménye sem.



2. ábra: Kapcsolat a napi átlagos vízhozam és a napi csapadékhatás-mutató értékek között a Jósvalőn mért csapadék összegek és a Nagy-Tohonya-forrás 1965-1969-évi napi átlagos vízhozam adatainak feldolgozásával
 Fig. 2: Correlation between the daily average discharge and the daily rainfall-impact indicator values demonstrated by processing the rain data of the Jósvalő gauge and the 1965-1969 daily average discharge data of the Nagy-Tohonya Spring

A kapott eredményt a 2. ábrán tüntettük fel (MAUCHA 1998). Jól látható, hogy a mért vízhozam és a napi csapadékhatás-mutató értékek közötti kapcsolat 25.000 l/min nagyságú forráshozamig parabolikus jellegű összefüggést mutatott. Az ennél nagyobb forráshozam értéknél a kapott össze-

függés görbéje azért csökken le a nagyobb hatásmutató értékek irányába, mivel az áradásokat okozó nagyobb csapadékok egy része felszíni lefolyás következtében már nem jut el a forráshoz.

A kapott összefüggés elvileg lehetővé teszi, hogy a Nagy-Tohonya-forrás bármely évének napi átlagos vízhozam-idősorát a napi csapadék hatásmutató értékek kiszámításával és a kapott kapcsolat segítségével állítsuk elő. Erre azonban 1972-ben számítógép hiányában még szintén nem volt lehetőség. Ezen kívül a téli adatok hiányában és a csapadék-hatás mechanizmusát befolyásoló tényezőknek csak részleges ismeretében valószínűleg csak közelítő hozam-idősorokat kaptunk volna eredményül.

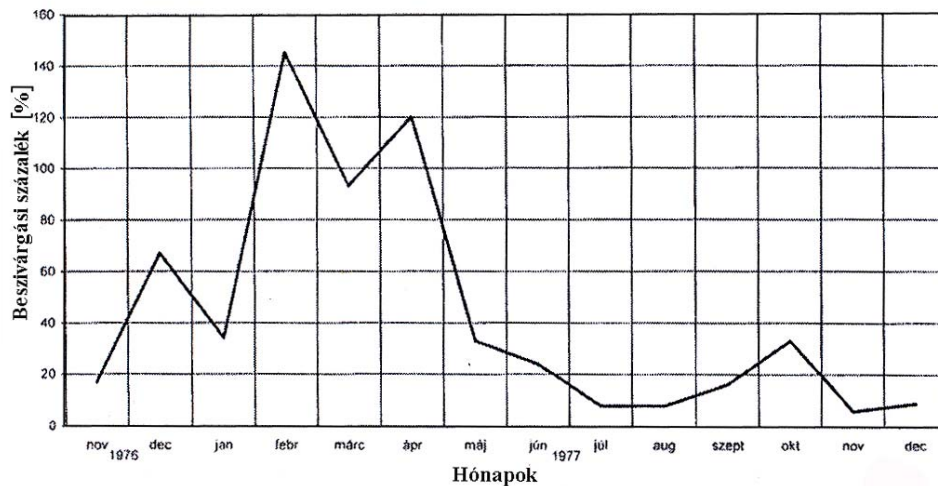
3. Az évi forráshozam-idősor szimulálása a napi csapadékhatás-mutató értékek felhasználásával

Ebben a tanulmányban — a felsorolt problémák következtében és a jelenlegi számítógépes programozási lehetőségek birtokában — kísérletet teszünk arra, hogy az alcímben közölt feladatot megoldjuk.

Tervbe vettük, hogy az 1972. évi elgondolásokat felülvizsgálva és a legújabb ismereteket ill. módszereket alkalmazva, a csapadékhatás-mutató értékek meghatározásával a jósmafői Kis-Tohonya-forrás 1977. évi vízhozam-idősorát fogjuk szimulálni. Azért esett választásunk erre a forrásra, mert nem szivornyás forrás és így a nem csapadék eredetű hozam-ingadozások sem zavarhatják a munka elvégzését, mint ahogy pl. a Nagy-Tohonya-forrás esetében ez előfordult. Másrészt 1977-ben a forrás vízhozam-idősorát folyamatosan regisztráltuk. Ezen kívül a vizsgálatra olyan évet választottunk ki, amelyben sok áradás volt. Fentiek következtében remélhető volt, hogy az első kísérlet eredménye alapján lehetőség lesz arra, hogy részletesebben megismerjük a csapadékhatás valódi mechanizmusát. Arra a kérdésre keressük tehát a választ, hogy az évi csapadékok hatására hogyan reagál a karszt a források vízhozam-változásának létrehozása során, vagyis milyen a csapadékhatás tényleges mechanizmusa?

A vizsgálatot az 1972. évben kialakított szempontok szerint, az előző fejezetben bemutatott képlet figyelembe vételével végeztük el. A munka elvégzéséhez szükséges adatokat a Kutató Állomás adatgyűjteményét és kutatási eredményeit tartalmazó VITUKI kiadványból vettük át (MAUCHA 1998). A csapadék-csoportokat is ugyanolyan módon jelöltük ki, mint korábban. Az 1977. évi csapadékhatás-mutató értékek meghatározásához azonban szükség volt az 1976. év utolsó két hónapjának csapadék, valamint a már említett kiegészítő meteorológiai adataira is (eső, hóvastagság, hóvíztartalom, napi átlagos léghőmérséklet, stb), mivel az 1977. évi első két

hónap minden egyes napjára vonatkozó csapadékhatás-mutató értékek létrehozásában az előző év két utolsó hónapjában lehullott csapadék-csoportok víztartalma is szerepet játszott.



3. ábra: A havi beszivárgási százalék változása a Kis-Tohonya-forrás vízgyűjtő területén (1976 nov. 1 - 1977 dec. 31)

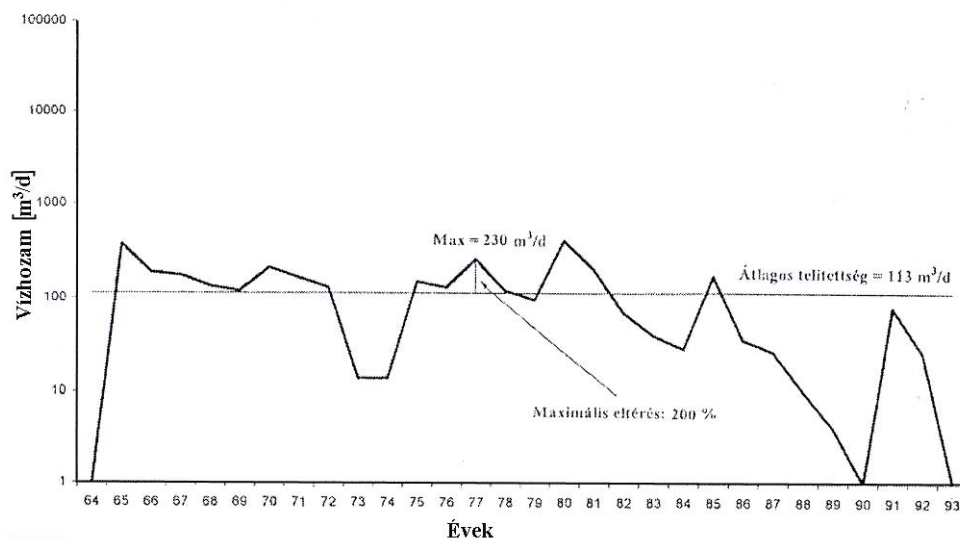
Fig. 3: Variation of the monthly infiltration percentage in the catchment area of the Kis-Tohonya Spring (1.11.1976 - 31.12.1977.)

A beszivárgási tényezőt az — 1972. évtől eltérően — nem Kessler Hubert havi beszivárgási-görbéje szerint vettük figyelembe, mivel Ő azt a görbét a mecseki Tettye-forrás 22 éves vízhozammérési eredményeinek és a Misina-tető csapadék-adatainak alapján szerkesztette meg. A korábbtól eltérő eljárásra azért volt szükség, mivel a Kis-Tohonya-forrás 1977. évi hidrológiai adatait a csapadékhatás mechanizmusának vizsgálatára kívántuk felhasználni. Ehhez pedig az adott év helyi adataira volt szükség. A Kutató Állomás mérési eredményeit tartalmazó, már idézett könyvben rendelkezésünkre álltak a forrás havi átlagos vízhozamai, valamint a havi csapadékösszeg adatai is. Ezért az 1976. november 1. és 1977. december 31. napja közötti időszakban minden hónapra kiszámítottuk a beszivárgási százalék értékét (3. ábra, II. táblázat). A havi vízhozam összeg (a havi átlagos vízhozam szorozva a hónapban lévő napok számával) és a havi csapadékösszegek vízgyűjtő területtel szorzott értékeinek hányadosa 100-al szorozva ugyanis bármely mért forrás esetében megadják a havi beszivárgási százalék értékét (3. ábra). Ennek megfelelő tizedes törtekkel szoroztuk meg a kijelölt csapadék-csoport összegeket.

II. táblázat
Table II.

A felhasznált havi beszivárgási- és karsztelítettségi tényezők értékei 1976 november 1-től 1977 december 31-ig
Monthly infiltration and karstic saturation percentages over the 1st November, 1976-31st December, 1977 period

Évek:	1976		1977											
Hónapok:	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A havi beszivárgás [%]	17	67	34	145	93	120	33	24	8	8	16	33	6	9
A havi karsztelítettség százalékos eltérése a sokévi átlagtól [%]	142	150	159	168	177	186	195	200	200	195	186	177	168	159

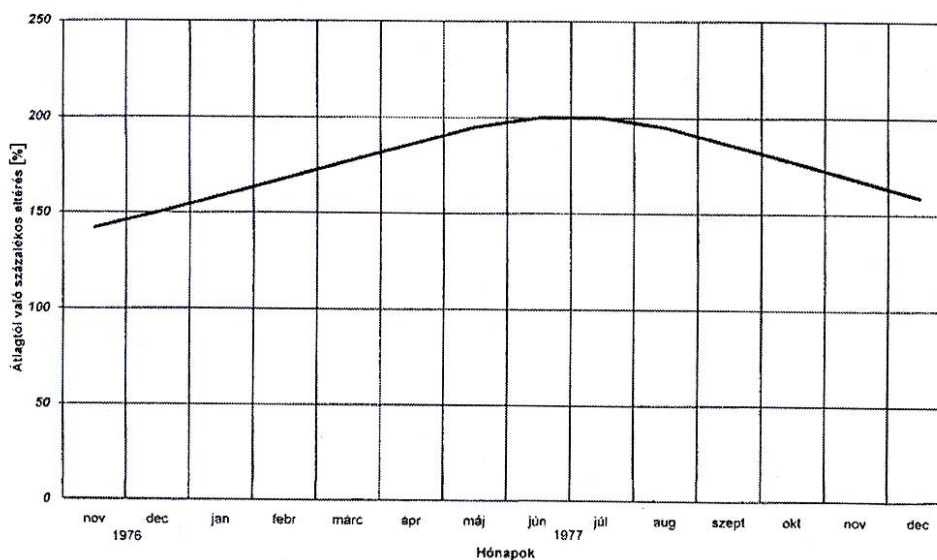


4. ábra: A karsztelítettség változásának átlagtól való eltérése a KisTohonya-forrás sokévi minimális vízhozamának időszora alapján.

Fig. 4: Differences from the mean of the variation of karst saturation, based on the long time series of lowest discharge of the Kis-Tohonya - Spring

A karsztelítettségi tényező meghatározása során is eltértünk az 1972 évi számítási-módszertől. Időközben ugyanis vizsgálataink feltárták a karsztelítettség jelenségének lényegét (MAUCHA 2005), vagyis azt a tényt, hogy a karsztos kőzet fő törés-hálózatának közbezárt blokkjaiban található szűk járatrendszerek vízzel való kitöltöttségének mértéke adja meg a min-

denkori karsztelítettség értékét. Mivel az új karsztmodell értelmében karsztforrások minimális vízhozama ezeknek a közbezárt blokkoknak a kiürüléséből származik (IZÁPY – MAUCHA 2003), ezért a Kis-Tohonya-forrás minimális vízhozamának 1964-1993. évi időszora (4. ábra) megmutatja, hogy 1977. évben az átlagosnál kétszer nagyobb volt a karszt maximális telítettsége, mint sokévi átlagban. A vizsgált 1976. év-végi és az 1977. évi telítettség hónapokra lebontott értékeit az 5. ábrán és a II. táblázatban mutatjuk be. Ilyen módon a havi karsztelítettség sokévi átlagtól való eltéréseinek százalékos értékeit tekintettük karsztelítettségi tényezőnek. E százalékok (II. táblázat) tizedes törttel kifejezett értékeivel szoroztuk meg a megfelelő hónapban talált, beszivárgott csapadék-csoport összegeket.

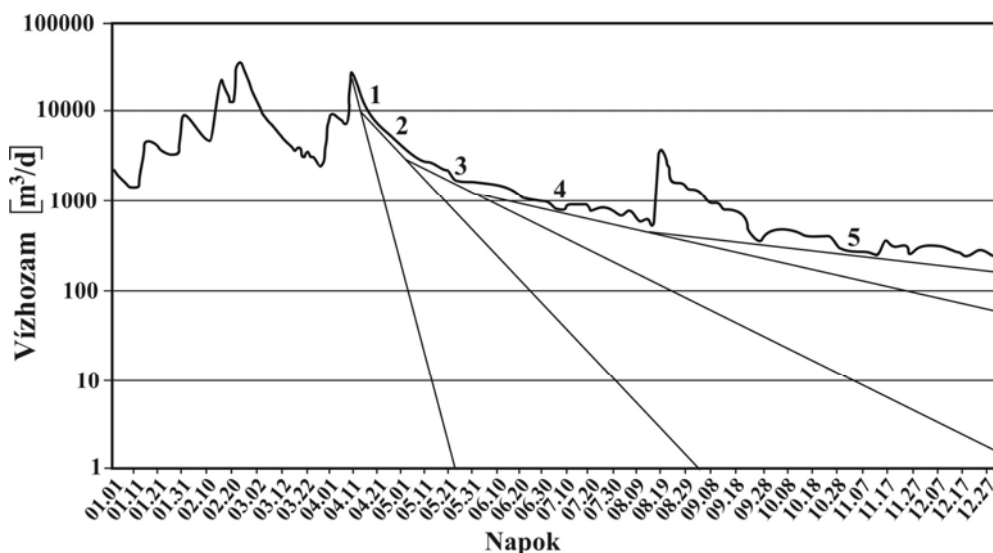


5. ábra: A karsztelítettség havonkénti változása a Kis-Tohonya-forrás vízgyűjtő területén (1976 nov. 1 – 1977 dec.31).

Fig. 5: Monthly variation of karst saturation in the of the catchment area of the Kis-Tohonya-Spring (1.11.1976. – 31.12.1977.)

Végül a Kis-Tohonya-forrás 1977. évre vonatkozó napi csapadékhatás-mutató értékeinek kiszámításához még szükség volt arra is, hogy meghatározzuk az egyes csapadék-csoport összegek által keltett áradások kiürülési tényezőjét is. A korábbi vizsgálattól eltérően a tényező meghatározására a Nagy-Tohonya-forrás kiürülése helyett most a Kis-Tohonya-forrás 1977. évi vízhozam idősorának április-december közötti kiürülési szakaszát vettük figyelembe (6. ábra). Az ábrán megszerkesztettük a töréspontokkal rendelkező kiürülési poligont (CSER 1978, IZÁPY-MAUCHA 1993, MAUCHA

1998, MAUCHA 2002). (A jobb áttekinthetőség érdekében a töréspontok után folytatódó egyeneseket is feltüntettük az ábrán, hiszen a töréspontoknál nem ér véget egy-egy rendszer teljes kiürülése). A kiürülési-poligon szakaszonként változó csökkenési trendje alapján állítottuk össze a *III. táblázatban* található adatsort. A számítógépes program elkészítése során az áradások tetőzése és a vizsgált nap között eltelt idő figyelembe vételével kerestük ki az eltelt időtartamhoz tartozó kiürülési-tényező értékeket, amelyek megmutatják, hogy a vizsgált napig a csapadék-csoportok hatás-napján keltett árhullám-maximumok vízhozama hány százaléka csökkent. A kapott százaléértékeknek megfelelő tizedes tört értékeivel szoroztuk meg a korábbi módosításokkal már korrigált csapadék-csoport értékeket a program elkészítése során.



6. ábra: A kiürülési tényező százalékos értékének meghatározásához szükséges kiürülési poligon a Kis-Tohonya-forrás 1977. évi vízhozam idősorában
 Fig. 6: Depletion polygon needed for determining the percentage value of the depletion coefficient, identified on the 1977 discharge time series of the Kis-Tohonya-Spring

A fenti műveletek elvégzése után az 1977. év minden egyes napjára kiszámítottuk a csapadékhatás-mutató értékét. A számítást az 1972. évi képlet felhasználásával végeztük el. Ez annyit jelent, hogy napról-napra, — egy nappal eltolt előzetes kéthavi időszakra — meghatároztuk az árkeltő csapadék-csoportokkal szimulált áradások beszivárgási, karsztelítettségi és kiürülési tényezővel módosított értékeit, majd a kapott értékeket összegeztük.

III. táblázat
Table III.

A különböző nagyságú áradást keltő csapadékok kiürülési tényezőinek százalékos értékei
Five-day percentage of the depletion coefficient of rainfall groups of different magnitude

Kiürülés a vizsgált napig		0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	nap
Áradást keltő csapadékok [mm]	Kiürülési poligon oldal száma	1		2			3					4			
	Nagyon nagy 80-100	100	46	30	26	15	11	9	8	7	6	5	5	4	%
	Kiürülési poligon oldal száma	2				3					4				
	Nagy 60-80	100	62	39	26	22	18	16	13	11	10	9	8	8	%
	Kiürülési poligon oldal száma	3						4							
	Közepes 40-60	100	74	61	53	42	37	33	30	28	26	24	23	21	%
	Kiürülési poligon oldal száma	4													
	Kicsi 20-40	100	82	70	68	63	59	56	52	49	45	42	39	26	%
	Kiürülési poligon oldal száma	5													
	Nagyon kicsi 0-20	100	96	94	92	88	84	82	80	76	74	72	70	68	%

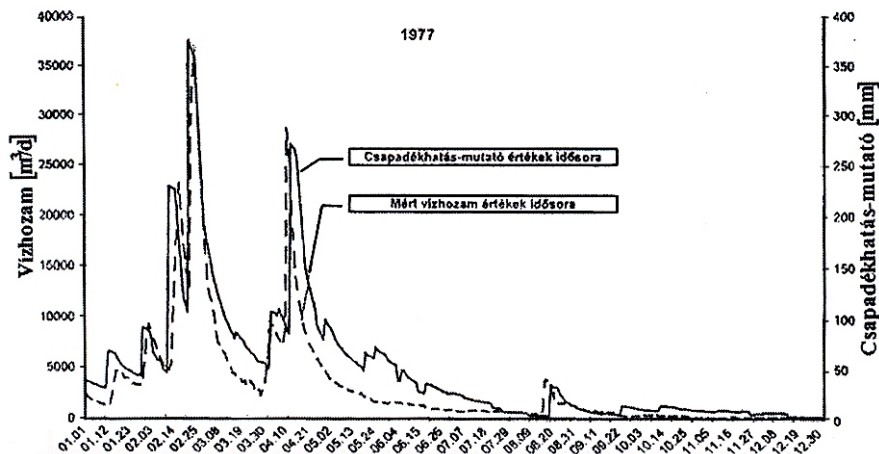
Ezután a csapadékhatás-mutató értékek idősorát összehasonlítottuk a Kis-Tohonya-forrás 1977 évi mért vízhozam-idősorával. Ahhoz nagyon hasonló görbét nyertünk, de a szimulált-idősor az év első négy hónapjában és augusztus hónapban is jóval kisebb amplitúdójú áradásokat mutatott, mint a ténylegesen megvalósult forráshozam-idősor.

Az eredeti csapadék-csoport összegek alapján megállapítottuk, hogy három rendkívül csapadékos időszak esetében alakult ki a fenti eltérés a valóságtól. Ennek a ténynek a felismerése nyomán arra lehetett következtetni, hogy 20 napon belül egymásra következő — legalább két, 40 mm-t megközelítő, vagy annál nagyobb csapadékösszeg esetén — a második csoport-hoz hozzá kell adni az előző csapadék-csoport hasonló értékét és még a kisebb csoportok összegét is. Erre azért van szükség, mert ha az előző csapadék-csoportok telítik a karszt szűkebb érhálózatát, akkor a második nagyobb csapadék-csoport víztartalma veszteség nélkül képes eljutni a forráshoz. A téli félévben, illetve az augusztusi időszakban azt a lényeges különbséget mutattuk ki, hogy az első esetben a még eleve telített karsztban az első csapadék-csoport okoz még áradást is a telítésen kívül, a második, azaz a nyári időszakban az első csapadék-csoportok viszont csak telítik a karsztot a nagyon nagy felszíni párolgás következtében. Fentiek miatt tehát csak akkor kaptunk helyes szimulációs idősort, ha a kora tavaszi időszakban a második csapadék-csoport-hoz hozzáadott csapadék-csoport értékeket megtartjuk, nyáron pedig ugyanezeket az értékeket zérusnak tekintjük.

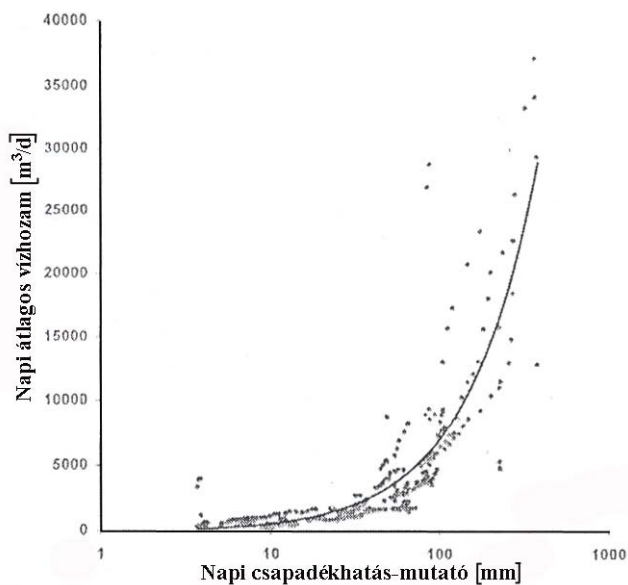
Végeredményben tehát arra az új eredményre jutottunk, hogy csapadékhatás valódi mechanizmusának felismerése után igen jól lehet szimulálni a valóságos forráshozam idősort (7. ábra). Az 1972-ben közölt képlet önmagában tehát nem elegendő a jelenség pontos leírásához, vagyis a fenti módon korrekciókat kell alkalmazni (I. táblázat). Az 1977 évben talált szuper-telített karszt állapot időszakában; február 21-én, április 9-én és augusztus 14-én lehullott csapadék-csoport-hoz kellett hozzáadni a megelőző 20 napon át lehullott és eredetileg 40 mm-nél nagyobb csapadék-csoportok módosított értékeit. Ilyen szuper-telített állapot leírását egy alkalommal megtalálhatjuk az irodalomban is (JAKUCS 1956).

A 7. ábrán a napi korrigált csapadékhatás-mutató értékek és a Kis-Tohonya-forrás mért vízhozam-idősorának közel párhuzamos futása arra mutat, hogy (minimális időcsúszások mellett) a szimuláció igen jól követi a mért vízhozam-idősor változását. A további kutatások során azonban a program elkészítésekor nagyobb gondot kell fordítani a kiürülési viszonyok jobb követésére, mivel májustól kezdve a kisebb csapadékok nem létező hatását is szimuláltuk, ugyanis a mért forráshozam idősorban ezek hatások

nem jelentek meg. Érdekes, hogy a mért vízhozam értékek és a csapadékhatás-mutató értékek között pontosan két nagyságrendnyi különbség alakult ki.



7. ábra: A Kis-Tohonya-forrás 1977. évi mért vízhozam időszora (szaggatott-vonal) és az ugyanerre az időszakra meghatározott csapadékhatás-mutató értékek kiszámítása alapján szimulált időszor (folyamatos-vonal) összehasonlítása
 Fig. 7: The 1977 recorded discharge time series of the Kis-Tohonya-Spring (dashed line) compared with the simulated time series (continuous line) based on estimation of the rainfall-impact indicator values determined for the same period of time



8 ábra: Kapcsolat a Kis-Tohonya-forrás 1977. évi napi átlagos vízhozam értékei és az ugyanerre az évre meghatározott napi csapadékhatás-mutató értékek között.
 Fig. 8: Correlation between the 1977 daily average discharges of the Kis-Tohonya-Spring and the daily rainfall-impact indicator values determined for the same year.

A csapadékhatás-mutató értékek és a Kis-Tohonya-forrás mért vízhozam értékei közötti, 1977. évi kapcsolat (8. ábra) hasonló az 1972. évben talált összefüggéshez, bár nem mutatja a nagy hozamnál ott megfigyelt felszíni lefolyás hatását. Segítségével lehetőség van arra, hogy csapadék-adatok alapján meghatározzuk bármely karsztforrás nem mért vízhozam-idősorát, ha korábban már legalább egy évig regisztrálták a forrás vízhozam változását.

4. Eredmények

A tanulmányban kísérletet tettünk arra, hogy a csapadék-adatok, valamint a beszivárgási-, a karszttelítettségi- és a kiürülési viszonyok ismeretében a csapadékhatás-mutató értékekkel szimuláljuk az egyik mért jósvafői karsztforrás egy éves vízhozam-változását. A vizsgálat célja az volt, hogy a korábbiaknál részletesebben megismerjük a csapadék-hatás mechanizmusát. A szimulált- és a mért idősorok összehasonlítása során megállapítottuk, hogy a húsz napon belül lehullott két, 40 mm-nél nagyobb csapadékösszeg (vagy hóolvadás) víztartalma összeadódik. A téli félévben mindkét csapadékcsoport, a nyári félévben pedig csak a második csapadékcsoport hoz létre nagyobb áradást, mert a finom érhálózat előzetes nedvesítésére feltétlenül szükség van. Pontosabb szimuláció létrehozásához tehát nem elegendő a napi csapadékhatás-mutató értékek kiszámítása, hanem a fenti szuper-telített állapotok kijelölésével a nagy csapadékcsoportok víztartalmának összeadását is figyelembe kell venni.

Megállapítható tehát, hogy lehetőség van bármely karsztforrás nem mért időszakában az évi vízhozam idősor szimulálására, ha hozamát korábban már legalább egy évig folyamatosan regisztrálták.

IRODALOM

- CSER F.* (1978): The analytical Determination of stored Water of karstic springs. - Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium Közleményei Budapest, MTESZ MKBT-MMT-MHT kiadása. Budapest. p.129-140.
- IZÁPY G.* - *MAUCHA L.* (1993): The discharge quality relationship interpreted for karst springs by a new karstmodel. - Bulletin de la Société Géographique de Liege. p.53-60.
- JAKUCS L.* (1956): A barlangi árvizekről. - Földrajzi Közlemények. 4. p. 361-402.

KESSLER H. (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken. - *Vízügyi Közlemények*. XXIV. Budapest, p. 179-188.

KESSLER H. (1956): A karsztvidékek lefolyására és beszivárgására vonatkozó újabb vizsgálatok. - *VITUKI Beszámoló*. Budapest, p. 139-145.

MAUCHA L. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. 1958-1993. - *A VITUKI RT. Hidrológiai Intézet kiadványa*. Budapest, 414 p.

MAUCHA L. (2002): Az Aggteleki-karsztvidék nagyobb forrásainak kiürülési viszonyai. - *Karsztfelődés VII. BDDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 105-128.

MAUCHA L. (2005): A karszttelítettség változásának vizsgálata az Aggteleki-karsztvidék évi minimális forráshozam értékei alapján. - *Karsztfelődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 61-76.

NÖVÉNYFOLT ALATTI ÉS NÖVÉNYZETMENTES LEJTŐK KARROSODÁSÁNAK ÖSSZEHASONLÍTÁSA TOTES GEBIRGEI PÉLDÁK ALAPJÁN

VERESS MÁRTON-DEÁK GYÖRGY–CZÖPEK ISTVÁN

Berzsenyi Dániel Főiskola, Földrajz és Környezettudományi Intézet, 9700
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdf.hu, czopy@bdf.hu

Abstract: We examined the influence of the plants on the karren formation of the slopes. We compared cross-sections areas of the rinnen (product of width of rinn and depth of rinn) and relative width of rinnen (the quotient of width of rinn and depth of rinn) on slopes with dwarfpines on slopes with herbaceous plants and on bare slopes. There are dwarfpines on the upper margin of a slope with dwarfpines, while there are herbaceous plants on the upper margin of a slope with herbaceous plants. We measured width and depth of the rinnen on karren slopes of the dwarfpine zone of the Totes Gebirge. We could establish that the cross-sections areas of the rinnen are the greatest on the slopes with dwarfpines and the smallest on bare slopes. The relative width of the rinnen are the smallest on the slopes with dwarfpines and those are the greatest on bare slopes. We can explain this with the fact that the snow cover on the dwarfpines contains CO₂ in a high level which is due to the dissimilation processes of dwarfpines. The relative width of rinnen decreases (hence depth of the rinnen can increase) as slope angle decreases on bare slopes and on slopes with dwarfpines. We explain the decrease of the relative width of rinnen with faster water current. Value of the relative width of rinnen increases with the increase of the slopes angle on slopes with herbaceous plants. The reason for this is the following: less soil is transported from the rinnen on slopes with smaller slope angle than from those on slopes of greater slope angle. Therefore rinnen of smaller slope angle can deepen more quickly because dissolution is be more intensive under soil than on non-soil surface where the rinnen are on slopes with greater slope angle. The water current can be slower at the bottom of the rinnen where the slope angle is smaller too. The period of dissolution increases under the soil patches. It will help the rinnen to deepen as well. If the angle of slopes with herbaceous plant is less than 39° the dissolutorial intensity of the rock is the same as that of bare slopes with slope angle more than 39°. If the angle of slopes with herbaceous plant is less than 28°, the dissolutorial intensity is similar to the dissolutorial intensity of slopes with dwarfpines with slope angle more than 28°.

1. Bevezetés

A talajnak és a növényzetnek a karrosodásban is fontos szerepet tulajdonítanak. A talajhatást (amelybe tágan értelmezve a talajban keletkezett CO₂ által kifejtett oldóhatás mellett a gyökerek által termelt szerves savak is beletartoznak) vizsgáló kutatók sorából említhető HUGHES (1901), SYERS (1964), JONES (1965), WILLIAMS (1966), JAKUCS (1971), TRUDGILL (1975, 1976, 1983, 1985), ZSENI-KEVEINÉ BÁRÁNY (2000), ZÁMBÓ-TELBISZ (2000), SZUNYOGH (1999), VERESS (2003), ZSENI (2004).

E tanulmányban közzétett vizsgálataink célja, hogy a talaj ill. a növényzet, vagy annak hiánya magashegységben adott magasságban (növényövben) a lejtők karrosodására milyen hatással van.

I. táblázat
Table I.

Szelvény menti karros formák főbb paraméterei (Totes Gebirge, Pühringer-ház környéke)
Main parameters of karren forms which occur along line (Totes Gebirge, near Pürriingen-House)

szelvény jele	fajlagos szélesség [cm/m]		sűrűség [db/m]		átlagos mélység [dm]	átlagos szélesség [cm]	fajlagos keresztmetszet-terület [dm ² /m]	átlagos terület [dm ² /db]	átlagos relatív szélesség	magasság [m]	lejtő minősítése	szelvény hossza [m]	lejtés iránya	lejtőszög	távolsága a hordozó lejtő felső peremétől
I. terület															
T-1(2005)	35,71	16	2	0,71	8,6	22,4	1,66	2,32	3,41 (2,56)	1743	növénytelen	7,0	346°	12 °; 15 °	?
T-2(2005)	80,28	-	18,89	-	1 cm alatt					1748	növénytelen	1,8	198°	65°	0,5
T-3(2005)	47,33	39,33	3,83	3,17	7,42	12,42	3,55	1,12	2,28	1750	növénytelen	6,0	3°	28°	?
T-4(2005)	48,12	37,5	1,25	1,12	39,11	33,33	24,11	21,43	1,17	1754	törpefenyő	8,0	0°	27°	2,5
T-5(2005)	35,51	14,30	1,87	0,56	3,18	25,5	7,46	13,30	1,03 (0,67)	1754	törpefenyő	10,7	90°	38°	2,25
T-6(2005)	35,56	35,56	2,89	2,89	1,18	12,31	4,98	1,72	1,22	1751	növénytelen	4,50	324°	50°	2,6 (2,5)
II. terület															
T-7(2005)	27,09	15,91	1,55	0,91	1,52	17,5	3,40	3,74	1,93 (1,29)	1700	törpefenyő	11,0	144°	25°	6,5
T-8(2005)	26,32	26,32	1,58	1,58	1,67	16,67	5,43	3,44	1,16	1700	lágyszárú, törpefűz	5,7	150°	15°	6,0
T-9(2005)	34,23	23,08	3,46	2,5	0,63	9,23	1,47	0,59	1,67	1700	növénytelen	5,2	150°	20°	2,6
T-10(2005)	38,5	36,83	3,0	2,83	1,74	13,0	8,68	3,06	1,06 (1,03)	1700	törpefenyő	12,0	156°	30°	2,9
T-11(2005)	44,83	42,17	3,33	3,17	0,62	13,32	2,79	0,88	3,23	1700	növénytelen	6,0	156°	35°	2,5
T-15(2005)	34,2	31,6	1,8	1,7	2,38	18,59	8,43	4,96	0,89	1698	törpefenyő	10,0	144°	35°	3,1
T-16A(2005)	43,11	22,96	3,26	1,48	0,74	15,5	2,11	1,42	2,97 (2,36) ¹	1697	növénytelen	6,75	138°	30°	0,8
T-16B(2005)	25,22	22,69	2,54	2,39	0,66	9,5	1,68	0,70	1,85	1697	növénytelen	6,7	156°	35°	2,7
T-16C(2005)	30,00	28,03	2,42	2,27	0,61	12,33	1,72	0,76	2,99 (2,81) ¹	1697	növénytelen	6,6	150°	25°	4,6
T-16D(2005)	35,84	35,84	1,39	1,39	2,67	25,86	12,13	8,75	1,22	1697	növénytelen	5,05	126°	35°	6,5
T-15A(2005)	34,51	34,51	1,86	1,86	1,84	18,53	7,46	4,00	1,29	1698	törpefenyő	10,2	156°	31°	1,2
	26,18	26,18	1,37	1,37	2,06	19,07	6,48	4,72	1,02						
T-15B(2005)	24,1	21,67	1,2	0,9	1,73	21,67	5,49	6,10	1,43	1698	törpefenyő	10,0	?	?	5,0
III. terület															

szelvény jele	fajlagos szélesség [cm/m]		sűrűség [db/m]		átlagos mélység [dm]	átlagos szélesség [cm]	fajlagos keresztmetszet-terület [dm ² /m]	átlagos terület [dm ² /db]	átlagos relatív szélesség	magasság [m]	lejtő minősítése	szelvény hossza [m]	lejtés iránya	lejtőszög	távolsága a hordozó lejtő felső peremétől
T-12(2005)	43,89	43,89	1,85	1,85	1,92	23,7	10,69	5,77	1,37	1680	lágyszárú	5,4	114°	26°	1,3
T-13/A(2005)	49,67	36,0	2,67	2,0	1,08	18,0	5,15	2,58	2,12 (1,88)	1678	lágyszárú	3,0	78°	44°	1,0
T-13/B(2005)	37,95	30,68	2,04	1,82	1,22	16,87	4,70	2,59	1,84 (1,70)	1678	lágyszárú	4,4	6°	47°	2,1
T-14(2005)	51,56 45,62	46,25 40,31	5,0 4,06	4,69 3,75	0,92 1,11	9,87 10,75	5,65 5,54	1,20 1,47	1,75 1,19	1684	növénytelen	3,2	84°	45°	2,25
T-17(2005)	40,89	38,03	2,86	2,68	2,57	14,2	13,36	4,99	0,88 (0,92)	1702	törpefenyő	5,6	162°	25°	1,9

Megjegyzés:

- f.sz. és sűrűség: első adat összes formára, második adat csak vályúra,
- zárójelbe tett szám: hasadékok adataival is számolt alak,
- a T-15/A (2005) -nél és a T-14 (2005) -nél a második sor adataival történik a további számolás,
- T-14 (2005) -nél a második sor adatai a 4,8,15 sorszámú vályúk nélkül,
- ¹ hasadékok iránya ismeretlen (a hasadék adatot azonban nem kell figyelembe venni, miután a hasadékok az egymás alatti szelvényekben nem ismétlődnek, tehát nem lejtésirányúak),
- azok a hasadékok kerültek beszámításba az alak kiszámításánál, ahol a lejtésirány és hasadékirány különbsége 45°-nál kisebb.

Notice:

- f.sz. and density: the first column of data contains values of the altogether karren forms, the second column of data contains values of the rinnens,
- the number in the paranthesis: the shape was calculated with the shape of the grikes,
- at the T-15/A (2005) and at T-14 (2005) we used the data in the second row for further counting,
- at T-14 (2005) we calculated the data of the second row without number 4, 8, 15 rinnens,
- ¹We do not know the direction of the grikes (but the data of the grikes need not to be taken into account because a grike does not appear in the different lines, hence its direction discordant with the angle of the slope),
- we used the data of the grikes, when we calculated shape where the difference is less than 45° between the angle of the slope and the direction of the grike.

Az Alpok különböző karszterületein, több éven keresztül eltérő környezetekben (fenyő-, törpefenyő-, növénytelen öv) szelvények mentén mértük a különböző karrformák néhány jellemzőjét (VERESS et al. 2001, VERESS 2003, 2004). A fenti környezetekben (amelyek különböző magasságú térszíneknek felelnek meg) elsősorban a fajlagos szélességnek (ld. alább) és a sűrűségnek az eloszlását vizsgáltuk egy-egy szelvény mentén az összes karrformára ill. karrformánként. A kapott eredmények azt mutatják, hogy a karrformák fajlagos szélessége és sűrűsége a magasság növekedésével, ill. a növényzet változásával csökken. Az átlagos fajlagos szélesség fenyőövben (magasság 1600-1780 m) 35 cm/m, törpefenyőövben (magasság 1800-2000 m) 31 cm/m, míg a növénytelen térszíneken (1900-2100 m közötti magasságokban) 22 cm/m. Adataink szerint hazai, vagy mediterrán talajalatti karrokon a fajlagos szélességek 41,0-54,49 cm/m közötti értékeket mutatnak (VERESS 2003). Látható az Alpokban, hogy a fajlagos szélesség csökkenése a magasság növekedésével, tehát a talajelborítás csökkenése ellenére sem számottevő. Ennek két oka is lehet, amelyek az alábbiak.

- Törpefenyőövben a hóval elfedett törpefenyő disszimilációja során a hóban megnő a CO₂ mennyisége (MARIKO et al. 1994, KÖRNER 1999), amely megnöveli az olvadékvizek oldóképességét.

- Nagyobb magasságokban a hó nagyobb mennyisége és hosszabb időtartamú olvadása miatt nő az oldódás időtartama.

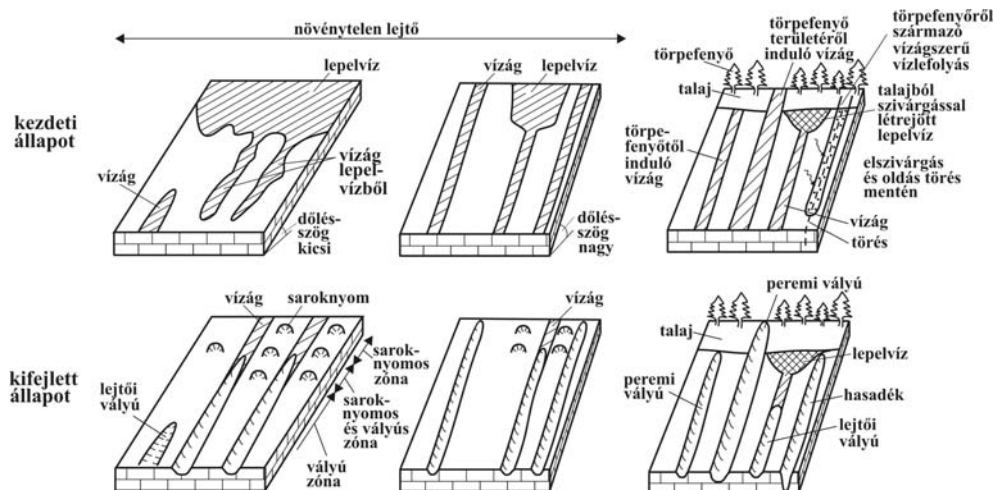
A fentebb említett okok miatt bekövetkező oldóhatás növekedés részben semlegesíti azt az oldóhatás csökkenést, amely a talaj részleges vagy teljes hiánya, ill. a talajélet rövidebb időtartamú aktivitása miatt következik be a nagyobb magasságokban.

Hogy a törpefenyős környezetnek a karrosodásra gyakorolt közvetett hatását kimutassuk a törpefenyőövben, egymás melletti térszínek törpefenyős-, lágyszárú növényzetű- valamint növénytelen lejtőin szelvények mentén mértük a karros formáknak és a hordozó lejtőknek az adatait (*I. táblázat*).

A szelvényeket egy a Pühringer-turistaházat is magába foglaló ÉK-DNy-i irányú gleccservölgyben és ennek egy ÉNy-DK-i irányú mellékvölgyében vettük fel (*2. ábra*). A gleccservölgy alacsonyabb és magasabb talpú részletekre különül. D-i lejtője meredekebb, ahol a mészkövet kovaréteg betelepülések szakítják meg. Itt a sziklalejtő főleg kovatörmelékéből és mészkő omladékból álló lankásabb lejtőrészletben folytatódik. A völgytalpakon, de részben az É-i völgyajtón is a déli irányba dőlő rétegek rétegfejei ÉK-DNy-i irányú réteglépcsők sorozatát hozzák létre mind a fővölgyben, mind a mellékvölgyben. A réteglépcsők különösen az I. és a II. jelű területen jellegzetesek. A réteglépcsők É-i, rétegfejes oldala meredek, D-i réteglá-

pos, vagy részben réteglapos oldala lankás. A rétegfejek elvégződésénél hosszabb-rövidebb kürtökkel tagolt hasadékok sorakoznak. A hasadékok között aknák is előfordulnak. A rétegfejek különösen a mellékvölgyben egymástól elkülönülő magaslatokra (egykori báránysziklák) különülhetnek. Ahol egy- vagy néhány szomszédos rétegfej nem képez magaslatot vagy magaslatokat, ott nagyobb méretű, zárt mélyedések is előfordulnak.

Az I. jelű terület az É-D-i irányú mellékvölgy talpán helyezkedik el, ahol összesen 6 db szelvényt vettünk fel (egy szelvény mentén csak rillek fordulnak elő, így e szelvény adatai a feldolgozásból kimaradtak). A II. jelű terület a Pühringer-háztól K-re a 214-es számú turistaúttól É-ra helyezkedik el a fővölgy talpán. Itt 12 db szelvényt vettünk fel. A III. jelű terület a Pühringer háztól Ny-ra a völgytalp egy magasabb részén található a 214-es számú turistaút mentén. Itt 5 szelvényt vettünk fel.



1. ábra: Növénytelen- és törpefenyős lejtők vízfolyási típusai és karrosodásuk
 Fig. 1: Different water flow types and karren formation of bare slopes and of those with dwarf pines

A lejtőket úgy választottuk ki, hogy a növényzet a lejtők felső szegélyén helyezkedjen el, de a karros felszín növénytelen és talajtalan lejtőrészletben folytatódjon. A szelvényeket olyan lejtőkön alakítottuk ki, amelyek karros cellák. A karros cella olyan karros felszínrészlet, amelynek a területére a környező felszínekről nem kerül víz (VERESS 2003). Ily módon a cella karrosodásában csak az a csapadékvíz játszik szerepet, amely közvetlenül a felszínére hull. E vizsgálat esetében a környezetből a vízáradás lehetőségét ki kell zárni, ugyanis ellenkező esetben a háromféle lejtő karrosodásában a növényzetnek, ill. annak a hiányát nem lehetne érdemben vizsgálni. Így pl.

egy növénytelen típusú lejtő karrosodását módosítaná, ha vizet kaphatna, pl. egy másik törpefenyős felszínrészletről. A várhatótól eltérő lenne a törpefenyős lejtő karrosodása is, ha növénytelen, vagy lágyszárú növényzettel borított környezetből kapna vizet.

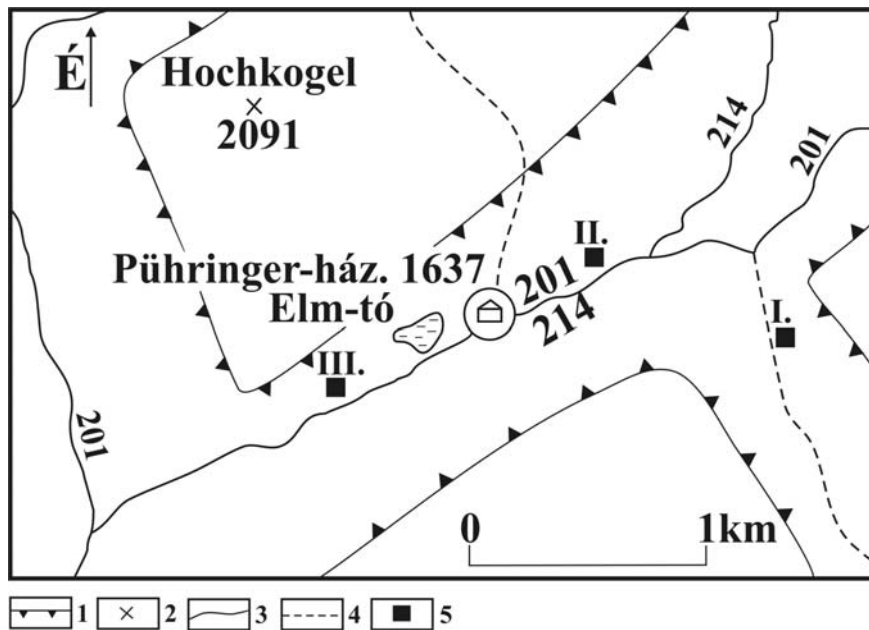
A vizsgált lejtők hossza néhány m, de egyetlen lejtőnél sem haladja meg a lejtőhossz a 10 m-t. A lejtőkön uralkodnak a vályúk. Több lejtőn, mint pl. a T-6, T-8, T-12, T-16/D, T-19/A jelű szelvényt hordozókon kizárólag csak vályúk fordulnak elő (*1. táblázat*). Mind a három lejtőtípuson előfordulnak lejtői ill. nem lejtői (peremi) vályúk. Előzőnél a vályúvég (vályúfő) a lejtő belsejében végződik. Utóbbinál a lejtő felső pereménél. Ez utóbbi típusba soroltuk azokat a vályúkat is, amelyek a lejtőt szegélyező növényzet peremétől indulnak, vagy a növényzet területétől (*1. ábra*). Különösen ezen vályúknak az elvégződése állapítható meg nehezen. Részben a sűrű törpefenyő miatt, részben mert szétágazva fokozatosan ékelődnek ki, ill. azért mert talajon helyezkedik el a törpefenyőben képződött vályúrész. Ezen vályúrészekről csak a talaj feltárását követően lehetne megállapítani, hogy talajjal részlegesen kitöltöttek, vagy esővízbarázdák, tehát a talaj és a növényhulladék vonalas lepusztulása során képződtek. A báránysziklákön előfordulnak olyan vályúk is, amelyek az átellenes lejtőkön egymás irányába hátrálva összekapcsolódtak. Ez utóbbi eredményeként a bárányszikla hátszerű magaslatán a vályúvégek között nyergek képződnek.

Mindhárom lejtőtípuson gyakoriak a hasadékok. Ezek a növénytelen lejtőkön inkább csapásirányúak és kevésbé szélesek, míg törpefenyős lejtőkön gyakran lejtésirányúak, nagy méretűek, aljuk néha tagolt, előfordul, hogy alaktanilag a vályúkra hasonlítanak. A vályú jellegű hasadékok fejlődésük kezdetén szivárgással fejlődtek, később kellő méretet elérve elegendő vizet kaphattak ahhoz, hogy talpukon hosszab-rövidebb ideig vízáramlás történjen, ami kedvezett vagy kedvez vályú jellegűvé fejlődésüknek.

A saroknyomok hiányoznak a törpefenyős és lágyszárú növényzetes lejtőkről. A kis dőlésű növénytelen lejtőkön gyakoriak, néha önálló övet képeznek (T-9 jelű szelvény lejtőjén). A fenti szelvényt hordozó lejtőn azonban a saroknyomos öv alatt elkülöníthető egy vegyes morfológiájú öv is, amelyben saroknyomok és vályúk egyaránt előfordulnak (*2. ábra*). A nagyobb dőlésű növénytelen lejtőkön is előfordulnak saroknyomok, de nem övezetesen, hanem csoportosan, vagy magányosan.

A karrformák előfordulása ill. mintázata arra utal, hogy lepelvíz ki-fejlődés főleg a növénytelen lejtőkre jellemző (saroknyomok). Ez esetben a vályúkat a lepelvízből kiágazó vízágak alakítják ki, majd a hátráló vályúk a lepelvizet részekre különítik. A lágyszárú és törpefenyős lejtőkön a növényzetről, ill. annak pereméről vízágak indulnak, amelyek aztán vályúkat hoz-

nak létre. Ha lepelvíz e lejtőkön megjelenik, akkor az korlátozott kiterjedésű. Vize legfeljebb hasadékok létrehozásában játszik szerepet akkor, ha törések mentén a kőzetbe szivárog.



2. ábra: A mérési helyszínek a Totes Gebirge hegységben
 Jelmagyarázat: 1. gleccser-völgy pereme, 2. csúcs, 3. turistaút, 4. sí út, 5. kutatási terület
 Fig. 2: Places of measuring in the Totes Gebirge
 Legend: 1. margin of the glacier valley, 2. peak, 3. hiker's track, 4. ski rout, 5. research area

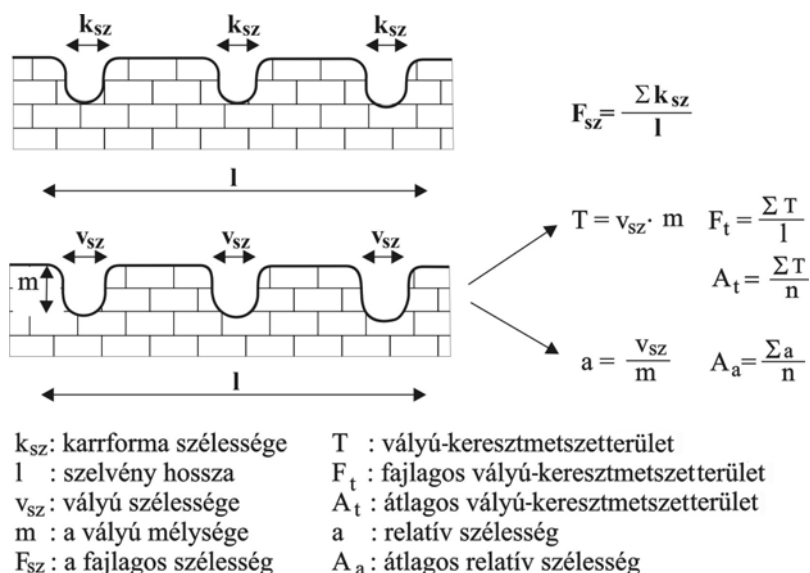
2. A vizsgálat módszere

A karros cellák, amelyek réteglapos lejtőin a szelvényeket kialakítottuk, mint már említettük három típusba sorolhatók. Ezek az alábbiak:

- a lejtő felső részén változó szélességben talaj és törpefenyő van (törpefenyős lejtő),
- a lejtő felső részén változó szélességben talaj és lágyszárú növényzet (ill. egy kevés törpe fűz) fordul elő (lágyszárú növényzetes lejtő),
- a lejtő növényzet nélküli (növénytelen lejtő).

Az egyes kutatási területeken a szelvényhelyeket lehetőleg úgy választottuk ki, hogy a különböző típusú lejtők közvetlenül egymás mellett helyezkedjenek el. Az I. területen csak törpefenyős ill. növényzet nélküli lejtőkön lehetett a szelvényeket felvenni. A II. jelű területen a törpefenyős és növénytelen lejtők mellett sikerült egy lágyszárú növényzetes lejtőn is szelvényt kialakítani. A III. jelű területen a lágyszárú növényzetes lejtők

közelében egy növénytelen, továbbá egy törpefenyőt és lágyszárú növényzetet egyenesen hordozó lejtőn (ezért a lágyszárú növényzetes lejtők csoportjába soroltuk) alakítottunk ki szelvényeket.



3. ábra: Vályú paraméterek és az egyes szelvények fajlagos valamint az átlagos vályú paramétereinek meghatározása

Fig. 3: Determination of rinnen calculation of specific and mean values along cross-section

A szelvények mentén mértük a karrformák szélességét, mélységét, helyét, irányát, minősítettük a formákat, mértük a szelvények irányát, lejtőszögét, lejtésirányát, a kőzet töréseinek irányát, a különböző irányú törések számát, a szelvény távolságát a lejtő felső szegélyétől (növénytelen lejtőn), ill. a növényzet elvégződésétől (törpefenyős lejtőn, ill. lágyszárú növényzetes lejtőn). Rögzítettük továbbá, hogy a karrformán előfordul-e növény- és talajfolt. Néhány lejtőn egymás alatt több szelvényt is felvettünk. Elkülönítettük a lejtői vályúkat és a lejtőperemi vályúkat is. Az adatokból az alábbi, karrformákra jellemző paramétereket képeztük (3. ábra).

- Fajlagos szélességet, amely úgy számítható, hogy a szelvény mentén előforduló karrformák szélességét elosztjuk a szelvény hosszával. A fajlagos szélességet az összes karrformára, ill. a vályúkra (rinnek) is számítottuk.

- A sűrűséget, amely úgy számítható, hogy a szelvény mentén előforduló karrformák darabszámát elosztjuk a szelvény hosszával. A sűrűséget ugyancsak számítottuk az összes karrformára és a vályúkra is.

Miután az oldóképességet a növényzettel szegélyezett lejtők esetében a növényzettel borított területekről kilépő víz reprezentálja, amelyről

feltételezzük, hogy elsősorban vízágakban áramlik, ezért a további paramé-
tereket csak a vályúkra vonatkozóan számítottuk. Ugyanis a vályúk vízágak
mentén képződnek (*FORD-WILLIAMS* 1989). Ezen paraméterek egyébként
a saroknyomok esetében nem is számíthatók, miután ezeknek a mélysége
nem adható meg egyértelműen. Az ún. vályú relatív szélességet, azonban a
dőlésirányú hasadékoknál is megadtuk. Ezt az indokolta, hogy a dőlésirány-
ba eső törések mentén a lejtőn áramló víz – mivel a törések mentén elszívá-
rogva hasadékokat oldhat ki – ugyancsak tükrözheti a növényzeti hatásokat.
Dőlésirányúnak tekintettük azt a törést, amelynek az iránya és a lejtő dőlés-
iránya közötti különbség 45° -nál kisebb. Csak a vályúkra ill. a lejtő irányú
hasadékokra számított paraméterek a vályú relatív szélesség és vályú-
keresztmetszetterület (*3. ábra*).

- A vályú relatív szélessége úgy számítható, hogy a vályú (vagy hasadék)
szélességének és mélységének a hányadosát képezzük. Megadható a szelvé-
nyenkénti átlagos vályú relatív szélesség is, ha a szelvény mentén előforduló
vályúk relatív szélességeit összeadjuk és elosztjuk a vályúk darabszámával.

- A vályúk keresztmetszetterülete úgy képezhető, hogy a vályúk szélességé-
nek és mélységének a szorzatát képezzük. A keresztmetszetterület lehet
számított és tényleges. A tényleges és számított érték függőleges oldalú vá-
lyúknál egyezik meg. Ha a vályúoldal nem függőleges – pl. a vályú V alakú
– akkor a számított érték nagyobb, mint a tényleges. Miután csak kevés vá-
lyú oldallejtője és csak kis mértékben tér el a függőlegetől a tényleges
számított értékek egy szelvény mentén nem térnek el egymástól számotte-
vően. Ezért a vályú alakjától függetlenül, keresztmetszetterületüket minden
esetben a mélység és szélesség szorzatával számítottuk. Elkülönítettünk
fajlagos keresztmetszetterületet és átlagos keresztmetszetterületet. Előző
előállítható, ha a szelvény összegzett vályú területeinek és a szelvény hossz-
nak a hányadosát, míg az utóbbi, ha az összegzett vályú-keresztmetszet-
területnek és a vályúdarabszámnak a hányadosát képezzük.

- Az átlagos vályúszélesség megadható, ha a szelvény menti vályúk össz-
szélességének és a vályúk darabszámának a hányadosát képezzük.

Megadtuk a különböző típusú lejtők (törpefenyős-, lágyszárú nö-
vényzetes és növénytelen lejtők) szelvényeinek az átlagos vályú-kereszt-
metszetterületét, az átlagos fajlagos keresztmetszetterületét, az átlagos rela-
tív szélességét és az átlagos vályúszélességét is (*II. táblázat*).

II. táblázat
Table II.

Különböző típusú lejtők karrformáinak főbb paraméterei (Totes Gebirge, Pürriingen-ház környéke)
Main parameters of karren forms of different slope types (Totes Gebirge, near Pürriinger House)

lejtő típusa	szelvény jele	lejtőszög	fajlagos szélesség [cm/m]		relatív szélesség		átlagos szélesség [cm]	sűrűség [dm/m]	megjegyzés	fajlagos keresztmet-szetterület [dm ² /m]	átlagos keresztmet-szetterület [dm ² /db]
			összes	vályú	vályú	vályú és hasadék					
Növénnytelen lejtő	T-1	12°; 15°	35,71	16	3,41	2,56	22,4	0,71		1,66	2,32
	T-16/C	25°	30,00	28,03	2,99	2,81 ¹	12,33	2,27		1,72	0,76
	T-3	28°	47,33	39,33	2,28	2,28	12,42	3,17		3,55	1,12
	T-16/A	30°	43,11	22,96	2,97	2,36 ¹	15,5	1,48		2,11	1,42
	T-16/B	35°	25,22	22,69	1,85	1,85	9,5	2,39		1,68	0,70
	T-11	35°	44,83	42,17	3,23	3,23	13,32	3,17	a lejtő felső részén számos saroknyom	2,79	0,88
	T-16/D	35°	35,84	35,84	1,22	1,22	25,86	1,39		12,13	8,75
	T-14	45°	45,62	40,31	1,19	1,19	9,87 10,75	3,75		5,54	1,47
	T-6	50°	35,56	35,56	1,22	1,22	12,31	2,89		4,98	1,72
	átlag	-	38,13	31,43	2,42	2,08	13,29	2,11		3,65	1,58
Lágyszárú növényzetes lejtő	T-8	15°	26,32	26,32	1,16	1,16	16,67	1,58		5,43	3,44
	T-17	25°	40,89	38,03	0,88	0,92	14,2	2,68	van törpefenyő is	13,36	4,99
	T-12	26°	43,89	43,89	1,37	1,37	23,7	1,85		10,69	5,77
	T-13/A	44°	49,67	36,0	2,12	1,88	18,0	2,0		5,15	2,58
	T-13/B	47°	37,95	30,68	1,84	1,70	16,87	1,82		4,70	2,59
	átlag	-	39,74	34,98	1,35	1,00	17,56	1,99		8,28	4,16
Törpefenyős lejtő	T-7	25°	27,09	15,91	1,93	1,29	17,5	0,91		3,40	3,74
	T-4	27°	48,12	37,5	1,17	1,17	33,33	1,12		24,11	21,43
	T-10	30°	38,5	36,83	1,06	1,03	13,0	2,83		8,68	3,06
	T-15/A	31°	26,18	26,18	1,02	1,02	19,07	1,37		6,48	4,72
	T-15	35°	34,2	31,6	0,89	0,89	18,59	1,7		8,43	4,96

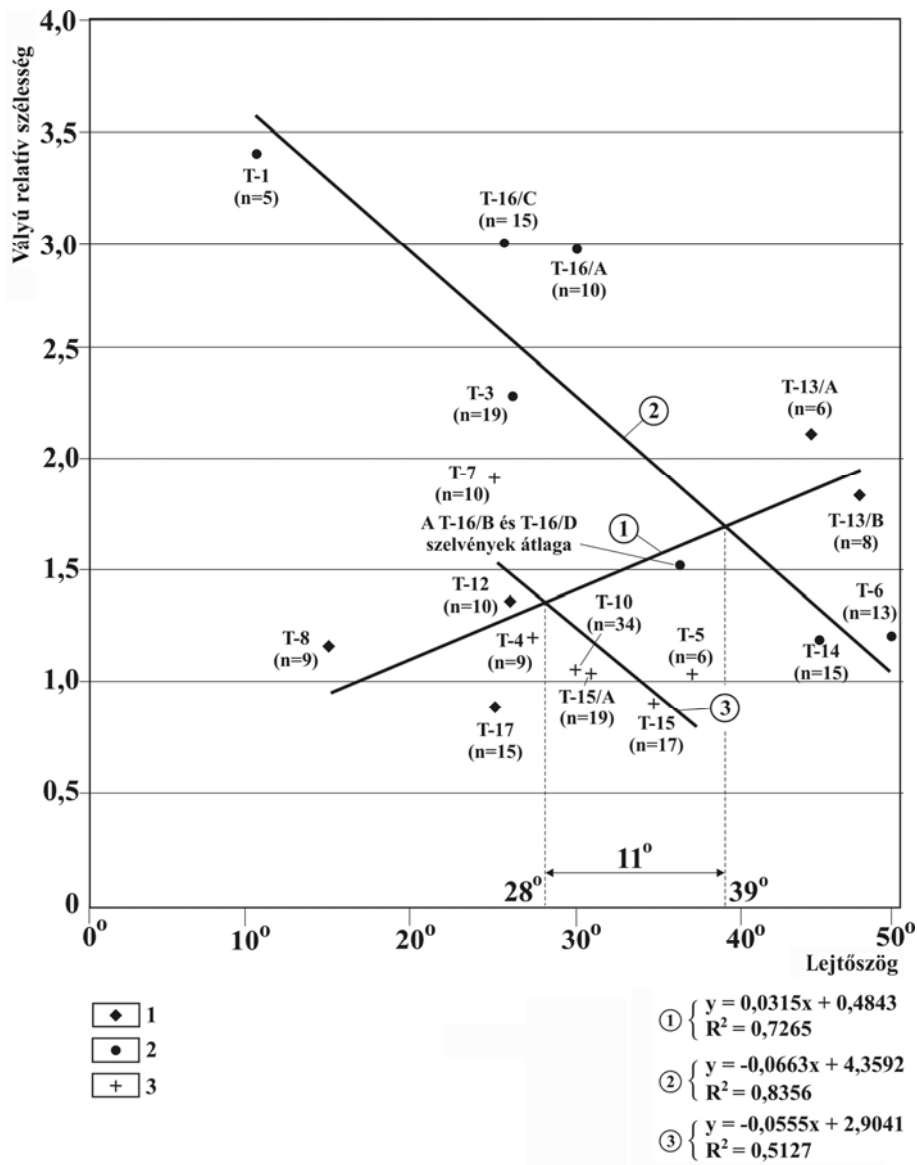
lejtő típusa	szelvény jele	lejtőszög	fajlagos szélesség [cm/m]		relatív szélesség		átlagos szélesség [cm]	sűrűség [dm/m]	megjegyzés	fajlagos keresztmet- szetterület [db ² /m]	átlagos keresztmet- szetterület [dm ² /db]
			összes	vályú	vályú	vályú és hasadék					
	T-5	38°	35,51	14,30	1,03	0,67	25,5	0,56		7,46	13,30
	átlag	-	34,93	27,05	1,13	1,01	18,37	1,41		9,12	6,27

Megjegyzés:

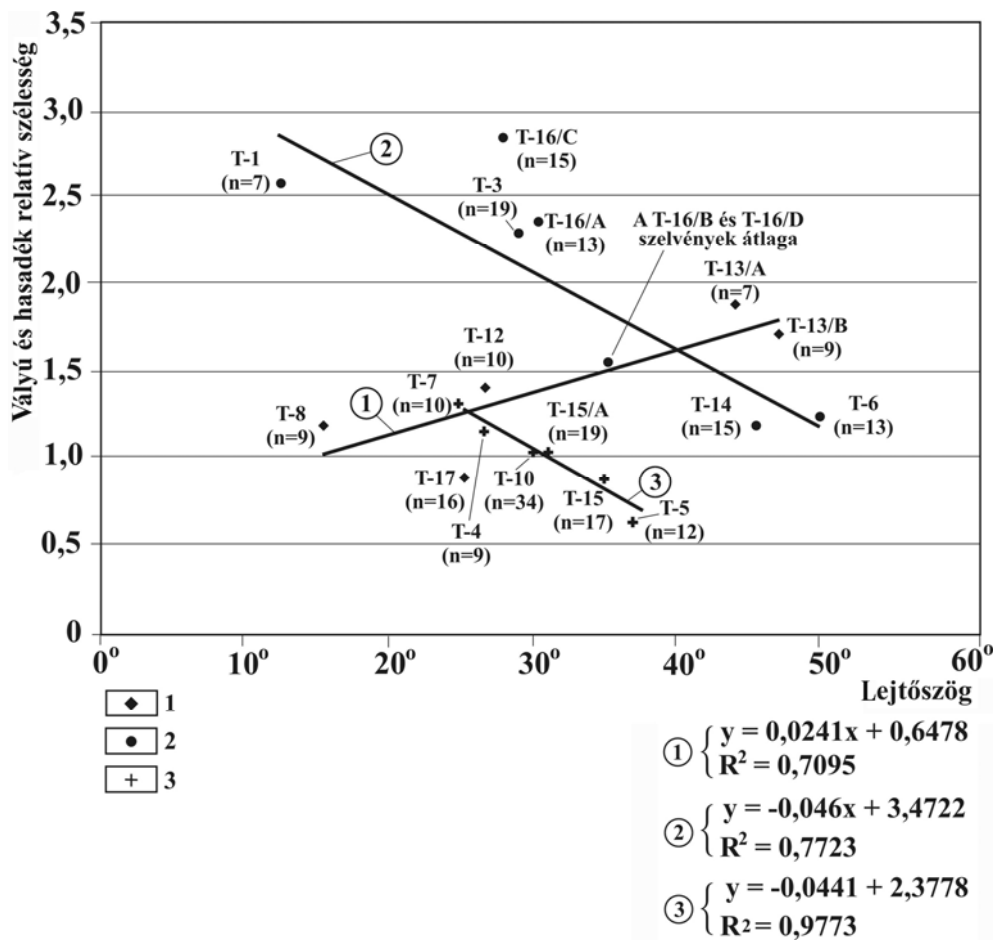
- ¹ hasadék iránya ismeretlen,
- T-16/B, T-16/D, T-11 szelvények vályú alakjainak átlaga: 2,1, T-11 nélkül: 1,53 (a függvények képzésénél az 1,53 értéket használtuk),
- a lejtőtípusokra vonatkozó átlagokat nem a szelvény átlagokból, hanem az egyes vályúk adataiból számítottuk.

Notice:

- ¹ We do not know the direction of the grike
- the average of the shape of the rinnen of the T-16/B, T-11, T-16/D lines is 2,1 but without T-11 line it is 1,53 (We used the value 1,53 to the produce of the functiton),
- We calculated the mean of the total shape of the rinnen which belong to all of the different slopes types (data of the rinnens and calculating of those did not happen from the average shapes of rinnens of the lines).

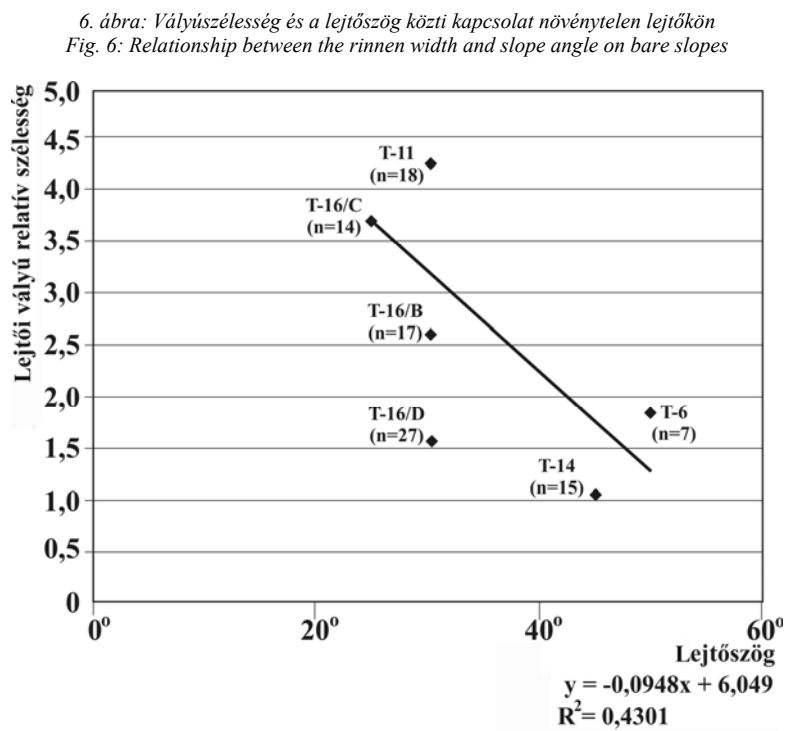
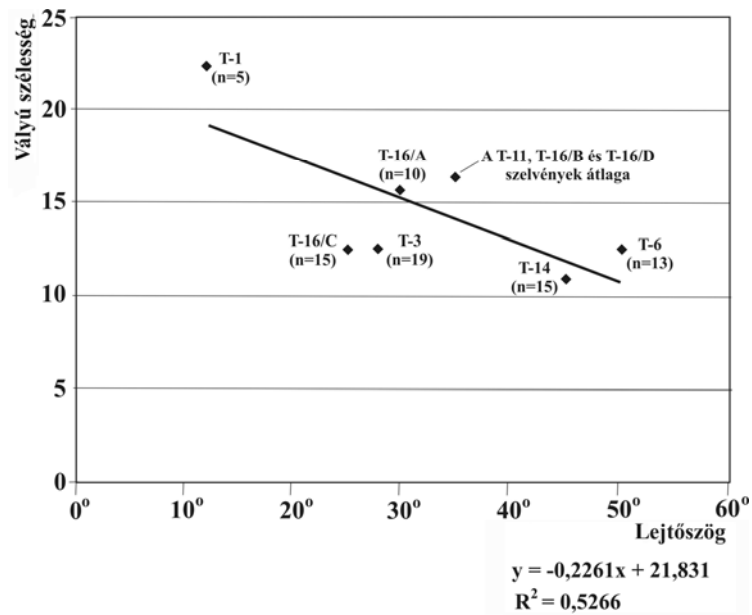


4. ábra: Vályú relatív szélesség és a lejtőszög közötti kapcsolat
 Jelmagyarázat: 1. lágyszárú növényzetes lejtő, 2. növénytelen lejtő, 3. törpefenyős lejtő
 Fig. 4: Relationship between relative width of rinnen and slope angle
 Legend: 1. a slope with herbaceous plants, 2. bare slope, 3. a slope with dwarfpines



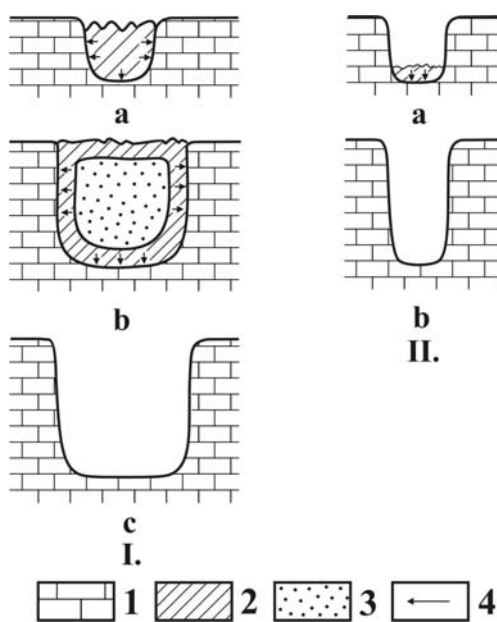
5. ábra: Vályú- és hasadék relatív szélesség és a lejtőszög közötti kapcsolat
 Jelmagyarázat: 1. lágyszárú növényzetes lejtő, 2. növénytelen lejtő, 3. törpefenyős lejtő
 Fig. 5: Relationship between relative width of rinnen and grikes and slope angle
 Legend: 1. slope with herbaceous plants, 2. bare slope, 3. slope with dwarf pines

Vizsgáltuk a lejtőszög és a vályú relatív szélesség kapcsolatát a törpefenyős-, a lágyszárú növényzetes- és a növénytelen lejtők szelvényeinél. A lejtőszög és a vályú relatív szélesség között kerestünk függvénykapcsolatot. A függvényeket a 4, 5. ábrák mutatják. Függvénykapcsolatot kerestünk a lejtőszög és az egyes szelvények mentén előforduló vályúk átlagos szélessége között is (6. ábra), valamint a lejtői vályúk vályú relatív szélessége és a lejtőszög között (7. ábra).



3. A lejtők karrosodásának összehasonlítása

A lejtők karrosodásának leírására háromféle oldódási paramétert különítünk el. Karrosodásuk összehasonlítását ezen háromféle oldódás paraméter értékek vizsgálatával végezzük el. A fajlagos leoldódást a fajlagos szélességgel (VERESS 2003), míg az oldódás mennyiségét az átlagos vályú-keresztmetszettel, az oldódás intenzitását az átlagos vályú relatív szélességgel adjuk meg. A fajlagos szélesség jellemzi a fajlagos leoldódást, miután a számított érték megadja, hogy a felszín 1 m-én összesen milyen szélességben történt oldódás. A vályú-keresztmetszettel azért adható meg az oldódás mennyisége, mert a beoldott anyag mennyisége arányos a vályú-keresztmetszetével. A vályú relatív szélességgel jellemezhető az oldódás intenzitása, mivel a vályú mélyülésével viszont arányosnak tekinthetjük az oldódás sebességét.



8. ábra: Vályúnövekedés és vályúmélyülés

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. víz, 3. hó, 4. oldódás, I. a vályú-keresztmetszete nő alakjának megtartásával, II. a vályú mélyülésével alakja változik (nő): Különböző fejlődési fázisokhoz tartozó vályú-keresztmetszetterületek (a, b, c) ill. vályú relatív szélességek (a, b)

Fig. 8: Growth and deepening of rinnen

Legend: 1. limestone, 2. water, 3. snow, 4. dissolution, I. cross section area of the rinnen increases but the relation width does not change, II. As the rinnen deepens its relative width changes (grows): belonging to different development phases Rinnen cross section areas (a, b, c), and Rinnen relative width (a, b)

A vályú fejlődése (növekedése) kétféle módon történhet attól függően, hogy az oldódás a vályúban mindenhol, vagy csak a vályútalpon történik. Előző esetben a vályú-keresztmetszetterület, utóbbi esetben a relatív szélesség változik (a vályú-keresztmetszetterület nő, relatív szélesség csökken). A kétféle növekedés ugyanazon vályú esetében egymást válthatja. Feltételezzük, hogy a keresztmetszetterület növekedése akkor megy végbe, amikor a vályút a pereméig víz tölti ki. Ilyenkor a vályút határoló minden felületrész oldódik. A vályú relatív szélessége nem változik, de keresztmetszetterület nő. Valószínű, ha a vályú mérete egy bizonyos méretet elér, már a vízág nem képes kitölteni. Ezért a vályú-keresztmetszetterület további növekedésére akkor lehet számítani, ha a vályú belsejében a hókitöltés még akkor is megmarad, amikor környezetében a hó elolvad. Ekkor a vízág vize a hódugó és a határoló kőzetfal között széteszolva okozza a vályú növekedését (VERESS 2003, 8.I. ábra). Ahogy a vályúban a vízmennyiség csökken, ha a hókitöltés hiányzik, az oldódás egyre inkább a vályútalpra koncentrálódik. Ilyenkor a vályú mélyül, a relatív szélessége csökken (8.II. ábra).

a. A különböző típusú lejtők karrosodásának összehasonlítása

A fajlagos leoldódást tekintve (II. táblázat) talán meglepő, hogy a mintaterületeinken az összes karrformára vonatkoztatva a törpefenyős lejtők fajlagos szélessége kisebb (34,93 cm/m), mint a növénytelen (38,13 cm/m), ill. a lágyszárú növényzetes (39,74 cm/m) lejtők fajlagos leoldódása. Hasonló a sorrend a vályúk által képviselt fajlagos leoldódás esetében is a mintaterületeinken: törpefenyős lejtőkön 27,05 cm/m, növénytelen lejtőkön 31,43 cm/m, lágyszárú növényzetes lejtőkön 34,98 cm/m az értéke. A törpefenyős lejtőkre kapott fenti érték lényegében megegyezik, a különböző hegységek törpefenyőöveire számított fajlagos értékekkel. Elkülönített lágyszárú növényzetes lejtőkre vonatkozó fajlagos kioldódási adatokkal más hegységekből nem rendelkezünk, viszont növénytelen lejtőkre vonatkozó fajlagos értékkel igen. A növénytelen öv összes karrformára vonatkoztatott fajlagos leoldódás értékei (22 cm/m) lényegesen kisebbek, mint az e tanulmányban vizsgált mintaterületeken (tehát a Totes Gebirge törpefenyős övének növénytelen lejtőin). A vályúkat tekintve látható, hogy a fajlagos szélesség adatok nagyobbak a mintaterületeinken, mind a törpefenyőöv (20,36 cm/m), mind a növénytelen öv (11,06 cm/m) fajlagos vályúszélességeihez képest. A nagyobb értékek okát nem ismerjük. Adódhatnak mind a kisebb mintaszámból, mind abból, hogy a mintaterületeink tengerszint feletti magassága kisebb, mint az Alpok különböző hegységeinek a törpefenyőöveiben, ill. nö-

vénytelen öveiben kialakított szelvényeknek a magassága. Magyarázható azzal is, hogy nagyobb magasságokban lecsökken a lejtőkön a vízágak száma és esetleg szélessége (és így a vályúké is) ugyanis más karrformák (pl. a hasadékkarrok és saroknyomok) részesedése megnő (VERESS 2003).

Visszatérve a mintaterületeink lejtőinek karrosodására. Ha a vályú sűrűséget tekintjük, látható, hogy az a törpefenyős lejtőkön a legkisebb, míg a növénytelen lejtőkön a legnagyobb. Tehát előző lejtőtípus lejtőin kevés és széles, míg utóbbinak a lejtőin több és kisebb szélességű vályú képződik. A peremi vályúszélességet (amelyet a fajlagos szélességnél, vagy fajlagos kioldódás számításánál használunk) a kialakító vízág szélessége határozza meg. Ezért a vályúk szélességéből következtetünk a kialakító (legalábbis a vályú kialakulás kezdetén jellemző) vízág szélességére. Törpefenyőn a vízágak szélessége – különösen, amelyek a törpefenyős területről és nem annak pereméről indulnak - nagymértékben függhet e növényzet mintázatától, sűrűségétől. Bizonyára a sűrűbb növényzet nem engedi, hogy vízágak alakuljanak ki. A víz olyan helyeken gyűlik össze, ahol a növényzet ritkább. Az ilyen vízágak szélesek lesznek, ugyanakkor számuk kisebb. Valószínűleg a törpefenyő pereméről induló vízágak esetében a vízterelés alárendeltebb az ilyen vályúk szélessége kisebb, de számuk nagyobb lesz, mint a törpefenyővel borított térszínről induló vályúk szélessége ill. száma. Úgy gondoljuk, hogy a törpefenyőről és annak pereméről induló vályúk (vízágak) aránya szinte lejtőnként eltér. Ezért a fajlagos szélesség lejtő specifikus lesz, és nem függ, pl. a lejtő szögétől (nincs függvénykapcsolat az átlagos vályúszélesség és lejtőszög között), mint pl. a növénytelen lejtőknél. Ez utóbbi lejtőtípusba tartozó lejtőkön a vízág szélesség csökken a lejtőszög növekedésével (6. ábra). Ez feltehetőleg azzal magyarázható, hogy nagyobb lejtőszögön nagyobb az esélye a lepelvíz „felszakadásának”, tehát vízágakra különülésének, továbbá a nagyobb lejtőszögű lejtőn a gyorsabb vízáramlás következtében a vízág vize kevésbé képes a lejtő csapásának irányában elmozdulni és ezáltal „kiszélesedni”. Megemlítjük azonban, hogy a vályúszélesség és a lejtőszög közti függvénykapcsolat nem lehet nagyon szoros. Ugyanis akkor, ha a vályú pereméig kitöltődik oldóképes vízzel, szélesedik. Említettük, törpefenyős lejtőkön nincs is függvénykapcsolat. Ez arra vezethető vissza, hogy a törpefenyőről érkező agresszív hólé jelentős oldóhatást fejt ki, ami számottevő vályúszélesedést eredményez. Emiatt az ilyen lejtők vályúi a már eleve széles vízágaknál is szélesebbek lesznek.

A három lejtőtípuson mind az oldódás mennyisége, mind az intenzitása különbözik. Legnagyobb az oldódás mennyisége (vályú-keresztmetszetterület) és intenzitása (vályú alak) a törpefenyős lejtőkön. Amíg a törpefenyős lejtőkön a fajlagos vályú-keresztmetszetterület $9,12 \text{ dm}^2/\text{m}$, az átlagos

vályú-keresztmetszetterület $6,27 \text{ dm}^2/\text{db}$, az átlagos vályú relatív szélesség $1,13$, addig a növénytelen lejtőkön $3,65 \text{ dm}^2/\text{m}$, ill. $1,58 \text{ dm}^2/\text{db}$, a vályú relatív szélesség $2,42$ (II. táblázat). A lágyszárú növényzetes lejtők ezen értékei a fenti értékek közé esnek (a fajlagos vályú-keresztmetszetterület $8,28 \text{ dm}^2/\text{m}$ az átlagos vályú-keresztmetszetterület $4,16 \text{ dm}^2/\text{db}$, a vályú relatív szélesség $1,35$). A fentiek jól magyarázhatók azzal, hogy a törpefenyő borító hóból keletkező hólé CO_2 tartalma (ill. a törpefenyő alatti talajból kiszivárgó víz CO_2 tartalma) felülmúlja a növénytelen lejtőket borító hóból keletkező hólé CO_2 tartalmát. A törpefenyős lejtőkön az oldódás mennyisége és intenzitása a lágyszárú növényzetet hordozó lejtőkön végbemenő oldódás mennyiségét és intenzitását is meghaladja. Ezért magashegységi környezetben a törpefenyő feletti hóban felhalmozódó CO_2 és annak a lefolyó vízbe kerülő mennyisége meghaladja a talajban keletkező (amelyet a lágyszárú növényzetes lejtők talajai reprezentálnak) és onnan a le- ill. kifolyó vízbe kerülő CO_2 mennyiségét. Ugyanis a lágyszárú növényzetes lejtőkön a növényzet nem disszimilál a hó alatt. Tehát CO_2 a lágyszárú növényzetes lejtők talajaiban csak akkor keletkezhet, amikor a talajélet aktív. Vagyis amíg törpefenyős lejtőkön a vízbe a talajból és a hóból is kerülhet CO_2 , addig lágyszárú növényzetes lejtőkön a CO_2 forrása kizárólag csak a talaj lehet. (Külön vizsgálat tárgyát képezheti, hogy a törpefenyős környezetben a vízbe kerülő CO_2 -ből mennyi származik a fedő hóból ill. a talajból. Mennyisége méréssel határozható meg. Arányára következtetni lehet, ha egy lejtőn a törpefenyőről, ill. a törpefenyő pereméről induló vályúk keresztmetszetterületeit összehasonlítjuk.)

A különböző lejtőkön végbemenő oldódás mennyiségi összehasonlítása azonban csak a vízágas oldódásra vonatkozóan igaz. Különösen a növénytelen lejtőkön az oldódás mennyisége nagyobb az itt közölnél. A karros formák jelentős hányadát képviselik e lejtőkön a saroknyomok. E formák azonban lepelvíz alatt képződnek.

b. Az oldódás intenzitása

Ha az egyes szelvények mentén képzett átlagos vályú relatív szélességet a lejtőszög függvényében vizsgáljuk az alábbiak állapíthatók meg (4, 5. ábrák).

- A növénytelen és törpefenyős lejtőkön a lejtőszög növekedésével a szelvényenkénti átlagos vályú relatív szélesség csökken. A vályú relatív szélesség csökkenését az okozza, hogy nagyobb lejtőszögű lejtőn az oldódás intenzívebb. Az intenzitás növekedését a lejtőszög növekedésével a vízág vizének gyorsabb áramlásával magyarázzuk. A gyorsabb áramlás növeli az oldódást,

mivel nagyobb lesz a koncentráció különbség a kőzetfelületen elhelyezkedő határréteg és az áramló oldószer között, amely gyorsítja az iontranszportot (DUBLJANSZKIJ 1987), ill. turbulens áramlásnál a molekuláris diffúziót felváltja a az örvényléses diffúzió (DREYBRODT 1988).

- A légyszárú lejtőkön a lejtőszög növekedésével az átlagos vályúalak nő, tehát az oldódási intenzitás csökken. Vagyis légyszárú növényzetes lejtőkön csökkenő lejtőszögnél nő az oldódás intenzitása. Mindez azzal magyarázható, hogy kisebb lejtőszögű lejtők vályúinak talpain a talaj és talajfoltok nagyobb eséllyel maradhatnak meg. A vályútalpak talajfoltjai alatt intenzív lesz az oldódás, a talajfoltban keletkezett CO₂ hatására. A kis lejtőszögű lejtők vályútalpain lassúbb lesz a vízmozgás. A talaj és a kőzet között tározódik a víz, megnő az oldódási időtartam. Emiatt ugyancsak nő az oldódás intenzitása.

- A 4. ábráról leolvasható, hogy a légyszárú növényzetes lejtőn akkor, ha a lejtőszög 39°-nál kisebb, az oldódási intenzitás hasonló lesz, mint azokon a növénytelen lejtőkön, ahol a lejtőszög 39°-nál nagyobb. Tehát a légyszárú növényzetes lejtőn, ha a lejtőszög 39°-nál kisebb, akkor a lejtő peremi talaj CO₂-jából ill. a vályútalpak talajfoltja alatti CO₂-jából származó oldódási intenzitás eléri a növénytelen lejtőkön (39°-nál nagyobb lejtőszögekhez tartozó áramlási sebességekből származó) megnövekedett oldódási intenzitását. Leolvasható az ábráról továbbá az is, hogy ahol a lejtőszög 28°-nál kisebb lesz, a légyszárú növényzetes lejtőn az oldódási intenzitás már eléri az olyan törpefenyős lejtők oldódási intenzitását, ahol a lejtőszög meghaladja a 28°-ot. Miután a törpefenyős lejtőn CO₂-ban gazdagabb víz áramlik, mint a légyszárú növényzetes lejtőn, ez már akkor bekövetkezik, amikor a növénytelen lejtőhöz képest a törpefenyős lejtő szöge 11°-kal kisebb. Vagyis a törpefenyő felett képződő CO₂ többlet által okozott oldódás 11° lejtőszög növekedésnek megfelelő áramlási sebesség gyorsulásból származó oldódás növekedésnek felel meg.

Akkor, ha a függvények előállításához a lejtőirányú hasadék relatív szélességeit is figyelembe vesszük, a vázolt tendenciák nem módosulnak, a függvénykapcsolat megbízhatósága azonban javul a törpefenyős lejtő esetében (5. ábra).

c. A növényzet lepelvízzel közvetített oldóhatása a lejtőn

A törpefenyőt fedő hóból ill. a talajból a vízkilépés módja lehet lepelvizes vagy vízágas (2. ábra). A lepelvíz a fedetlen lejtőrészen áramolhat laminárisan vagy turbulensen. E lepelvizes oldóhatás módjai az alábbiak lehetnek:

- oldódás lamináris áramlás során,

- oldódás turbulens áramlás során,
- oldódás akkor, amikor a lepelvíz törések mentén elszivárog,
- oldódás a lepelvízből keletkező vízágak alatt.

A lepelvíz lamináris áramlása során kifejtett oldóhatásnak nincs általunk ismert közvetlen morfológiai bizonyítéka. Közvetett bizonyítéknak tartjuk azonban a vályúk közötti lesimított felszínrészeket. Ezen oldás közvetlen kimutatása a lepelvíz oldóképességének kimutatásával lehetséges. A lepelvíz területén a turbulens áramláshoz kapcsolódó oldást nem tartjuk valószínűnek tekintettel arra, hogy hiányoznak az erre utaló karrformák (sarknyomok ill. rillek). A szivárgásos oldásra utalnak a hasadékok. A fentiek azt bizonyítják, hogy a törpefenyőtől ill. a talajból származó vízfilm nem vastag, ill. áramlása nem számottevő. Ellenkező esetben az áramlás turbulens lenne és a turbulens áramlás formakincse jelenne meg a hasadékok helyett, ill. a hasadékokban.

III: táblázat
Table III.

Lejtői- és peremi vályúk főbb paraméterei
Main parameters of inside slope rinnen and margin rinnen

lejtő típusa	szelvény jele	lejtői vályú		peremi vályú		lejtőszög
		átlagos relatív szélesség	átlagos keresztmet-szet-terület [dm ² /db]	átlagos relatív szélesség	átlagos keresztmet-szet-terület [dm ² /db]	
Növénnytelen lejtő	T-16/C	3,69	0,57	1,06	1,27	25°*
	T-16/B	2,58	0,41	1,42	0,88	35°
	T-11	4,29	0,98	2,62	0,82	35°
	T-16/D	1,55	4,6	1,09	10,41	35°*
	T-14	1,06	1,66	2,01	0,1	45°*
	T-6	1,8	1,27	1,08	2,45	50°*
	átlag	2,49	1,58	1,55	2,52	-
Lágyszárú növénye-tes lejtő	T-8	1,35	0,82	1,01	5,54	15°
	T-17	1,23	1,76	0,58	7,81	25°
	T-13/A	2,53	0,60	1,72	4,55	44°
	T-13/B	1,86	0,80	1,83	3,18	47°
	átlag	1,74	1,00	1,28	5,27	-
Törpefenyős lejtő	T-7	2,37	0,83	0,9	10,53	25°
	T-4	1,47	3,48	0,79	43,88	27°
	T-10	3,2	1,20	0,8	4,93	30°
	T-15	1,25	0,73	0,84	5,52	35°
	T-5	2,00	0,72	0,84	4,52	38°
	átlag	2,06	1,39	0,83	13,88	-

Megjegyzés:

*függvény előállításnál (7. ábra) figyelembe vett adat

Notice

*We produced this data by using function (Fig. 7)

Felvethető, hogy a törpefenyőből ill. talajából keletkező lepelvízből képződnek-e vízágak? Erre oly módon kísérhetünk meg válaszolni, ha feltételezzük, ezek a vízágak a lejtői vályúkhöz kapcsolódnak.

A *III. táblázat* szerint a törpefenyős lejtők, ill. lágyszárú növényzetes lejtők lejtői vályúinak átlagos vályú-keresztmetszetterületei ($1,39 \text{ dm}^2$, ill. $1,0 \text{ dm}^2$) sokkal kisebbek, mint ezen lejtők lejtő peremi vályúinak átlagos vályú-keresztmetszetterületei ($13,88 \text{ dm}^2$, ill. $5,27 \text{ dm}^2$) és értékük közelebb esik a növénytelen lejtők lejtői vályúinak átlagos vályú-keresztmetszetterületein ($1,58 \text{ dm}^2$). Tehát a növényzetes lejtők lejtői vályúi nem tükrözik a közvetett (növényzettől, vagy talajból származó CO_2) oldóhatását. Ugyanakkor mind a törpefenyős, mind a lágyszárú növényzetes lejtők lejtői vályúinak átlagos vályú relatív szélessége (2,06 ill. 1,74) kisebb, mint a növénytelen lejtők átlagos vályú relatív szélessége (2,49). Ez a növényzettel rendelkező lejtők lejtői vályúinál intenzívebb oldódásra utal. Ezt úgy értelmezzük, hogy a lejtői vályúkhöz a lejtő felső részéről olyan vízágak érkeznek, amelyekben oldéképes víz áramlik. Ugyanezt erősítik meg, ha a lejtői vályúk relatív szélessége és a lejtőszög kapcsolatát vizsgáljuk. Növénytelen lejtőkön a lejtői vályúk relatív szélessége és a lejtőszög között függvénykapcsolat mutatható ki (*7. ábra*), bár ez nem túlságosan szoros. Ez jelzi, hogy a relatív szélességet a vízáramlás sebessége határozza meg. Törpefenyős lejtőkön viszont a vályú relatív szélesség és a lejtőszög között nincs függvénykapcsolat. Ez arra vezethető vissza, hogy a törpefenyős lejtők lejtői vályúinak mélyülésére nem hat a lejtőszög növekedésből származó vízáramlás sebességének a növekedése. Tehát a mélyülésüket részben a törpefenyő feől érkező vízágak oldóhatása okozza.

4. Következtetések

- Hasonló tengerszint feletti magasságú, eltérő növényzetű lejtők vályúinak különböző jellemzőit hasonlítottuk össze a lejtők oldódási sajátosságainak a leírására. A vályú-keresztmetszetterületek átlagos nagyságát az oldódás mennyiségi, a vályúk relatív szélességét az oldódás intenzitásbeli összehasonlítására használtuk.

- Megállapítható, hogy a törpefenyős lejtőkön az oldódás mennyisége és az oldódás intenzitása a legnagyobb, a növénytelen lejtőkön a legkisebb, míg a lágyszárú növényzetes lejtőkön ezek az értékek közepes nagyságúak. Tehát a törpefenyős lejtőkön a legnagyobb keresztmetszetterületűek és a legmélyebbek a vályúk. Ezt a törpefenyők disszimilációja során termelt CO_2 nagy mennyiségével magyarázzuk, amely a hóban tározódik, majd innen a hólebe

kerül. A magas CO₂ tartalmú víz a fedetlen lejtőn végigfolyva fejt ki oldósos tevékenységét.

- A növénytelen és törpefenyős lejtőkön a lejtőszög növekedésével a vályúk egyre mélyebbek (a relatív szélesség csökken), amely arra utal, hogy nagyobb lejtőszögnél az oldódás intenzívebb. Ez a nagyobb lejtőszögű lejtőn bekövetkező gyorsabb vízáramlással magyarázható. A lágyszárú növényzetes lejtőkön a lejtőszög növekedésével nő a vályú alak (vályú mélység a lejtőszög csökkenése során nő). Ez arra vezethető vissza, hogy kisebb lejtőszögnél több lesz a talaj a vályútalpakon, amely több CO₂ keletkezését okozza. A lassúbb vízmozgás miatt a talajfoltok alatt az oldódási időtartam is hosszabb lesz. Mindez azt eredményezi, hogy kisebb dőlésű lágyszárú növényzetes lejtő vályúin intenzívebben mélyülhetnek, mint a nagyobb dőlésű lejtők vályúi.

- Akkor, ha a lágyszárú növényzetes lejtő lejtőszöge 39°-nál kisebb, az oldódási intenzitása hasonló, mint a 39°-nál nagyobb dőlésű növénytelen lejtőn az oldódási intenzitás, míg ha 28°-nál kisebb a dőlés, az oldódási intenzitása a 28°-nál nagyobb dőlésű törpefenyős lejtő oldódási intenzitásához lesz hasonló.

- A törpefenyős és lágyszárú növényzetes lejtők lejtői vályúinak mélyüléséhez olyan vízágak is hozzájárulnak, amelyek vize a növényzet alatti talajból kiszivárgó vizek által létrehozott lepelvízből származik.

IRODALOM

DREYBRODT, W. (1988): Processes in karst Systems – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg 288 p.

DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologicseszkih javlenyij, Novoszibirszk p. 97-111.

FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hidrology – Unwin Hyman, London, 601 p.

HUGHES T. Mck (1901): Physical geography – Proceeding Yorkshire Geological Society 14.

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó, Bp., 310 p.

JONES, R. I. (1965): Aspects of the biological weathering of limestone pavements – Proceedings of the Geologists Association 76. p. 421-434.

KÖRNER, C. (1999): Alpine Plant Life – Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems, Springer – Verlag Berling – Heidelberg

- MARIKO, S.-BEKKU, Y.-KOIZUMI, H.* (1994): Efflux of carbon dioxide from snow covered forest floors – *Ecological Research*, 9. p. 345-350.
- SYERS J. V.* (1964): A study of soil formation on carboniferous limestone, with particular reference to lichens as pedogenic agents – PhD. Thesis, University of Durham
- SZUNYOGH G.* (1999): A talajelborítás hatása a karros formakincs fejlődésére - *Karsztfejlődés III. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 31-42
- TRUDGILL, S. T.* (1975): Measurement of erosional weight – loss of rock tablets – *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin*, 17. p. 13-19.
- TRUDGILL, S. T.* (1976): Limestone erosion under soil - In: *PANOS, V.* (szerk.): *Proceedings of the 6th International Congress of Speology, II.* Ba p. 409-422.
- TRUDGILL, S. T.* (1983): Limestone weathering under a soil cover and the evolution of limestone pavements, Malham District, North Yorkshire, UK. - In: *PATERSON, K. - SWETTING, M. M.* (szerk.): *New Directions in Karst, Proceedings of the Anglo-French Karst Symposium* – Geo Books, Norwich, p. 461-470
- TRUDGILL, S. T.* (1985): *Limestone geomorphology* - Longman, New York
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2001): Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches - *Revue de Géographie Alpine Tome 89 2001 No 3*, p. 51-62.
- VERESS M.* (2003): A karrok – Akadémiai doktori értekezés, Kézirat
- VERESS M.* (2004): Különböző kőzetek karrformái és pusztulása karrosodással - *Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 2004.* p. 141-156.
- WILLIAMS P. W.* (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland – *Inst. Brit. Geogr. Trans* 40. p. 155-171.
- ZÁMBÓ L.-TELBI SZ T.* (2000): A mikrobiális befolyásoltságú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon – *Karsztfejlődés V.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 21-39.
- ZSENI A.-KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2000): Nagy-Britannia mészkőjárdái és a talaj hatása azok fejlődésében – *Karsztfejlődés V. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 181-193.
- ZSENI A.* (2004): Talaj alatti karrformák – *Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 157-175.

A NJEGUSI-POLJE ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI, KARSZT- MORFOLÓGIAI VISZONYAI

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet sasdi@mafi.hu

Abstract: The Njeguši polje (850 m asl.) is a part of the 1000–1200 m high karstic plateau near the Kotori Bay (Serbia-Montenegro). This plateau which proportioned by 1300–1749 m high peaks, build up mainly Middle Triassic to Upper Cretaceous limestones. The polje and its neighborhood are the part of the west wing of the barchyanticle, where the beds with western angle of dip proportioned faults with N–S directions. The polje filled by alluvial sediments. The surface of the polje bordered with 40–50 m high karstic highs. On this highs there are variant genetic sinkholes (reopened caves, dissolved sinkholes). The higher uplands are same. Here can be found at the hillside some “palaeo-cave” with palaeokarstic features. On the plateau can be discovered numerous big caves. The water of this caves appears in W, NW direction in the karstic springs of Kotori Bay, and/or in SE direction in the huge karstic spring. The last feed the Rijeka-crnojevica, which pour into the Skodra Lake. Some parts of the passages dissolved by water under compression, later this change the erosion. The creeks transported limestone pebbles, which originated from the near mounts. The clayey filling of the passages originated from the soil, which eroded after the clearing the forests. Numerous place there are 50–70 m dip pits, which give the direction of the new explorations.

Bevezetés

A montenegrói karsztvidékre a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport által szervezett kutató expedíciók során jutottunk el 2004-2005-ben. Ottlétünkönk elsősorban a terepbejárások során a felszíni karsztobjektumokkal, morfológiai elemekkel ismerkedtünk a barlangok felkutatása során, de számos kisebb-nagyobb barlangban tett túrák alkalmával is gazdagítottuk ismereteink tárházát. Természetesen ennyi idő alatt egy ekkora területet nem lehet komplex módon részletesen megkutatni, de az ismeretanyag arra elegendő, hogy ezt a barlangeldorádót magába rejtő karsztvidéket ismertethessük az érdeklődőkkel

Elhelyezkedés

A Njegusi-polje a Szerbia-montenegrói Kotori-öböl (1. kép) tőszomszédságában található, 850 m tszf. magasságban. Környezetében kb. 1300-1700 m tszf. magasságú, ÉÉNy-DDK csapású hegyvonulatok, közöttük 850-1300 m magasságban többszörös karsztfelszínnek helyezkednek el. A legmagasabb pont az 1749 m tszf. magasságú Stirovnyik. Jellegzetes az itt É-D irányú nyugati fennsíkperem, ahol a Kotori-öböl 800-1200 m-es meredek sziklafalakkal határolódik el a karszterülettől, helyet adva a tengernek. Az öböl gyakran

szerepel útleírásokban fjordként, keletkezése azonban nem egykori gleccsek munkájának köszönhető, hanem a fiatal tektonikai mozgásoknak.



1. kép A Kotori-öböl a környező karszfennsíkokkal
Picture 1 Kotori Bay with karstic plateaus



2.kép Fiatál víznyelők Ivanova Korita mellett
Picture 2 Juvenile sinkholes near Ivanova Korita



*3. kép A Mrajanik és Tatinac kopár tömbjei a Njegusi-polje felől
Picture 3 Scalps of Mrajanik and Tatinac from Negus Polje*



*4.kép Töbrös felszín kis méretű berogyásai
Picture 4 Surface with little sinkholes (dolines)*



5. kép Elegyengetett felszínű töbör – do – Njegusi mellett
Picture 5 Doline with graded surface (do) near Njegusi



6. kép A Jeges-barlang bejáratát rejtő sziklás töbör
Picture 6 Rocky sinkhole make a cache of the entrance of Ice Cave

Földtani felépítés

A kutatási terület földtani felépítésében szinte kizárólag mezozoos kőzetek vesznek részt. Legidősebb a felső-triász dolomit, mely elsősorban a területtel dél felől szomszédos Cetine környékén elterjedt, felszín alatt nagyobb mélységben azonban általános. A felső-triász dachsteini mészkő felszínen jelentős területen csak Njegusi DK-i tőszomszédságában van jelen, kisebb foltjai ismertek a Vratnicától délre a Stirovnyik felé, valamint egy kis antiklinális magjában. A korjelző Megalódusok (kagyló) számos helyen megtalálhatók a kőzetfelszíneken. Az általunk ismert nagyobb barlangokban Duboki do-, Dögös- és Njegusi-barlangban kb. 100 m mélységtől ismert. A triászra kőzetekre folyamatos átmenettel települnek a jura rétegek. Legalul kb. 250-300 m vastagságban világosszürke, vékonypados, olykor ammoniteseket tartalmazó mészkő települ, erre 200-500 m vastagságot elérő, ugyancsak korai-jura kori változatos üledéksor. Ebben tűzköves mészkő, fekete mészkő, márga, dolomárga és dolomit egyaránt előfordul, helyenként vékony rétegekben kékesszürke agyagpala is látható. A rétegsor a Stirovnyik DK-i lejtőin tanulmányozható a hegy dereka és a lábánál elhelyezkedő kis település, Veliki Bostur között. Erre a rétegsorra települ a középső-felső-jura vékony és vastagpados világosszürke, vajszerű, zömében ooidos mészkő. Ebben gyakran találni onkoidokat, csigákat, korallokat.

Kréta üledékek a Njegusi-poljéttől északra helyezkednek el. Ezeket biogén, vékony- és vastagpados fehér és világosszürke mészkövek képviselik, melyek ÉD-i pásztákban húzódnak.

Tektonikai viszonyok

Az ismertetett kőzetek egy hatalmas brachiantiklinálisban, vagyis egy a későbbi tektonikai hatásra átformálódott antiklinális szerkezetben helyezkednek el. Ennek tektonikailag zavart, É felé enyhén lejtő tengelye a terület keleti felén követhető, ettől keletre és nyugatra a többször ismétlődő rétegsor utal a helyenként igen jelentős mozgásokra, amit az olykor 500 m-es elvetési magasságok tükröznek.

A brachiantiklinális, illetve az ezt alkotó kőzetsorozat a Dinári nagytektonikai-egység részét alkotja. Ettől nyugatra a Kotori-öböl környezetében még két nagytektonikai pászta húzódik: a legnyugatibb Ion-zóna, a kettő között pedig a Budva-zóna. A 3 zóna DNy irányú erők hatására meredek felületek mentén egymásra torlódott.

A terület nagyszerkezeti viszonyait kréta-végi – eocén – eleji (gyűrtöréses szerkezet), illetve oligocén eleji tektonikai mozgások (tektonikai

zónák létrejötte) alakították ki. Természetesen fiatalabb mozgások hatásai is kimutathatók, ezek alárendeltebb tektonikai elemeket hoztak létre (Vrba-i törésrendszer, Njegusi-polje keleti peremtörései).

A Njegusi-polje és környezete az említett antiklinális szerkezet nyugati szárnyán helyezkedik el, a különféle kőzetek rétegeinek dőlése általában nyugati, helyenként NyÉNy-i. A Kotori-öböl felé elhelyezkedő sziklafalak mentén az alsó-jura magasabb részeit alkotó, jól rétegzett kőzetekben jelentős méretű, több tíz méter amplitúdójú gyűrődéses szerkezetek ismerhetők fel, hasonlóan a Njegusi-polje keleti felén, az országút mentén is sikerült kimutatni a rétegdölések alapján.

A szűkebb környezetet jelentő Njegusi-poljében részletesebb földtani térképezést 2005-ben sikerült végezni. Mivel koradatokat a terület ismerete hiányában nem sikerült megállapítani a triász kivételével, a kőzetek litológiai jellegét kellett alapul venni. Ez már elegendőnek bizonyult ahhoz, hogy a rendelkezésre álló földtani leírások alapján a különféle kőzeteket kor szerint is sikerüljön elkülöníteni. Így lehetett elválasztani a jura közettípusokat is, s a megállapított tektonikai vonalak figyelembevételével lehetett tisztázni a polje és északi részének földtani viszonyait. Eszerint a polje területén a triász dachsteini mészkő, és a rá települő, szinte teljes jura rétegsor megtalálható. A polje közepén két, ÉÉNY-DDK irányú törésvonal húzódik, amelyek között a középső karszthátságon a magasabb jura üledékek találhatóak meg, ugyanakkor ettől keletre és nyugatra a mélyebb jura, sőt, nyugaton dachsteini mészkő rétegek alkotják a felszínt. E törésrendszer menti elmozdulás magyarázza meg, hogy általános nyugati rétegdőlés miatt a Duboki do-barlang zónájában miért kerül ismét felszínközelsébe a triász mészkő, mely Njegusi nyugati térségében van nagyobb területen felszínen.

Morfológia

A zömében kitűnően karsztosodó mészkövekből felépült területen igen jelentős karsztformák alakultak ki makro- és mikroméretben egyaránt. A makroformák egyik legjellegzetesebb képviselője éppen a Njegusi-polje, melynek mélypontja a névadó település mellett 830 m tszf. magasságban helyezkedik el. A Kotori-öböl felé található a legalacsonyabb határvonal, 940 m tszf. magasságban. Észak felé 1300 m-t némileg meghaladó hegyek (Mrajatnik, Tatinac) határolják 1100 m tszf. magasságú nyeregpontokkal, míg dél felé 1657 m és 1749 m magas hegyek, 1350 m magasságú nyeregpontokkal. Ez alapján a polje legkisebb mélysége kb. 110 m. Nyugati oldalán a déli hegyvonulatok felől érkező törmelékfolyások találhatóak, ezekről időszakos vízfolyások érkeznek, melyek vizei, a helyiek által mesterséges

mederbe kényszerítve a polje mélypontján kialakult víznyelőben tűnnek el (2. kép). A nyelő körüli terület egy 600 m x 1100 m-es sík terület, melynek alluviális üledékén a környék lakossága minden négyzetcentimétert kihasználva folytatja a földművelést és állattenyésztést. Legeltetésre a törmelékfolyások lejtőit is hasznosítják, ahol kőfalakkal kialakítva teraszos szerkezeteket létrehozva próbálják megállítani a talajleomosást (3. kép).

A poljében három É-D irányú pásztaban töbörös karszthátságok alakultak ki. A keleti és középső átlagmagassága 875 m, míg a nyugatié már meghaladja a 900 m-t. A töbörök három típust képviselnek. Az egyik típus a kis méretű berogyások (4. kép) a második a hazánkban is ismert széles lapos típusos tál alakú töbörfajta, az itteniek alján elegyengetett kitöltés található (5. kép, 6. kép). Szélességük 30-60 m, mélységük 10-25 m körüli. A harmadik típust a szakadéktöbörök alkotják, melyek szinte mindegyike egykori barlangjárat beszakadása során jött létre. Ez utóbbi töbörök meredek, akár függőleges falakkal határoltak, melyek magassága a 10 m-t ritkán haladja meg, ekkor azonban a töbörök horizontális mérete is az átlagot lényegesen meghaladja. A képviselő kisebb töbörök szélessége 10-20 m, hosszuk 20-40 m. Alakjuk elnyúlt, irányuk az egykori barlangjáratok irányára utal, olykor láthatóan csak törésvonalak jelzik a preformációt. Keletkezésüket bizonyítja, hogy számos esetben egyértelműen felszakadással megnyílt, meanderes jellegű keskeny kanyon mentén alakult ki a töbör, és jelentős részüknél a megnyílt alakzat felső részén befelé lejtő barlangjárat, másik irányban elmenő barlangjáratok roncsa ismerhető fel, némelyikben jelentős huzat utal a törmelékes eltömődés után folytatódó kiterjedt járatrendszerre. Helyenként a szakadéktöbörök közötti kisebb kúpok oldalában aknabarlangok (zsombolyok?) található. Ezek keletkezésének módja bizonytalan, ugyanis egykori víznyelő akna is lehet, több esetében látható, hogy meander járatokat fűznek fel.

A polje területén eddig a számos kis barlang mellett 3 nagyobb barlangot sikerült feltárni. A 400 m mély, kb. 1 km hosszú Duboki do a nyugati töbörös karszthátság nyugati oldalának egyik peremi töbörében nyílik. A bejárat egy 1 – 1,5 m széles, 10 m magas hasadék, mely a töbör keleti oldalában nyílik. A nyugati oldalon a töbört kevéssé karsztos tűzköves mészkő és márgás-dolomitos rétegek határolják, így egykori víznyelővel állhatunk szemben, mely eltömődött, s töbör jellegű, feltöltődött víznyelővé alakult. A barlang típusos víznyelőbarlang, melynek bevezető aknarendszere 100 m mélységig vezet. A felső szakaszon helyenként ferde réteglapok mentén kialakult fosszilis, erózióval és korrózióval kialakult íves járatformák láthatók, a mélyebb szakaszokon a rendszerre a kisebb-nagyobb aknákkal tagolt meanderező járatjelleg jellemző. A barlang alsóbb szintjeit nagy méretekkkel

haladó fosszilis, és kisebb méretű, időszakosan vízvezető járatok alkotják. A helyi barlangkutatók nyomjelzéses vizsgálata alapján a barlangban eltűnő vizek a Kotor óvárosa mellett fakadó nagy karsztforrásban jelennek meg újra, a tenger szint felett 2-3 m-el magasabban.

A másik jelentősebb barlang a Njegusi-barlang, mely a polje keleti felének karszthátságán található. A bejárat lényegében egy felszakadt barlangjárat roncsa, melyből sikerült a további 2,5 km-es, 240 m mély járatrendszert feltárni. A járatokat egyrészt az ívelt, feltehetően nyomás alatti vízáramlás mellett kialakult folyosók és meanderező, olykor 10 m mély járatok alkotják. Számos helyen a meanderes típus a megelőző típusból alakult ki, így gomba szelvény tanulmányozható. A járatok iránya jelenleg DDK-i így a barlangban elmenő vizek újramegjelenési helyét bizonytalanság övezi, elvileg a 17 km-re fakadó Rijeka-crnojevica forrása is számításba jöhet. Hasonló jellegű a harmadik barlangrendszer a közeli Dögös-barlang Njegusi déli végénél, mely 1200 m hosszú és 100 m mély (nevét a bejáratú aknarendszer alapján felhalmozódott állati tetemek alapján kapta).

A területen a már leírt fosszilis járatokon túl a többször felszíneknél valamivel magasabb szinten számos fosszilis barlangjáratot sikerült találni. Ezek lehetnek akár 3 m átmérőjű csőjáratok, Kopitói-barlang), fosszilis víznyelők (Kristaci-barlang, Turbánliliomos-barlang), illetve inaktív patakos barlangok (Tábor-barlang, stb) maradványai.

Az említett nagy barlangokban jól megfigyelhető a barlangot alakító vizek kemizmusának változásai. Számos helyen találkozunk aknákkal, vagy kisebb mederlépcsők mentén mésztufa jellegű cseppkölefolyásokkal, melyek mészanyagban gazdag vizek áramlását tanúsítják. Később lágyabb vizek folytak a járatokban, mert a cseppkölefolyások jelentős méretekben korrodálódtak és erodálódtak, helyenként átlukadtak. Jelenleg számos helyen tapasztalunk az aktív vízfolyások mentén mészkiválást, amit már kisebb méretű ún. mésztufagátak, cseppkölefolyások bizonyítanak. A változó kémiai összetételű vizek jelenléte mindenképpen a felszíni növényborítottsággal hozható kapcsolatba. Erdővel borított karsztfelszínen magasabb oldott anyag tartalmú vizek jutnak be a karsztba, míg kopár karszt esetén lágyabb vizek. Ez utóbbi esetben a vízfolyások intenzitása is nagyobb, ami az eróziót segíti elő. Múlt század eleji képek tanúsága szerint akkoriban Njegusi környezete teljesen kopár volt, a hegyoldalakat csenevész bokrok sem tarkították. Napjainkban tisztásokkal tarkított karsztbokorerdők találhatók, az erdőkben jelentős aljnövényzettel. Jelenlegi fakitermeléseknél a legidősebb fák az évgyűrűk alapján kb. 30 évesek, vastag törzsű idős fa csak 1-2 helyen található, erősen pusztult állapotban. Az egykori (ókor-középkor) erdőirtásoknak köszönhető, hogy a karsztfelszín jelentős méretekben elkopárosodott, s

a talajt a jelenleg fejlődő erdők sem képesek még teljes mértékben megkötni. Ennek tulajdonítható, hogy a szivárgó vizekkel jelentős mennyiségű barna erdei talaj és fekete humuszos talaj mosódik be a barlangjáratokba, helyenként sártengerré változtatva azok aljzatát.

A barlangok járataiban több helyen kavicsfelhalmozódások találhatók. Ezekben idősebb, barnásvörös agyagba ágyazva kizárólag helyi területről eredő mészkőkavicsok fordulnak elő, koptatottságuk közepes-jó. Jelenlétük egykori jelentősebb vízfolyásokról tanúskodik, melyek több tízezer, vagy százezer éve alakíthatták ki a járatokat. Napjainkra ezen járatok zöme az egykori víznyelők megszűnte következtében inaktivizálódott, kis hozamú vízfolyások csak az intenzív hóolvadások, illetve a záporok beszivárgó vize nyomán keletkeznek.

Más jellegű a poljét övező hegykoszorú, és az azokat körülvevő töbrörendszerek. A terület töbrökkel tarkított viszonylag lapos tájai különböző szintekben helyezkednek el, 800 m tszf és 1200 m tszf magasság között. Ezekből a töbrös síkokból emelkednek ki az ÉNy-DK csapású hegyvonulatok, melyek tetőzónájában elvéve találunk töbröket. Ezek meglepetésre – mint pl. a Tatinac ÉNy-i ormának 1200 m tszf. magasságú igen keskeny gerincén barlangok felszakadásával keletkezett szakadéktöbrök. Az itteni barlangroncsok és a néhány ismert ősi járat – Mrajatnik D-i lejtőjén ismert barlangok – egyértelműen jelzik, hogy a területen egykor magasabb szinten zajlott üregképződés. A Mrajatnikon levő Vilustica-barlang deciméteres kagylós oldásformái, és a tetőzóna alatti barlangroncs aknarendszerének maradványa patakos barlangok keletkezésére utal, a jelenlegiek felett 300-400 m-el. Hasonló lehetett a fennsíkperem szélén látható Galamb-barlang is melynek csak omlásokkal tarkított roncsa látható.

A töbrök nagy része jobban hasonlít a nálunk megszokottakhoz, bár az aljukon elegyengetett kitöltés alapján más kép maradt meg bennünk. Jelentősebb eltérést csak a magasabb régiók sokszor függőleges falakkal határolt töbrei jelentettek. A töbrök jelentős részében találtunk aknabarlangokat, melyeket már joggal nevezhetünk zombolyának. Ezek mélysége az eddigiek alapján elvéve haladta meg az 50 m-t, általában jelentős törmelék, esetleg firnjég alkotta az aljukat. Folytatás csak akkor volt lehetséges, amikor a zombolyakna patakos járatot érintett, mint pl. a Stirovnyik DNy-i lábánál 1350 m tszf. magasságban a Jeges-barlang.

A típusos töbrök mérete 50-100 m átmérőjű, 5-30 m mélységű volt. Ritkán nagyobbak is előfordultak, ezek elsősorban kisebb-nagyobb poljék területén helyezkedtek el (Vuci do). Közöttük is különlegesnek minősíthető a Packovi do töbre, a 200 m átmérőjű töbrök közepén 10 m magas sziklakúpok helyezkedtek el. A Vuci do felé lejtő ÉNy-i irányú völgyben a töbrök

érdekes változatával találkozhatunk. Itt a meredek lejtőn lépcsőzetesen helyezkednek el a töbrök, melyeknek felső része akár 10 m magas függőleges fallal vált el a felső töbrőtől, sokszor időszakos patakmeder jelezte az időnkénti vízfolyásokat.

A területen a tipikus víznyelők viszonylag ritkának tűnnek, de ez nagy valószínűséggel a nemkarsztos területek hiányának köszönhető. Kisebbséggel az egyes poljék területén találkozunk, de ezek is általában fejletlenek, s nagy részüket a helyiek ágakkal, törmelékekkel tömték el, hogy a legélésző állatok ne essenek bele.

Külön érdemes tárgyalni a terület poljéit. Ezek természetesen lényegesen kisebbek, mint a tipikus Dinári-hegységi nagy poljék, de érdekes színfoltjait jelentik a környező tájnak. A környéken legnagyobb a kicsit távolabb eső Cetinjei-polje, melynek medencéjében a hasonló nevű város helyezkedik el. A szűkebb terület poljéit a Stirovnyiktól és Jezersky vrh-től délre találjuk meg. A Kuk térség 1300 m tszf. magasságban elterülő medencéje két kisebb és egy nagyobb részmedencéből áll. Aljukat sík felszín jelenti, helyenként kisebb-nagyobb sziklaalakzatok bújnak elő. Ezeknél fejletlen víznyelőket, vagy hókutakat – sniježnica – találunk, ezek is egykori víznyelők lehettek. Ezekhez helyenként – főleg a sziklákkal tarkított, tehát mezőgazdaságilag nem hasznosított területeken – fejletlen, időszakos medreket találunk.

Távolról is megkapó látvány az Ivanova Koritától É-ra, 1210 m tszf. magasságban elterülő polje. Ennek keleti fele alluviális üledékekkel feltöltött síkság, melyen a Lujbin-potok időszakos medre vezet egy az üledék területén kialakult nyelőhöz. Ennek tanúsága szerint a mészkő felett csak igen vékony üledék helyezkedik el. A falu felől egy kisebb időszakos meder vezet egy másik víznyelőhöz.

A harmadik polje Veliki Bosturtól DK-re, 1230 m tszf. magasságban terül el. Ez különbözik az első kettőtől abban, hogy egy alacsonyabban levő területen viszonylag nagy, lapos töbrök találhatók, kitöltéssel, míg egy kicsit magasabban meredek falu töbrök, fosszilis barlangjáratokkal.

A kutatási területen jelentős forrás csak a Kotor városka területén fakadó két karsztforrás említhető, valamint a Kotori-öböl É-i végpontján fakadó két karsztforrás. A fennsíkon számos kis hozamú forrás, szivárgó található, melyek igen nagy szerepet játszanak a kopár karszterület életében. Legjelentősebb talán a Njegusi É-i részében (Erakovici) 1890-ben létesített vízmű által is foglalt forrás, mely a falu lakosságát látja el. Érdekesség, hogy a víz egy kis barlangjáratból szivárog elő. A vízfakadások a korai-jura dolomitos-márgás rétegekből származnak, általában gyúrt szerkezetekhez kötődve. Egyetlen tó található a területen, a Jezersky-vrh ÉK-i lejtőjén. A

térkép alapján egy fertés jellegű vízfelület ismert még Kucista falutól NyDNY-ra, Crna Korita néven.

Összefoglalás

A barlangkutató expedíciók során a helybéli barlangkutatók által kicsit mostohagyerekként kezelt karszterületen nemcsak a barlangok számának és a járatok hosszának növelését sikerült megoldani, hanem a tőlünk telhető módon viszonylag részletes földtani és karsztmorfológiai adatokat is sikerült összegyűjteni. Ezek alapján megállapítható, hogy a területen az eocén óta folyik folyamatosan jelentős karsztosodás a felső-triász-jura-kréta főleg mészkőzetekből, alárendelten dolomitból felépült területen. Jelenleg mediterrán éghajlat alatt képződnek a különféle felszíni karsztformák, melyeket a kisebb méretű poljék, oldásos töbrök, illetve a barlangjáratok felszakadása során kialakult, hosszúkás szakadéktöbrök alkotnak. A különböző szinteken található barlangok, rombarlangok, időszakosan aktív patakos barlangok alapján megállapítható a járatrendszerek egyre mélyebb szinten történő képződése, az idősebbek pontos kora sajnos megfelelő adatok hiánya miatt nem ismert. A Erre egyrészt az 1200-1300 m-es hegyvonulatok tetőszintjében és oldalában előforduló, patakos barlang formajegyeket magukon viselő barlangmaradványok, és szakadéktöbrök, illetve a Njegusi-polje karszthátságain talált felszakadt, meanderező járatroncsok utalnak. Az 1100 m feletti töbörös karsztfennsíkokon számos zomboly található, ezek mélysége azonban az 50 m-es mélységet ritkán haladja meg, aljukon eltömődéssel. A barlangokhoz tartozó jelenlegi időszakos víznyelők általában fejletlenek, ezek zöme a poljék területén, illetve a töbørsoros völgyekben található. Ritkán nagyobb töbrökben is előfordulnak, ezeket azonban a helyi lakosság az állatok védelme érdekében eltömte. A karszt kopárosodása következtében igen jelentős a talaj hasadékokba mosódása, ami a barlangokban történő jelenlegi felhalmozódását okozza. A földtani kép alapján a Njegusi-poljétől nyugatra levő vízvezető barlangokban áramló-folyó vizek a Kotori-öböl karsztforrásaiban jelennek meg, a poljétől keletre levőké viszont feltehetően a 17 km-re fakadó és a Skodrai-tóba torkolló Rijeka–crnojevica forrásban.

IRODALOM

DIMITRIJEVIĆ, M. D. (1997): Geology of Yugoslavia. – Special Publication/Geological Institute GEMINI. Belgrade, 187 p.

A KARAS-SZURDOK (ANINAI-HEGYSÉG) KÖRNYÉKÉNEK DIGITÁLIS DOMBORZATELEMZÉSE ÉS A HELYSZÍNEEN VÉGZETT GPS-ES TÖBÖR-FELMÉRÉSEK TANULSÁGAI

TELBSZ TAMÁS-MARI LÁSZLÓ-KOHÁN BALÁZS

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

Abstract: One of the most remarkable landforms of the Anina Mts (Southern Carpathians, Roumania) is the Carasul (Karas) Gorge. In its close neighbourhood, doline karst plateaus and karst valleys with row dolines are found. Based on the 1:50.000 scale topographic map, the doline density of our 28 km² research area is 8.9 km⁻². Using digital terrain analysis tools, structural landforms (ridges and valleys) were identified and the strike of folds and faultlines were induced. The relationship of doline axis and tectonic structures was outlined in terms of circular statistics. The plain areas in the digital elevation model (DEM) were also used to identify the potential for doline karst surfaces. Field investigations were carried out SE of Iabalcea (Krassóalmás). Doline contours and doline centres were measured by GPS and laser distance-meter. Morphometrical properties (location, area, length, axis direction, elevation, depth) of map dolines and measured dolines were compared in order to estimate the accuracy and utility of the different data sources in doline evolution studies.

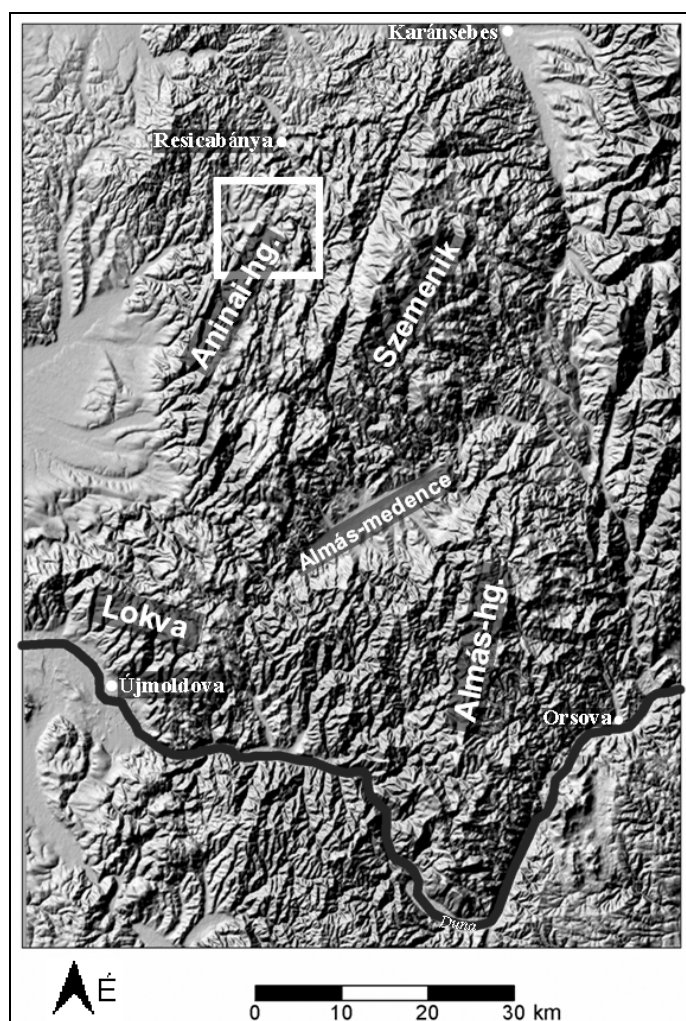
A terület bemutatása, vizsgálat célja

Az Aninai-hegység a Bánsági-hegyvidék részeként földtanilag és szerkezeti-
leg a Déli-Kárpátok áttolt takarókból felépülő gyűrthegeységének része. A
Bánsági-hegyvidék a Déli-Kárpátok nagy részétől eltérően domborzatilag
erősen felszabdalt közephegységi jellegű hegység. Földtanilag változatos
felépítésű területén a Dunai-egység és a Géta-takaró kőzetei bukkannak a
felszínre. A Bánsági-hegyvidék főként É–D-i futású, törésekkel szabdalt
vonulatait medencék és szerkezeti mélyedések választják el egymástól.

Az Aninai-hegység ÉÉK–DDNy-i irányban húzódó, 40 km hosszú,
15–20 km széles vonulat a Bánsági-hegyvidék nyugati részén, legmagasabb
csúcsa a Leordiș (1160 m). Az erdővel borított hegységet mély, több helyen
szurdokvölgyeket (Karas, Ménes, Néra) kialakító vízfolyások tagolják kü-
lönálló fennsíkokra. A fennsíkokat főként jura és kréta időszaki mészkövek
építik fel. A karbonátos kőzetek mellett a földtörténeti óidőben (karbon és
perm időszakban) keletkezett konglomerátum, homokkő, agyagpala és sze-
nes rétegek vesznek részt a hegység felépítésében. A domborzat a szerke-
zethez és a kőzetekhez igazodik. A mai domborzat több helyen geomorfoló-
giai inverzióval alakult ki, ugyanis a jelenlegi fennsíkok korábban
szinklinálisok, mélyedések voltak, a korábbi antiklinálisok helyén, ahol a
keményebb fedőrétegek alatt kevésbé ellenálló rétegek helyezkedtek el, a

fedőréteg lepusztulása után inverziós medencék jöttek létre (PINCZÉS 1995). Mintaterületünket a Ponor-csúctól (808 m) délre húzódó Krassóalmási-karsztfennsíkon (Podișul Iabalcei) jelöltük ki (1.ábra), ahol jól fejlett töbrök mélyülnek a felszínbe. A töbrökkel tagolt felszínbe mélyül a Karas látványos szurdoka, a felszín alatt pedig nagy méretű barlangrendszerek (pl. Comarnic-barlang) húzódnak.

Célunk az volt, hogy a terület töbrösödésének mértékét, illetve a töbrök elhelyezkedését, alakját meghatározó tényezőket jellemezzük.



1. ábra: A mintaterület helyét fehér négyzet jelöli az SRTM adatbázis felhasználásával készített digitális domborzatmodellen

Fig. 1: Location of the research area on the digital elevation model (using SRTM database)

Módszerek

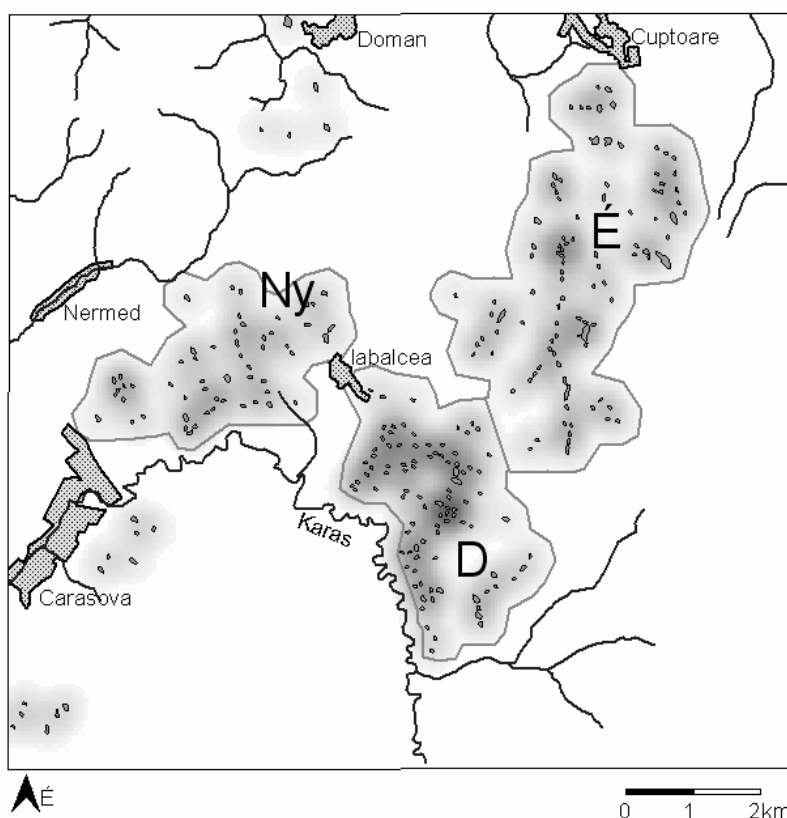
A vizsgált területről egy román kiadású, Gauss-Krüger vetületű, 1:50.000 méretarányú, 20 m-es alap-szintvonalközü topográfiai térkép állt rendelkezésünkre (készítés éve: 1967). Ebből kiindulva építettünk fel egy térinformatikai adatbázist. *ERDAS* program segítségével először beillesztettük Gauss-Krüger vetületbe, majd koordinátatranszformációval UTM-be alakítottuk át, a továbbiakban ezzel dolgoztunk. A szintvonalak digitalizálása után Kriging interpoláció (lineáris modell, 8 km-es sugár) felhasználásával állítottunk elő egy 30 m felbontású digitális domborzatmodellt (továbbiakban: DDM). Azért ekkorát, mert az ennél részletesebb DDM-en már erőteljesen jelentkeztek az interpoláció „műtermékei” (pl. szintvonalak menti teraszosság), továbbá a DDM-re alapozott domborzatelemzés sem igényelt ennél jobb felbontást. A DDM-t a megjelenítésen kívül a domborzat és a töbrök elhelyezkedése közti kapcsolat vizsgálatára is felhasználtuk. Sőt, részletes geológiai térkép híján a töbrök fejlődését meghatározó szerkezeti elemek levezetésére is a digitális domborzatelemzés bizonyult a legalkalmasabb eszköznek.

Az alaptérképen jelölt töbröket külön digitalizáltuk. A méretarányból adódóan ezek többnyire szimbólumszerűen szerepeltek a térképen, így határvonaluk és középpontjuk tengerszint feletti magassága, vagyis a töbrök függőleges dimenziói ezek alapján nem voltak meghatározhatók. Ennélfogva a DDM elkészítéséhez sem használtuk fel a töbröket.

A térképi alapadatokat terepi bejárással próbáltuk meg pontosítani. Ennek során egy szűkebb részterületet „fésültünk át”, ahol lehetőleg az összes töbröt igyekeztünk felmérni. Ehhez kézi GPS készülékeket (*Magellan, Meridian Platinum*) használtunk, melyekkel a töbrök körvonalának és középpontjának térbeli koordinátáit határoztuk meg. Hazai tapasztalatok alapján ezekkel a GPS készülékekkel nyílt területen 10 m, erdőben kb. 25 m-es vízszintes pontosságot lehet elérni, a függőleges eltérés ennél rendszerint jóval több. Ellenőrzésként illetve kiegészítésként a töbrök hossz tengelyének irányát és nagyságát mértük meg tájoló illetve lézeres távmérő segítségével.

Kiértékelés

Töbrök elhelyezkedése, méret- és alakjellemzői a topográfiai térkép alapján



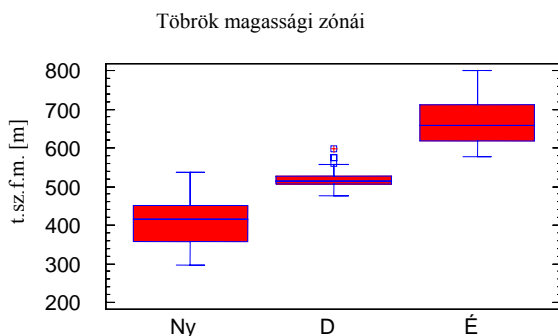
2. ábra: A topográfiai térképen jelölt töbrök alapján szerkesztett töbr-sűrűségi térkép a további vizsgálatokban szereplő részterületek lehatárolásával (a színfokozatok 1-37 db/km²-es töbrsűrűséget jelentenek 500m-es keresési sugár mellett)

Fig. 2: Doline density map calculated from dolines marked on the topographic map (gray intensities mark doline densities from 1 to 37 km², using 500m search radius). Western (Ny), Southern (D) and Northern (É) subareas used in the analysis.

A térkép szerint a vizsgált területen 248 dolina található, melyek két, nagyjából ÉÉK–DDNy-i irányú sáv mentén helyezkednek el. Ez elsősorban akkor válik nyilvánvalóvá, ha a töbröket külön fedvényben ábrázoljuk (2. ábra). Első lépésként töbr-sűrűségi térképet szerkesztettünk (*ArcView/Calculate Density*, 500m-es keresési sugár, *Kernel* algoritmus), melynek segítségével lehatároltuk a töbrsűrűsödött térszíneket (2. ábra).

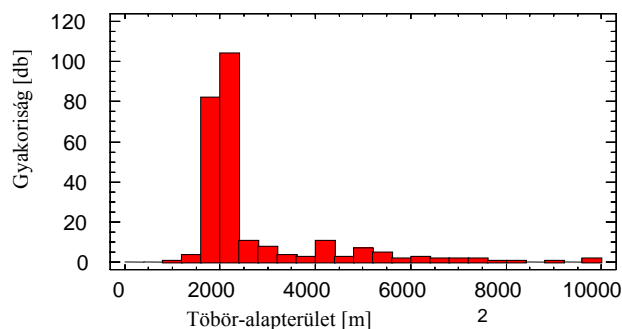
A nyugati sávból néhány kisebb folt elhagyásával egy összefüggő, sűrűbben töbrsűrűsödött részletet lehetett jól körülhatárolni. A keleti pászttát

pedig egy északi, zömmel töbör soros térszínre, illetve egy déli fennsíkrészletre lehetett bontani. A további vizsgálatokhoz többnyire ezt a hármas felosztást (Ny; D; É) vettük alapul.



3. ábra: A topográfiai térképen jelölt töbrök magasság szerinti elhelyezkedése
Fig. 3: Vertical zones of dolines (marked on the topographic map)

A 3. ábra azt jelzi, hogy a töbör sűrűség alapján lehatárolt területrészek egy-egy jellemző magassági tartományt képviselnek, méghozzá nyugatról kelet felé lépcsőzetesen emelkedő szinteket. Mivel a töbröket határoló vonalak nem szintvonalak, ezért a töbrök tengerszint feletti magasságát a DDM alapján határoztuk meg.



4. ábra: A topográfiai térképen jelölt töbrök alapterület szerinti gyakorisági eloszlása
Fig. 4: Frequency distribution of doline area (after the topographic map)

Az összes töbörre vonatkozó adatsoron ellenőrizni kívántuk azt a korábbiakban már megfogalmazott sejtést (TELBI SZ-MÓGA 2005), hogy egy adott területen belül a töbörterületek (vagy hosszak) eloszlása lognormális képet mutat. E statisztikai vizsgálat során azonban kiderült (4. ábra), hogy

egy mérettartomány nagyon „kilóg” az eloszlásból (a 2000 m²-es alapterület körül, amelyhez durván 50m-es átmérő tartozik). Ez a méret a térkép felbontásából adódó alsó korlát (egy 50 m átmérőjű töbrőhöz az eredeti térképen 1 mm-es szimbólum tartozik!), így megállapítottuk, hogy a fenti állítás ekkora töbrök és ilyen méretarány mellett nem vizsgálható értelmesen.

Az I. táblázat alapján megállapítható, hogy a töbrök méretében statisztikailag szignifikáns eltérések nem tapasztalhatók, a Ny-i rész dolinái átlagosan egy hajszállal nagyobbak, míg a legnagyobb zárt mélyedéseket az É-i egységben találhatjuk meg. A Ny-i és az É-i rész töbrő-sűrűsége hasonló, melyekhez képest a D-i területet több mint 60%-kal nagyobb sűrűségben tagolják a dolinák. A töbrök kerekítettsége¹ ($=4\pi \text{Terület} / \text{Kerület}^2$) valamennyi részterület esetében 0,8 körül ingadozik csekély szórással (0.06), ami a térképi töbrő-alakok enyhe megnyúltságát mutatja – a nagyfokú hasonlóság mögött részben e tényezőnél is a szimbólumszerű jelleg állhat. Fontos kérdés marad ugyanakkor, hogy ezek a térkép méretarányába épp-hogy beleférő töbrök vajon tengelyükkel helyesen szerepelnek-e.

I. táblázat
Table I.

A topográfiai térképen jelölt töbrök alapvető legfontosabb adatai a részterületek szerinti bontásban
Doline data according to subarea (after the topographic map)

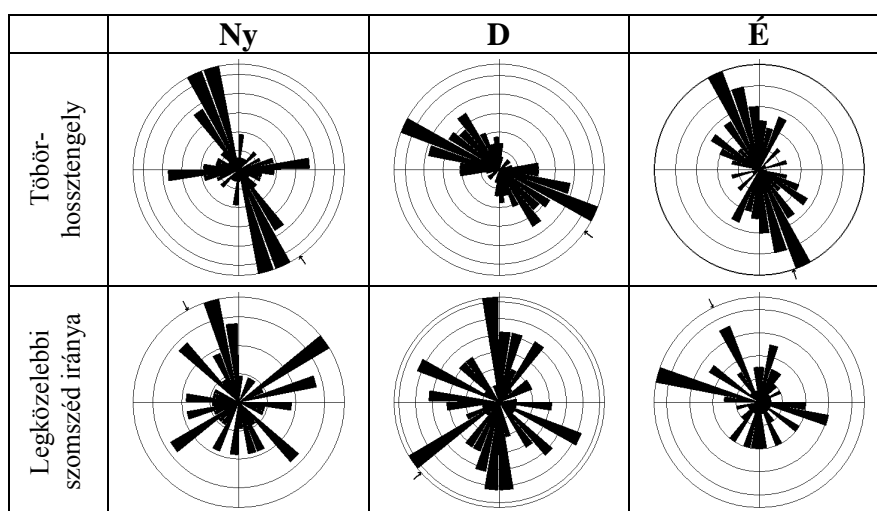
Név	Terület [km ²]	Töbrő-sűrűség [1/km ²]	Töbrő-alapterület [m ²]	
			medián	maximum
Ny	7,1	7,6	2.190	7.340
D	7,8	12,2	2.070	8.948
É	13	7,6	2.070	21.735

Az 5. ábra rózsadiagramjai a töbrök hossz tengelyeinek illetve legközelebbi szomszédjainak irányait tükrözik. A rózsák erős irányítottasága (elsősorban a hossz tengelyekre vonatkozóan), valamint az egyes területek közti különbségek arra utalnak, hogy a térképi ábrázolás nem lehet véletlenszerű, ezért érdemes magyarázatot keresni a kitüntetett irányokra. A Ny-i és az É-i terület töbrei ÉÉNy–DDK-i irányban, míg a D-i rész dolinái NyÉNy–KDK-i irányban nyúltak meg.

A legközelebbi töbrő-szomszédok (aszimmetrikus) rózsái – megszo-kott módon – jóval nagyobb szórást mutatnak. És más területeken végzett vizsgálatokhoz hasonlóan (TELBISZ 2001) a tengelyek alapján meghatározott főirányok itt is másodlagossá válnak (de nem tűnnek el). A Ny-i területen a legközelebbi szomszédok ÉK–DNy-i, a D-i területen É–D-i végül az

¹ A kerekítettség egy síkidomnak a körtől való eltérését jellemzi oly módon, hogy az adott forma kerületét a vele azonos területű kör kerületéhez viszonyítja. A mutatószám értéke kör esetében 1, és minél hosszúkásabb illetve minél zegzugosabb peremű a forma, annál kisebb az értéke (minimuma 0).

Északi részen NyÉNy–KDK-i irányt rajzolnak ki. Itt is igazolódik tehát, hogy a töbrök legközelebbi szomszédjai gyakran nem a megnyúltság és nem is az első ránézésre triviálisnak tűnő töbrösorok irányában helyezkednek el.



5. ábra: A topográfiai térképen jelölt töbrök hossz tengelyeinek állása illetve a legközelebbi szomszéd iránya alapján szerkesztett rózsadiagramok a részterületek szerinti bontásban.

Fig. 5: Axis direction and nearest neighbour azimuth rose diagrams according to subareas (after the topographic map)

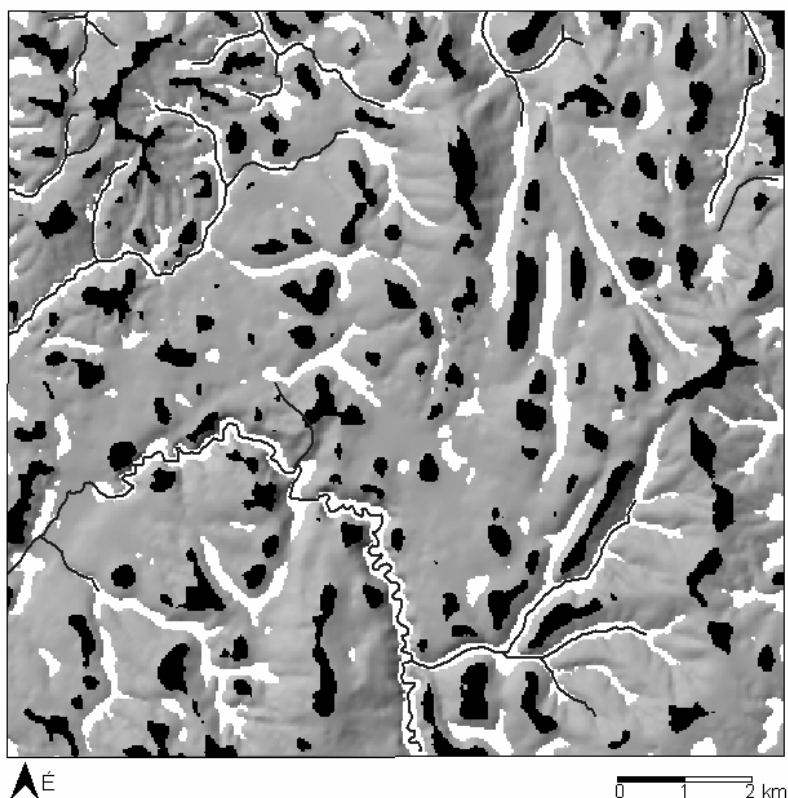
Szerkezeti formák meghatározása digitális domborzatelemzés segítségével

A felszínformákban is megnyilvánuló földtani szerkezet vizsgálatához a DDM-ek jól használhatók (JORDAN *et al*, 2003). Ehhez többek között a völgyek, gerincek alakjában fölismerhető vonalas elemek meghatározására lehet szükség. Ebből a szempontból az árnyékolt domborzati kép, a lejtőszög és a kitettség illetve a számításokkal (is) kijelölhető völgyek és gerincek ábrázolása, értelmezése ad elsődleges támpontokat. Ezek közül az első három művelet rutinfeladat, de több eljárás létezik a gerincek, völgyek meghatározására is. Mi a jelen munkához az ún. módosított Hammond-módszert választottuk (HEGEDŰS 2004). Ennek lényege, hogy egy adott pontra meghatározzuk, hogy a környezetéhez képest magasan vagy alacsonyan helyezkedik-e el. Ennek alapján tekintjük – változtatható küszöbértékek alkalmazásával – gerincnek (hátnak) ill. völgynek. Képletszerűen az alábbi módon adható meg:

$$v = (z - \hat{z}) / d \quad \text{és az adott pont völgy,} \quad \text{ha } v < l_1$$

$$\text{gerinc (hát), ha } v > l_2$$

ahol v a gerincek, völgyek elkülönítésére szolgáló mutató; z , az adott pont magassága; \hat{z} az adott pont R sugarú környezetének átlagmagassága (számtani átlag); d az adott pont R sugarú környezetének terjedelme (max-min); l_1 és l_2 változtatható küszöbértékek.



6. ábra: DDM alapján kijelölt gerincek illetve hátak (fekete színnel) és völgyek (fehér színnel). Bővebb magyarázatot ld. a szövegben (paraméterek: $R=500\text{m}$; $l_1=-0.2$; $l_2=0.2$).

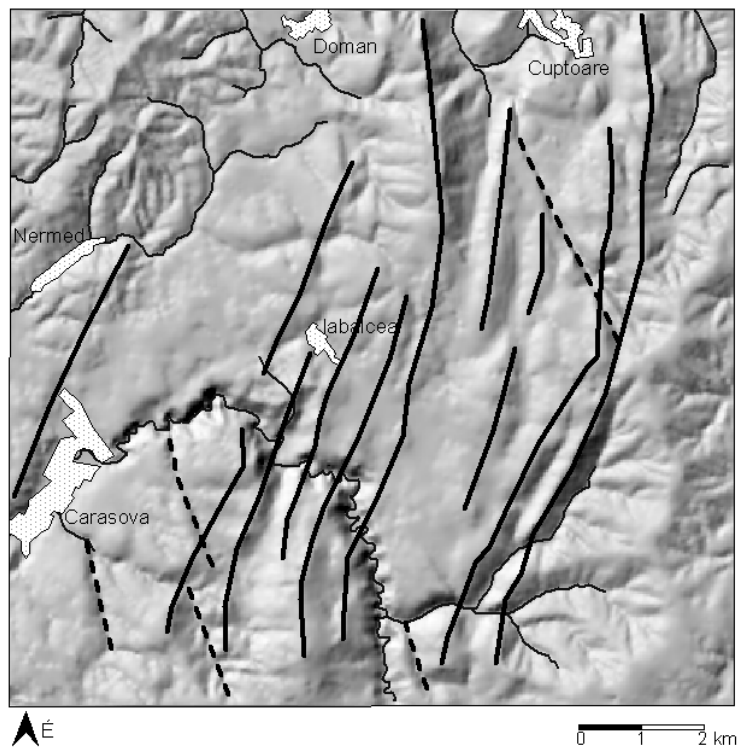
Fig. 6: Ridges (black colour) and valleys (white colour) derived from the DEM. Further explanation in the text. (parameters: $R=500\text{m}$; $l_1=-0.2$; $l_2=0.2$).

A 6. ábrán az árnyékolt domborzati képet, valamint a fenti módszerrel meghatározott gerinceket és völgyeket tüntettük föl. Ez alapján (valamint az itt helyhiány miatt nem közölt lejtőszög, kiettség és szintvonalas térképeket is figyelembe véve) a szerkezeti vonalak megrajzolhatók, ha az egy vonalba eső gerinceket összekötjük a lealacsonyodó részek és a kisebb vízfolyások keresztvölgyein átmenően is. Ennek eredményeként kaptuk meg a 7. ábrán látható szerkezeti vonalakat, melyekből világosan azonosítható egy É-D-i majd dél felé ÉÉK–DDNy-i csapásirányú gyűrődéses struktúra, melyet tehát – a fenti levezetés értelmében – a dőlő rétegek felszíni elvégződés-

sein kialakult gerincek jelölnek ki. Terepi rétegdőlés mérések nélkül a dőlés mértékét és irányítását nem tudjuk meghatározni, de az irány kijelölhető: a csapásirányra merőleges, azaz a vizsgált töbrös területeken alapvetően NyÉNy–KDK-ies.

A gyűrődésekre visszavezethető gerinceket hegyesszögben keresztelő, ÉÉNy–DDK-i irányú völgyeket is azonosíthatunk (melyek közül különösen markáns a terület ÉK-i részében lefutó hosszú, egyenes völgy), ezeket szaggatott vonallal jelöltük a 7. ábrán. Feltételezhető, hogy ezek inkább későbbi, töréses folyamatok eredményei.

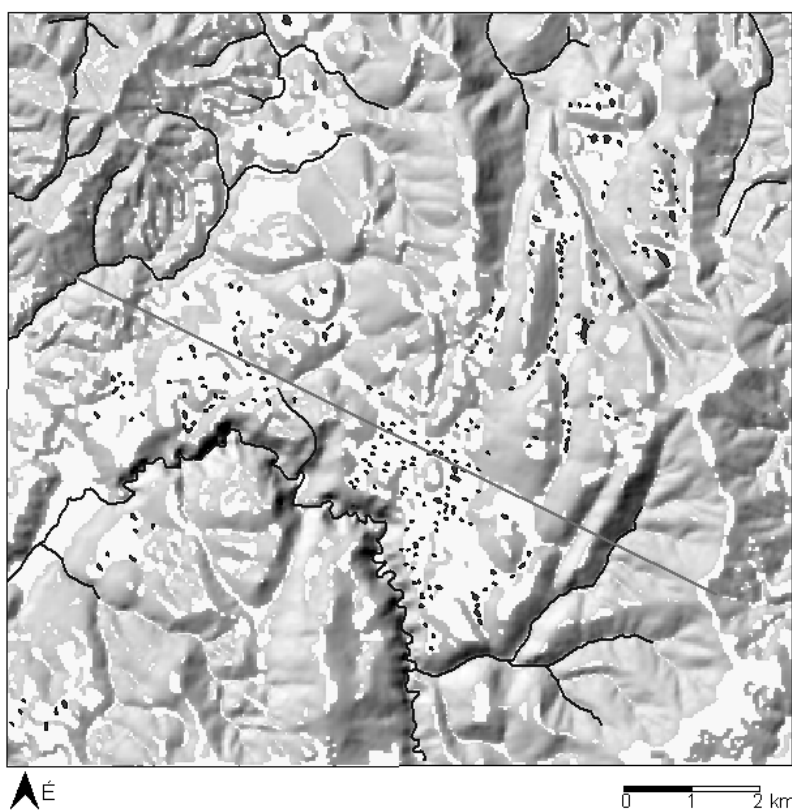
Mindezen kívül a Karas-szurdokvölgynek a szerkezettől független lefutása szembeötlő a térképen, ami nyilvánvalóan a völgy átöröklött és/vagy antecedens keletkezésével magyarázható. Ennek ellenére egyes, rövid szakaszokon – leginkább a Krassóalmástól (Iabalcea-tól) DDK felé induló vonal mentén fölismerhetően – a Karas is követ szerkezeti elemeket.



7. ábra: DDM-ből levezetett szerkezeti elemek. Folytonos vonal: gyűrődéses szerkezetekhez köthető gerincek; szaggatott vonal: feltételezett törésvonalak (völgyek alapján).
 Fig. 7: Structural lines derived from the DEM. Solid line: ridges due to fold structures; dashed line: probable fault lines (after linear valleys)

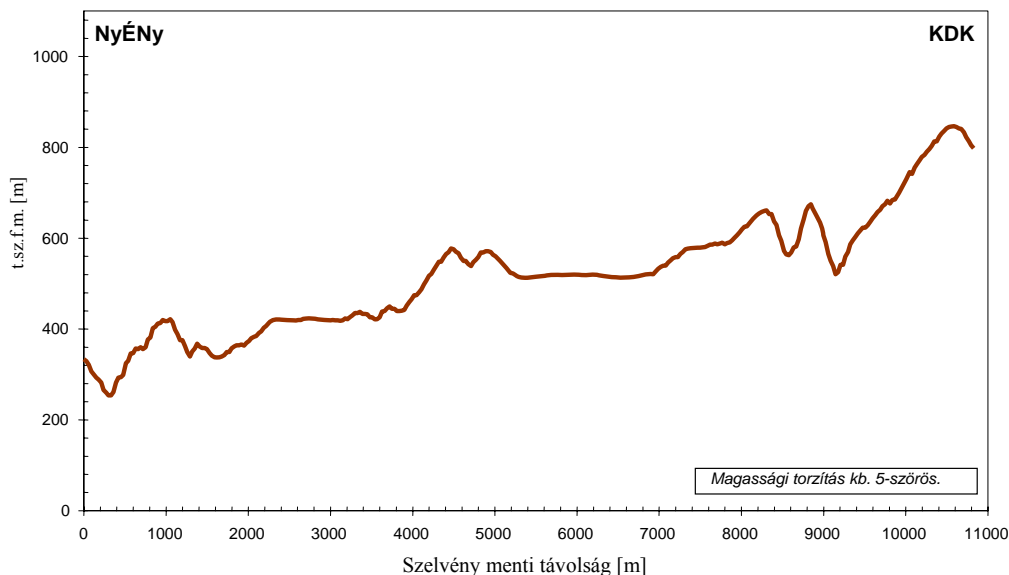
Töbrök és a domborzat illetve a szerkezet kapcsolata

A töbrök kialakulásának talán legerősebb domborzati feltétele a kis lejtés. Ezt úgy vizsgáltuk, hogy a DDM alapján kijelöltük a 8° -nál kisebb lejtőszögű térszíneket (Mivel a DDM készítése során a töbrök magassági adatait nem használtuk fel, ezért az a terep általános lejtését mutatja a töbrökkel tagolt területeken). A 8. ábra igazolja, hogy a töbrök szinte kizárólag ezeken a kisebb lejtésű helyeken fordulnak elő, beleértve a nagyobb, fennsík-szerű részeket, a völgytalpakat és néhol a hátakat is. Másrészt ezeken a térszíneken majdnem mindenhol meg is található a töbrök, valószínűleg ott is, ahol a térkép azokat nem jelöli. A töbrök 3. ábrán bemutatott 3 szintbeli elrendeződése így azzal magyarázható, hogy ezek a sík térszínek kelet felé emelkedő lépcsőkben jelennek meg (szelvényben ld. a 9. ábrán).



8. ábra: A topográfiai térképen jelölt töbrök és a 8° -nál kisebb lejtésű térszínek (fehér színnel) elhelyezkedése (a ferde vonal a 9. ábra szelvényének helyét jelzi).

Fig. 8: Location of dolines marked on the topographic map and areas of less than 8° slope (white colour). The oblique line signify Fig. 9. profile position.

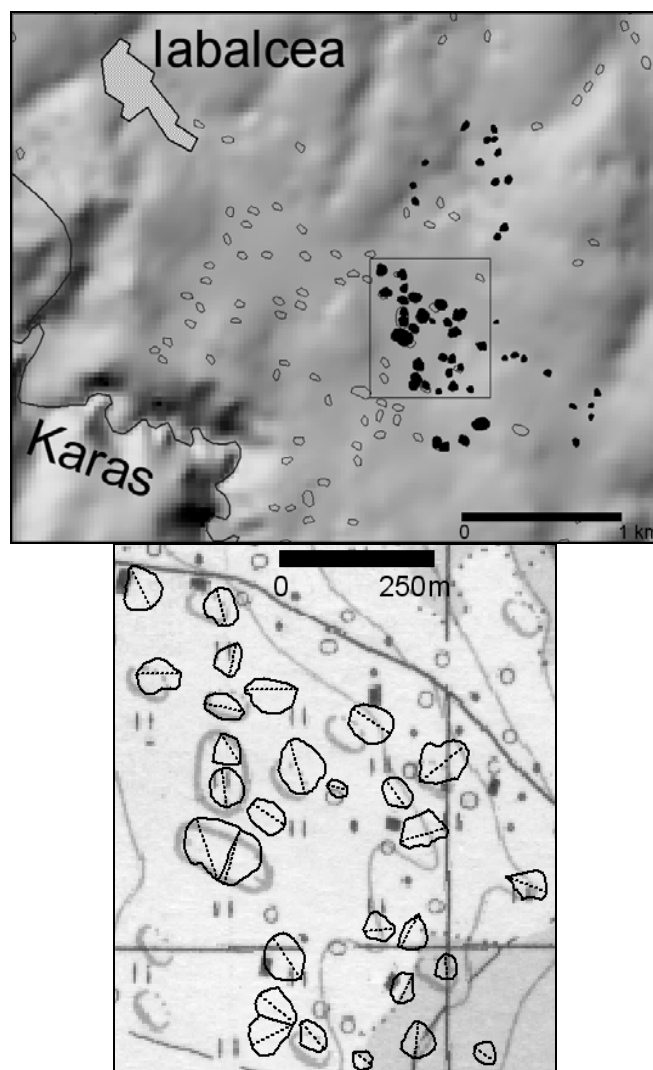


9. ábra: NyÉNy–KDK irányú magassági keresztmetszvény (a pontos helye a 8.ábrán szerepel)
 Fig. 9: WNW-ESE elevation profile (position shown in Fig. 8).

A DDM-ből levezetett szerkezeti elemek (7. ábra) és az irányrózsák (5. ábra) összevetése alapján a töbrök fejlődését meghatározó szerkezeti kontroll szerepe is megfogalmazható. A Ny-i és az É-i részterületeken a (feltehetőleg fiatalabb) törésvonalak irányítják a töbrök hossz tengely menti megnyúlását, míg a D-i részterületen az adatok alapján inkább a rétegdőlés befolyásolja a dolinák alakját.

Helyszíni mérések eredményei

A helyszíni mérések során 56 töbröt mértünk meg egy apró, 1,7 km²-es területen (10. ábra). Első – és talán legfontosabb – megállapításunk a töbrősűrűsége vonatkozik. A topográfiai térkép azonos területéhez viszonyítva a nyílt terepen (legelő, kaszáló) 25 töbröt mértünk fel (a térképi 11-hez képest), míg az erdővel borított területen 31-et (a térképi 6-hoz képest!). A térképen ábrázolt és az általunk vizsgált töbrök együttes száma ezen a kis területen 68 db, ami négyszeres dolina-sűrűséget (40db/km²) jelent a térképhez képest. Ez alapján okkal feltételezhetjük, hogy a domborzatmodell által jelzett sík, de erdősült térszíneken ott is előfordulhatnak nagyobb számban töbrök, ahol a térkép azokat nem jelöli.

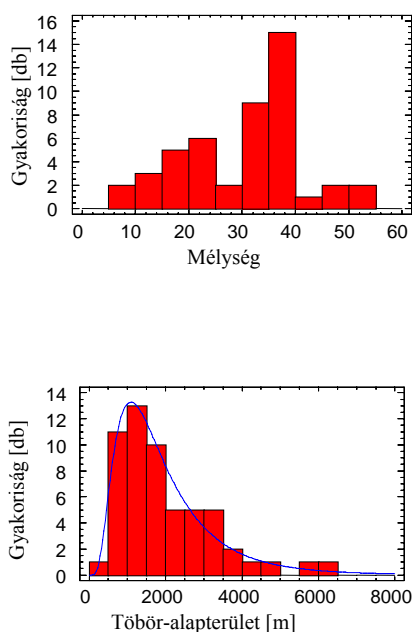


10. ábra: GPS-szel felmért töbrök. Felső térkép: a vizsgált terület elhelyezkedése (fekete foltok: GPS-adatok; üres körvonalak: térképi töbrök; fekete téglalap: kivágat helye). Alsói térkép: GPS-szel mért töbrőhatárok és hossz tengelyek illetve a topográfiai térkép részlete.

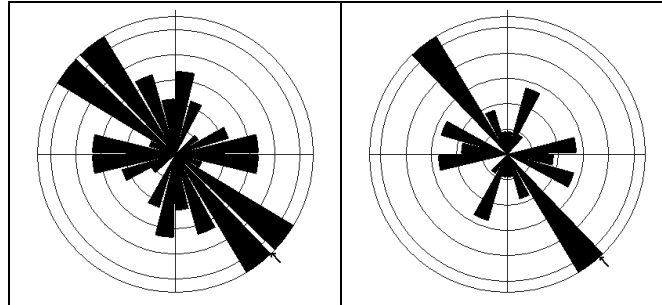
Fig. 10: Dolines using GPS-data. Upper: location of the investigated area (black patches: GPS data; blank contours: map dolines, rectangle: position of the right image), Under Doline contours and long axis measured by GPS and the corresponding topographic map detail.

A GPS-es mérések pontatlanságát jelzi, hogy a középpont 12 esetben a töbrő határain kívülre esett, de ez 1 kivételével mind az erdővel fedett terület töbreinél fordult elő (az erdőborítás miatt a GPS ezeknél a pontatlan méréseknél gyakran csak három műhold jelét érzékelte, amely nem elegendő a pontos helymeghatározáshoz). Ez mindenképpen azt erősíti meg, hogy

a beerdősült térszíneken – éppen ott, ahol a topográfiai térkép is erősen hiányos – a GPS-adatok is kevésbé megbízhatók. A GPS-es mérések alapján meghatározott mélységadatokból 7 értéket eleve ki kellett zárni (a 0-nál kisebb illetve 60 m-nél nagyobb értékeket). Az így szűrt adatok átlaga volt 31 m, ami túl soknak tűnik, ezen kívül az eloszlás jellege (11. ábra) is eltért a korábbi vizsgálataink során tapasztaltaktól (TELBI SZ 2001, TELBI SZ-MÓGA 2005). Ezért okkal feltételezhető, hogy a GPS-szel mért magasságadatok jelentős hibával terheltek. A töbrök alapterületeiből számított gyakorisági eloszlás (11. ábra) viszont jól illeszkedett a várható lognormális eloszlásra, ami a térképi adatsorhoz képest a valóság jobb közelítését jelenti. A lézeres távmérővel mért hosszak átlagos eltérése 13 m volt a GPS-es adatokhoz képest. A tengelyirányok összehasonlítását az adatok szűrése (túl kicsi, kerek töbrök, terepen pontatlanul rögzített adatok, illetve az erdősült-ség miatt nem átlátható töbrök kihagyásával) csak a felmért töbrök felére tudtuk elvégezni. Míg az egyedi értékek sok esetben nem mutattak jó egyezést, addig az összesítő rózsadiagramokból (12. ábra) mégis hasonló irányokat lehetett megállapítani. Az így kapott ÉNy-DK-i irány kismértékű elfordulást jelent a térkép D-i területegységére vonatkozó főirányhoz képest.



11. ábra: A GPS-szel felmért töbrök mélység illetve alapterület szerinti gyakorisági eloszlása.
Fig. 11: Frequency distributions of doline depth and area using GPS data.



12. ábra: GPS-szel (baloldali kép) illetve iránytűvel (jobboldali kép) mért töbör-hossztengely irányok.
 Fig. 12: Doline long axis directions using GPS data (left) and compass (right),

Mivel összesen 11 olyan töbör volt, ami a térképen és a saját méréseinkben is szerepelt, de még ezek között is akadt két ikertöbör, amelyek a térképen egybevonatban szerepeltek, így a dolina-adatok tételes összehasonlítására nem sok lehetőség maradt. E néhány adat összevetése alapján a hosszbeli eltérések átlaga 14 m volt (az véletlenszerű, hogy a térkép, vagy a GPS-es adat volt-e nagyobb), a középpont átlagos elcsúszása 25 m volt, míg a körvonal tengerszint feletti magasságainak átlagos eltérése 34 m-nek adódott (mindig a GPS-es adat volt magasabb). Míg a vízszintes koordináták esetében ez az eltérés elfogadható a térkép méretarányának figyelembevételével, addig a magasságértékek esetében sajnos a GPS miatt is jelentős a pontatlanság.

Következtetések

Az adatok értékelése alapján az alábbi következtetésekre jutottunk.

Az 1:50.000-es topográfiai térkép (illetve az ebből készített 30 m felbontású DDM) lehetővé teszi a töbörfejlődést meghatározó szerkezeti és domborzati tényezők alapos vizsgálatát. Jelen területre vonatkozóan megállapítottuk, hogy a gyűrődésekhez köthető gerincek (hátak) illetve a feltehetően töréses eredetű völgyek csapásiránya és a töbrök megnyúltsága között az irányrózsák alapján kapcsolat van. Ezzel a módszerrel kvantitatívan is mérhető a törésvonalak menti, illetve a rétegdőlés által irányított beszivárgás hatása a töbörfejlődésre. Megállapítottuk, hogy a vizsgált területen a 8°-nál kisebb lejtésű térszínek térképi ábrázolásával kijelölhetők a potenciálisan töbrösödésre alkalmas felszínek.

A terepen végzett mérések elsősorban a töbör-sűrűség megállapításában jelentettek döntő különbséget a térképi adatokhoz képest. A lézeres távmérésekkel is ellenőrzött GPS-es adatok a horizontális jellemzők (elhelyezkedés, vízszintes kiterjedés, megnyúltság) tekintetében viszonylag meg-

bízhatónak tekinthetők és érdemben pontosíthatják a térkép alapján végzett töbör-morfometriai értékelést. Ugyanakkor a töbrök térképről egyáltalán nem meghatározható mélység-viszonyainak föltárásában az általunk használt GPS-ek sem szolgáltattak kielégítő eredményeket. Fontos kiemelni, hogy mind a térkép, mind a GPS pontosságában döntő különbség van a nyílt és az erdővel borított térszínek között (természetesen az előbbi javára). A GPS-es adatok tekintetében a hosszabb ideig végzett, a jó műhold-sűrűséghez igazodó valamint a lombtalan időszakban történő mérések javulást jelenthetnek, illetve a GPS-technológia további fejlődése is még hozhat pozitív változásokat ezen a téren.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük *Jancsik Péternek* a területre vonatkozó információk beszerzésében való segítségét, valamint az ELTE geográfus hallgatóinak közreműködését a terepi és digitalizálási munkákban.

IRODALOM

HEGEDŰS A. (2004): A domborzat fő formáinak vizsgálata digitális domborzatmodell alapján – in: Domborzatmodell alkalmazások Magyarországon, HUNDEM 2004 konferencia közleményei. – ME Természetföldrajz-Környezettan Tanszék, CD, ISBN 963 661 686 8.

JORDAN, G.-CSILLAG, G.-SZUCS, A.-QVARFORT, U. (2003): Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Kali Basin, Hungary. – Zeitschrift für Geomorphologie, 47, p.145-169.

PINCZÉS Z. (1995): A Déli-felföld természeti földrajza – KLTE, Debrecen, 141 p.

TELBISZ T. (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (49) / 1-2, p.95-108.

TELBISZ T.-MÓGA, J. (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 245-266.

TÖBÖR-MORFOMETRIAI ELEMZÉSEK A SZILICEI-FENNSIK DÉLNYUGATI RÉSZÉN

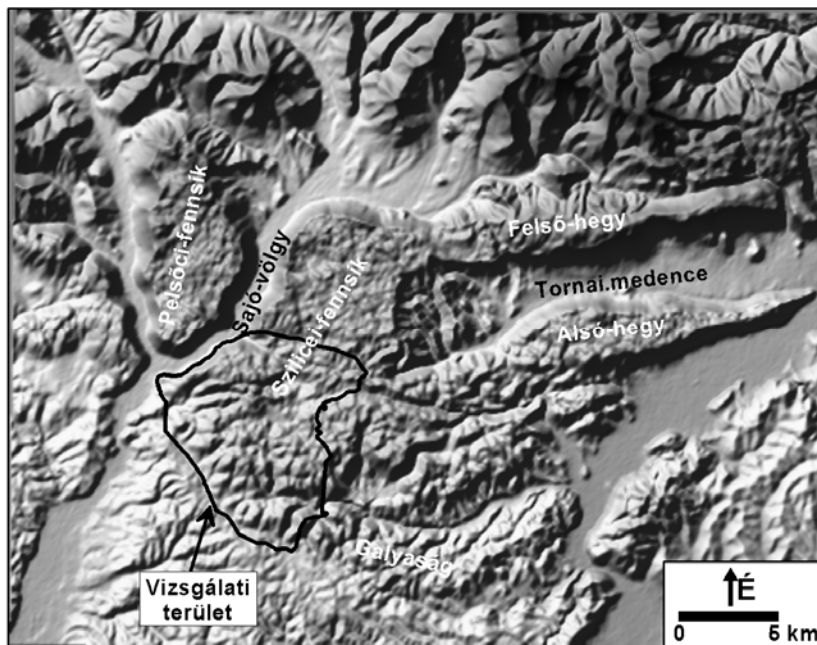
TELBISZ TAMÁS-MÓGA JÁNOS-KÓSIK SZABOLCS

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány
1/C., telbisztom@ludens.elte.hu, jmoga@freemail.hu

Abstract: The south-eastern segment of the Silice karst plateau (part of the Gömör-Torna karst area, NE-Hungary and SE-Slovakia) was analysed in terms of doline morphometry using GIS methods. From structural and lithological point of view, it is a highly compound zone where constrains on doline evolution can be fairly well studied by statistical assessment due to the large number of dolines. Mean doline density of the area is 14.4 km⁻², which is less than in the northern section of the same large karst plateau. The spatial pattern of doline density is presented on calculated density maps, which show a remarkable coincidence with the lithologic map since most of the dolines are found on Wetterstein Limestone areas. There are only few dolines on the dolomitic facies of the same rock formation (the so called Wetterstein Dolomite) and even those dolines are different in their characteristics: larger area, less relative depth and more irregular shapes are typical of them. With the help of rose diagrams, it is demonstrated how the strike of faultlines and fold structures determine doline evolution. The frequency distributions of the whole doline population show lognormality in case of doline area and doline watershed area that can be geometrically explained by the „multistep breaking” of the whole plateau area into smaller watersheds.

Bevezetés

A Gömör-Tornai-karszt egésze rendkívül változatos képet mutat kőzettani és szerkezeti szempontból egyaránt (MELLO 1996, 1997, LESS 1998, MÓGA 1998, MÓGA 1999, MÓGA 2001), amelynek hatása jól megfigyelhető a felszínformák elhelyezkedésében és jellemzőiben. Tanulmányunkban a kőzettani, szerkezeti adottságok illetve a felszínformák térbeli elhelyezkedésének és jellemzőinek kapcsolatát szeretnénk bemutatni térinformatikai, statisztikai módszerekkel is (MARI 2003, TELBISZ 2003, TELBISZ 2004, ZBORAY-KEVEINÉ 2004), ami előrelépést jelenthet a korábbi leíró, kvalitatív jellegű megközelítésekhez képest. Célunk a karsztvidék minél teljesebb feldolgozása ezzel az eszköztárral, amelyhez már korábban is tettünk lépéseket (TELBISZ 2001, TELBISZ-MÓGA 2005). Jelen tanulmány az egy évvel korábban megjelent munkánk közvetlen folytatásának tekintendő, így fő kérdéseit és munkamódszerét tekintve megegyezik az abban leírtakkal, csupán vizsgálataink fókuszát toltuk el délnyugat felé.



1. ábra: A mintaterület elhelyezkedése a Gömör-Tornai-karszton belül (SRTM domborzatmodell felhasználásával)
 Fig. 1: Location of the study area within the Gömör-Torna Karst Area (using SRTM digital elevation model)

A jelen dolgozatban vizsgált terület határai (1. ábra) három oldalról természetes határok is egyben: DNy-on és D-en egybeesnek a karsztosodó kőzetek felszíni határvonalával (nagyjából a Pelsőc-Hosszúszó országút mentén), ÉNy-on a Sajó-völgy, ÉK-en a Gombaszög-Szilice között futó kisebb nemkarsztos kőzetsáv jelöli ki a határt, K-en viszont a kőzettani, domborzati adottságok helyett – technikai okokból – az országhatárhoz igazítottuk vizsgálatainkat.

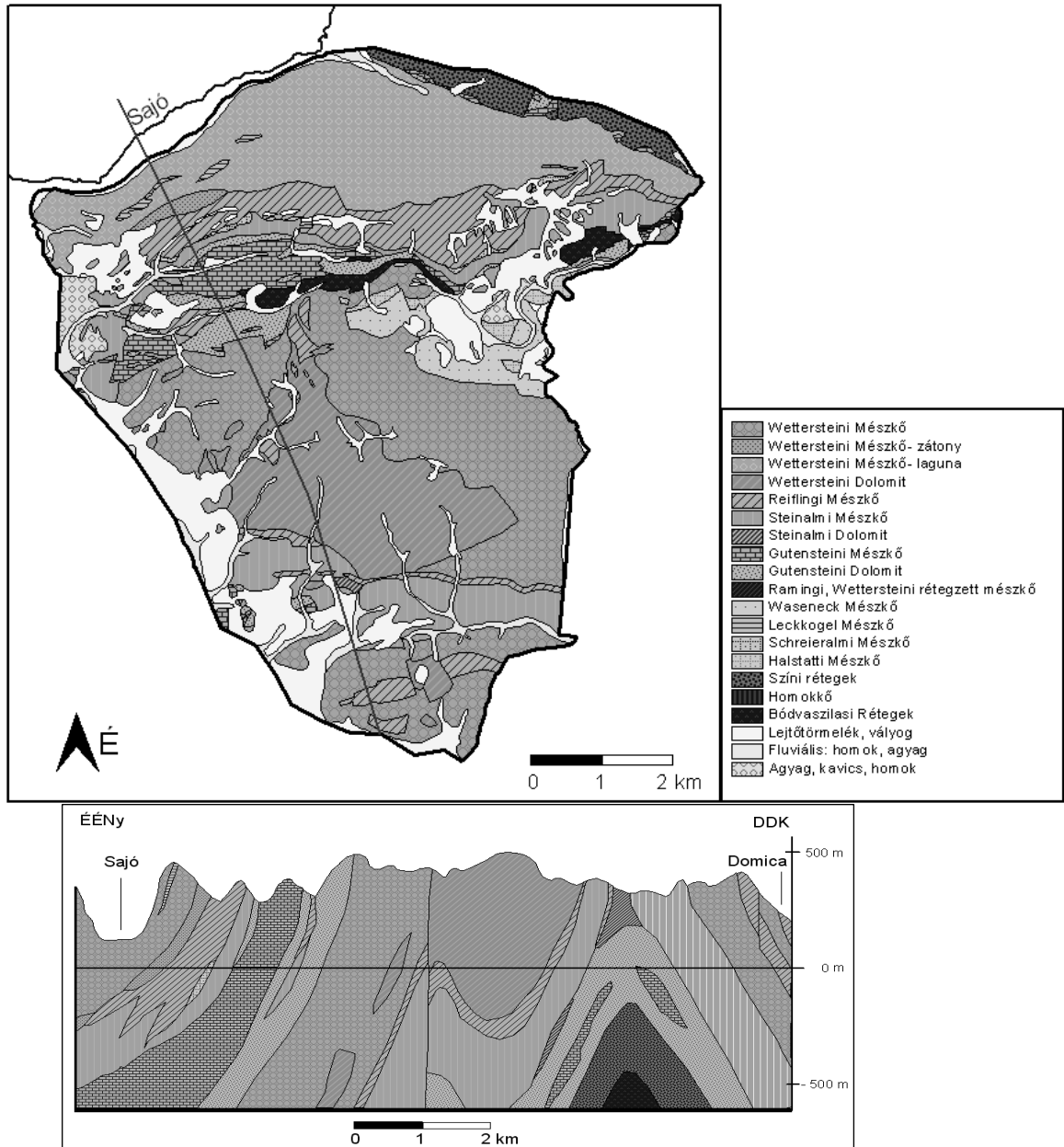
A Szilicei-fennsík D-i részén (2. ábra) két, nagyjából K-Ny-i irányban húzódó mészkősáv található, melyeket a Ménes-Borzova-Ardó közti feltolódási vonalhoz kapcsolódó vízzáró palák és homokkövek választanak el egymástól (MÓGA 2001). Az első, kisebb méretű mészkősáv Pelsőcnél kezdődik, a Bikk planinájában orsószzerűen kiszélesedik, K felé a Lednice-bérc területén folytatódik és az Ardó-hegy, ill. a Mész-hegy (az Alsó-hegy Ny-i pereme) közti nyeregben végződik. Az átlagosan 500-580 m magas fennsík erősen többszörösödött tetőit foltokban vörös agyag fedi, Pelsőc körüli lealacsonyodó peremét helyenként elborítja a Poltári-kavics is.

A Bikk D-i pereme egybeesik a szerkezeti-kőzettani viszonyok által kijelölt Király-kút-völgy, a Borzovai-polje és az Ezsdán-völgy (Roskó-völgy) vonalával. Különböző oldékonyságú középső- és felsőtriász mészkő-

vek és dolomitok (Reiflingi Mészke, Steinalmi Mészke, Gutensteini Mészke és Dolomit, Tiszolci Mészke, Halstatti Mészke) kapcsolódnak a vízzáró kőzetekhez ebben a tektonikailag is mozgalmassal övben. Ráadásul kisebb foltokban még agyagos, vályogos, kavicsos rétegek is betakarják a karbonátos kőzeteket, amelyek elősegítették az időszakos és állandó felszíni vízfolyások kialakulását.

A fent említett, Szilicei-fennsíkot keresztülszelő, erősebben tektonizált sávban kialakult völgyek és a Kecső, ill. Jósua-völgy között húzódik a Szilicei-fennsík D-i mészkőszávjá. E terület szerkezete, földtani felépítése az előzőhöz képest meglehetősen egyszerű. Két feltolódási sáv közötti szinklinálisban jelennek meg karsztosodó kőzetei (Wettersteini Mészke, Wettersteini Dolomit). Az egész D-i mészkőszáv morfológiáját és hidrológiáját a mészkő- és dolomitfoltok egymáshoz való viszonya, sajátos elrendeződése határozza meg, mely a Kecsői-fennsíkon a legszembetűnőbb. A Kecsői-fennsík központi részét elfoglaló nagyméretű dolomitfolt karsztosodása a mészkőétől eltérő formakincs kialakulásának kedvezett, felszínén alig található töbrök, és a kevés itt kialakult töbrő is főleg a közethatáron fordul elő. Töbrei nem típusosak, völgszerűen megnyúltak, lejtőjük üledékkel borított. A dolomit térszíneken a töbröket aszóvölgyek helyettesítik (Szorosszoba-v., Borzút-v., Kecső környéki völgyek).

A vizsgált terület legdélebbi része, az Aggteleki-fennsík, a Sziliceitakaró legdélebbi – a szlovákiai Hosszúszónál kezdődő és a magyarországi Szőlősardónál végződő – mészkőszávjához kapcsolódik. Alacsony, töbrősoros aszóvölgyekkel tagolt tetőit (Domicatető, 465 m; Poronya-tető, 506 m; Baradla-tető, 484 m; Magas-hegy, 507 m; Galya-tető, 484 m; Somos-tető, 438 m) északon eróziós völgyek (Jósua- és Kecső-völgy, Ördöglyuk-víznyelő aszóvölgye) választják el a Szilicei-fennsík D-i részétől. D-i határa egybeesik a fedett karszttal (Putnoki-dombság). Az Aggteleki-fennsík felépítése, szerkezete meglehetősen egyszerű. Tektonikailag kevésbé zavart hegyvidék, Wettersteini és Steinalmi Mészke alkotja, amelyhez É-on, a Kecső-völgy peremén, keskeny sávban Gutensteini Mészke kapcsolódik. A fenti kőzetrétegek a Jósua-völgy – Kecső-völgy vonalában húzódó antiklinális D-i szárnyához kapcsolódnak. (LESS *et al* 1988, LESS 1998, MELLO 1996, MELLO 1997).



2. ábra: A mintaterület kőzettani térképe és egy ÉÉNy-DDK-i irányú magassági és geológiai szelvény (MELLO, 1997 felhasználásával)

Fig. 2: Geologic map of the study area and a NNW-SSE elevation and geologic profile (based on MELLO, 1997)

Módszerek, adatok

A térinformatikai vizsgálatokhoz *ArcView GIS 3.2* szoftvert használtunk. Kiindulásként egy térinformatikai adatbázist építettünk fel az alábbi alap-adatokból kiindulva:

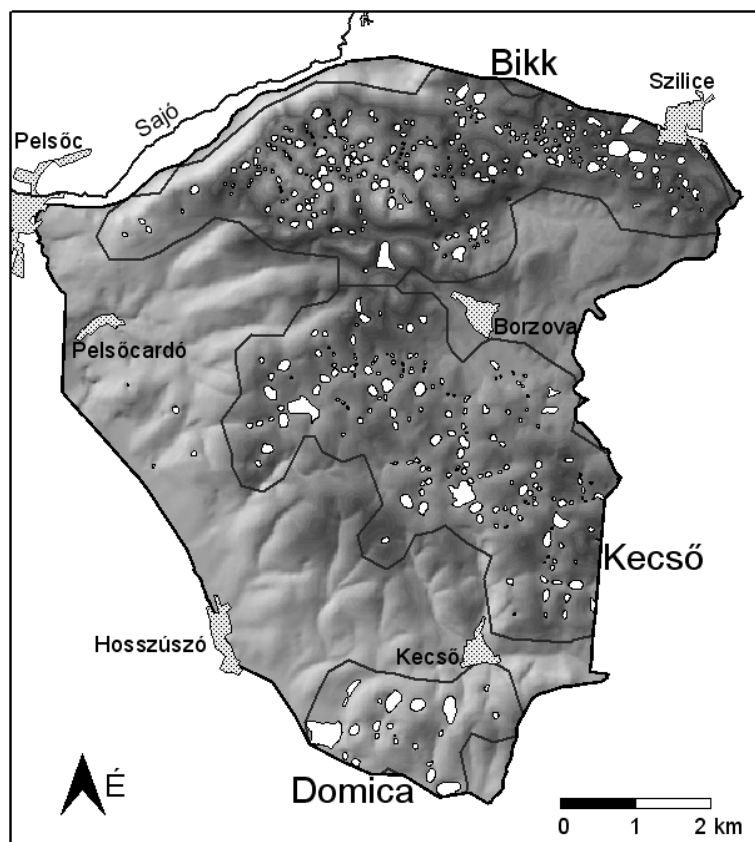
- Szlovák topográfiai térkép (méretarány: 1:10 000; szintvonalköz: 2m)
 - Szlovák-Karszt geológiai térképe (méretarány: 1:50 000; *MELLO* 1996)
- Ezek digitalizálása után további „rétegeket” állítottunk elő:
- Digitális domborzatmodell (a topográfiai térkép szintvonalainak digitalizálásával, kriging interpolációval, 20m-es horizontális felbontással)
 - Töbör-határok (melyeket a legkülső zárt szintvonal alapján határoztunk meg az egyértelmű és egységes adatkezelés miatt)
 - Töbör-középpontok
 - Földtani határok, törésvonalak

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

1. méret-jellemzők (kerület, terület, mélység, térfogat),
2. alak-jellemzők (függőleges megnyúltság, kerekítettség),
3. térbeli eloszlás (sűrűség),
4. irány-statisztikai jellemzők (hossztengely, legközelebbi szomszéd azimutja).

Kiértékelés

A vizsgált terület 55 km²-re terjedt ki, melynek kicsit több mint fele (31 km²) tekinthető töbrös térszínnek, ahol összesen 447 db töbör található. Így az átlagos töbör-sűrűség 14,4 töbör/km²-nek adódik. A töbrök területi eloszlása alapján 3 részterület jelölhető ki: a Bikk-fennsík (a Lednice-bérccel és az Ardó-heggyel), a Kecői-fennsík és a Domica-barlang környéke (3. ábra).



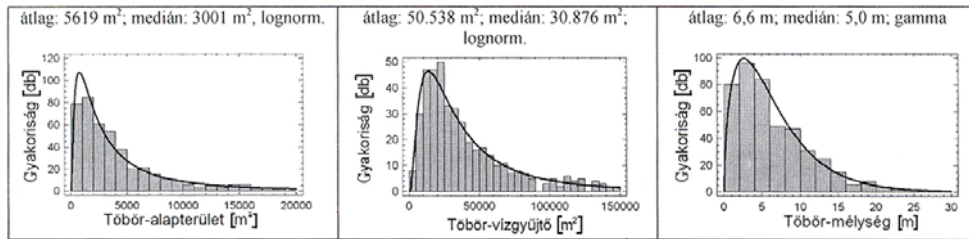
3. ábra: A mintaterület töbrei a 3 fő részterület határaival
 Fig. 3: Dolines of the study area and the boundaries of the 3 subareas

A töbrös területek kijelölése a sűrűség-térkép (ld. később) felhasználásával történt, melyen azokat a részeket határoltuk le, ahol a sűrűség értéke nagyobb volt, mint $1 \text{ töbr}/\text{km}^2$. A további elemzésekből a terület nyugati részén – Pelsőcardó közelében – fekvő négy „magányos” töbröt kihagytuk.

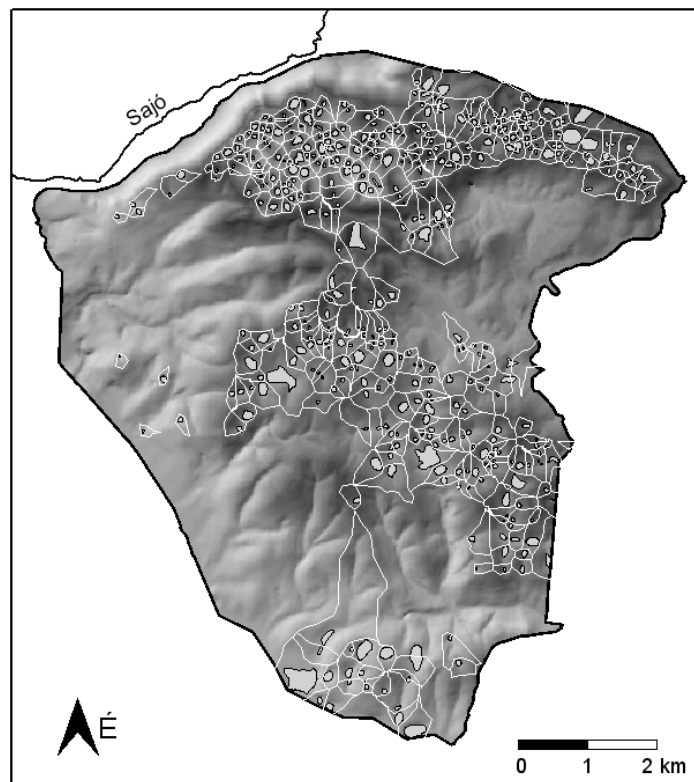
A teljes töbr-sokaság statisztikai jellemzése

Elsőként megvizsgáltuk, hogy a főbb töbr-jellemzők, a teljes sokaságot feldolgozva, milyen statisztikai eloszlást mutatnak (4. ábra). Számos korábbi vizsgálathoz hasonlóan ezúttal is bebizonyosodott, hogy a töbr-alapterületek lognormális eloszlást mutatnak, ami azt jelenti, hogy a kisméretű (de nem a legkisebb) töbrökből van a legtöbb, és ettől a nagyobb töbr-kategóriák felé haladva egyre csökken a gyakoriság. A digitális domborzatmodell és a töbr-középpontok alapján szerkesztett töbr-vízgyűjtők (5. ábra) területének eloszlása szintén lognormális jellegű. A töbr-mélység –

bár ránézésre hasonló – ettől statisztikailag kissé eltérő, gamma típusú eloszlással jellemezhető. Ez a máshol is tapasztalt különbség arra utal, hogy a töbrök függőleges és vízszintes irányú fejlődését részben különböző tényezőkre kell visszavezetni.



4. ábra: A főbb töbr-jellemzők gyakorisági eloszlása az átlag és medián értékekkel ill. az eloszlás típusával
 Fig. 4: Frequency distributions of the most important doline characteristics with average and median values and distribution type



5. ábra: A DDM alapján meghatározott töbr-vízgyűjtők (ArcView Watershed kiterjesztés segítségével)
 Fig. 5: Doline watersheds derived from the DEM (using ArcView Watershed extension)

Néhány gondolat a lognormális eloszlás lehetséges magyarázatához. Ez a gyakorisági eloszlás rendszerint akkor lép fel, hogy ha egy folyamat

során a véletlenszerűen fellépő események hatása szorzódik és nem összeadódik (DAVIS 1986). Ez az eloszlás-típus elméletileg is bizonyítottan előfordulhat bizonyos „növekedési” folyamatoknál, amelyekben a vizsgált objektumok növekedése arányos az aktuális mérettel (pl. sejtkolóniák mérete), és előfordulhat „aprítási” jelenségeknél, ahol törési, osztódási folyamatok végtermékeinek méretét vizsgáljuk (PRÉKOPA 1980). Jellemző földtani előfordulásai például: a kőolajkutakból kitermelt olaj mennyisége egy nagyobb olajmező esetén vagy a szemcseméreték eloszlása a törmelékes közetekben (DAVIS 1986).

A fentiek értelmében tehát, ha egy területet véletlenszerűen néhány kisebb egységre bontunk, majd az így keletkező részeket véletlenszerűen tovább osztjuk, és így tovább, akkor egy olyan területi mozaikhoz jutunk, amelyben az egyes részek méretének eloszlása lognormális jellegű lesz. A karsztfennsíkok vízgyűjtőkre bontása épp egy ilyen hézagmentes területi felosztást ad, ahol az egyes részek méreteinek gyakorisági eloszlására teljesül a lognormalitás. Fontos megjegyezni, hogy ez a megfontolás egyfajta *geometriai* magyarázatot ad a vízgyűjtők méret-eloszlására, ebből azonban nem lehet arra következtetni, hogy a folyamat *időbeli* lezajlása is egy hasonló osztási folyamattal lenne leírható.

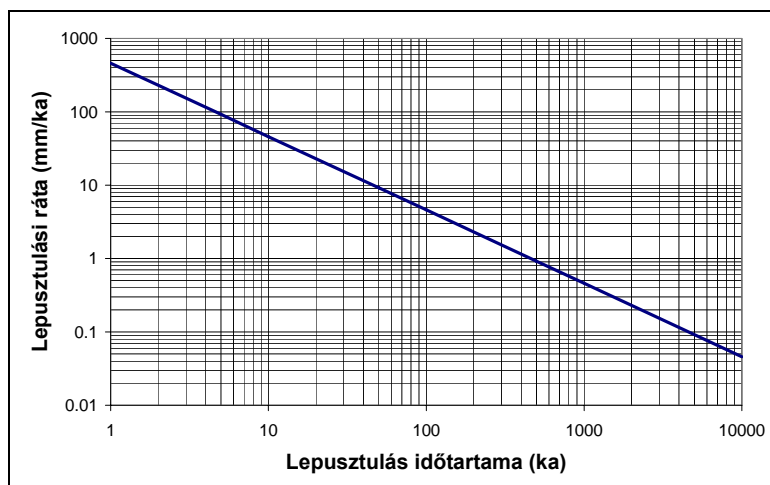
A vízgyűjtők és a töbrök kiterjedése közti kapcsolatot az egymásnak megfeleltetett objektumpárok területének hányadosa (R_A) adja meg:

$$R_A = \frac{T_{\text{töbör}}}{T_{\text{vízgyűjtő}}} \cdot 100(\%)$$

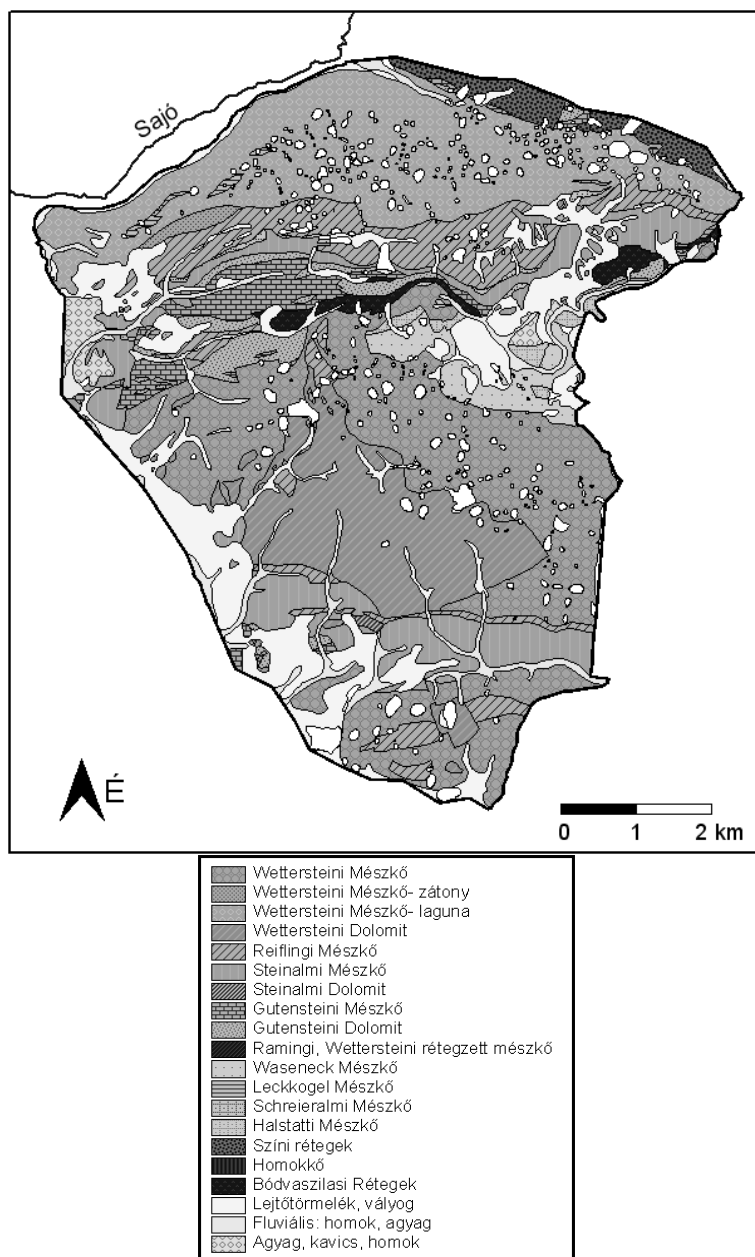
Ez a hányados a vizsgált területen 0,5% és 50% között változik, átlagértéke 13%, de a legjellemzőbb kategória (módusz) a 2-6%, vagyis a zárt szintvonalú töbrök vízgyűjtőjüknek jellemzően ekkora hányadát foglalják el. A töbrök túlnyomó részét tekintve nagyságrendi eltérés nincs e százalékos értékek között, így a töbör-alapterületek lognormális eloszlását visszavezethetjük a vízgyűjtők lognormális eloszlására.

Érdekes módon R_A hányados gyakorlatilag nem függ a töbör-vízgyűjtő területétől (*korrelációs együttható* = -0,23; R^2 = 5,3%), viszont – ha nem is túl erősen, de – függ a töbör-alapterülettől (*korrelációs együttható* = 0,61; R^2 = 37,6%), mégpedig „pozitív” értelemben, tehát a nagyobb méretű töbrök viszonylagosan több helyet foglalnak el a saját vízgyűjtőjükből, mint kisebb társaik. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy a vízgyűjtők határai viszonylag stabilak, ezért az egyes töbrök növekedése általában a vízgyűjtőn „belül marad” és nem jár együtt a vízválasztók módosulásával.

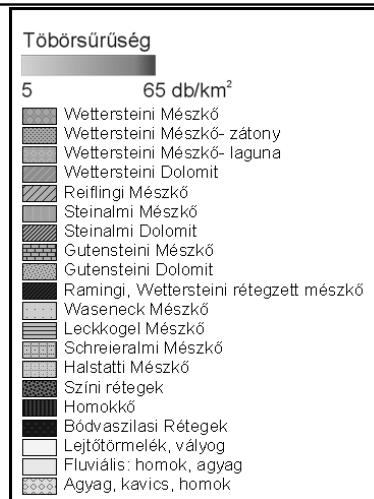
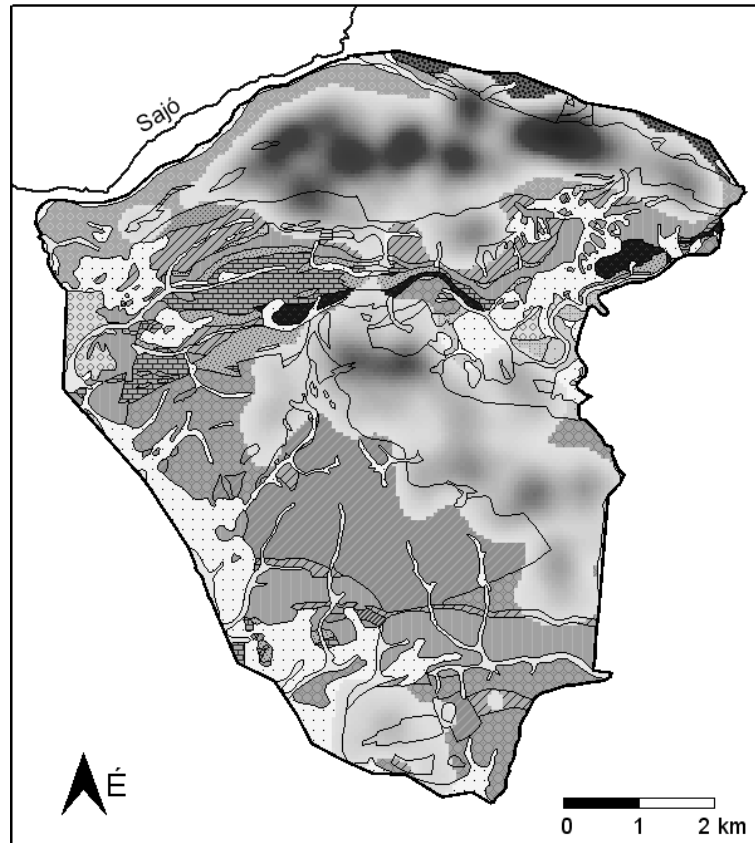
A töbrök összterfogata alapján az oldásos eredetű lepusztulásnak egy fontos tényezőjét becsülhetjük meg. (Hogy ez hányadrészét adja a teljes lepusztulásnak az egyelőre nyitott kérdés, mindenesetre tény, hogy ez a hiányzó anyagmennyiség az, ami formailag is nyomot hagy a tájon, így feltételezhető, hogy az összlepusztulásnak egy jelentős hányadáról van szó.) Korábbi vizsgálataink (TELBI SZ 2004, TELBI SZ-MÓGA 2005) alapján ehhez az egyszerűsített gömbsüveg-szabályt használtuk ($V = \frac{A \cdot h}{2}$, ahol V a töbrő térfogata; A az alapterülete; h a mélysége). A töbrök összterfogatát ($14,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) osztva a vizsgált terület nagyságával (31 km^2) mm-egyenértékben kaphatjuk meg az egységnyi vízszintes területre jutó lepusztulást (D), melynek értéke jelen esetben: 460 mm . Ez a mutató a töbrős lepusztulás összértékét adja meg, és így kapcsolatot teremt a lepusztulási ütem és időtartam között (6. ábra). Összehasonlításként a Szilicei-fennsík középső részének hasonló adata 802 mm ; a biokovo-fennsíki mintaterületé pedig 1886 mm (TELBI SZ-MÓGA 2005, TELBI SZ et al, 2005). Ezek az értékek azt mutatják, hogy a Szilicei-fennsík délnyugati részén a töbrős lepusztulás üteme lassabb volt és/vagy rövidebb ideig tartott mint a Szilicei-fennsík északabbra fekvő területein, de az összlepusztulást tekintve mindkettő lényegesen elmarad a Biokovo-hegységtől.



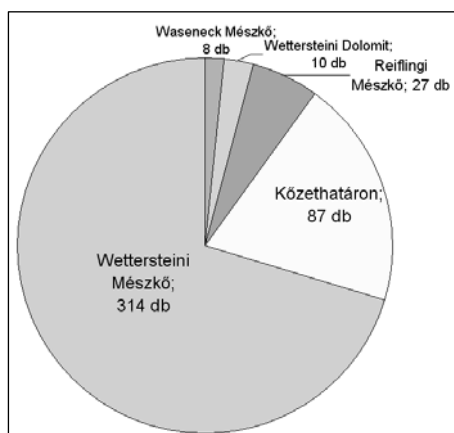
6. ábra: Lepusztulási ráta és időtartam összefüggése a töbrök térfogata alapján
 Fig. 6: Denudation rate vs duration based on doline volume data



7. ábra: Töbrök elhelyezkedése és a kőzetípusok
 Fig. 7: Spatial distribution of dolines with lithology

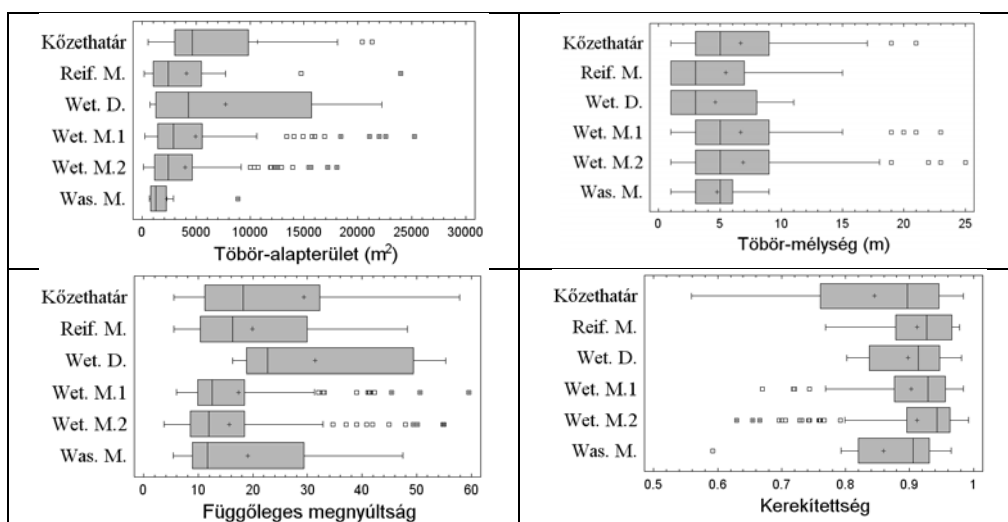


8. ábra: Töbör-sűrűség (ArcView Calculate Density, Kernel algoritmus, keresési sugár:500m) és kőzettípusok.
 Fig. 8: Doline density (ArcView Calculate Density, Kernel algorithm, search radius:500m) with lithology



9. ábra: Töbrök megoszlása alapkőzet szerint
Fig. 9: Doline distribution according to bedrock

Töbrösödés és az alapkőzet kapcsolata



10. ábra: Töbr-jellemzők kőzettípus szerinti eloszlása. a) alapterület; b) mélység; c) függőleges megnyúltság¹; d) kerekítettség². Reif. M.: Reiflingi Mésző; Wet. D.: Wettersteini Dolomit; Wet. M.: Wettersteini Mésző; Was. M.: Waseneck Mésző.

Fig. 10: Doline characteristics distributions according to rock type. a) area; b) depth; c) vertical ratio; d) roundness. Reif. M.: Reifling Limestone; Wet. D.: Wetterstein Dolomite; Wet. M.: Wetterstein Limestone; Was. M.: Waseneck Limestone..

¹ függőleges megnyúltság = hossz / mélység (1 m töbrmélységre jutó tengelyhossz)

² kerekítettség = $(4\pi \cdot \text{Terület}) / \text{Kerület}^2$ (kör esetén 1, egyébként kisebb)

Első megközelítésként érdemes a töbrök elhelyezkedését illetve a töbrősűrűséget a geológiai térképre helyezve tanulmányozni (7, 8. ábra). Ezekről világosan leolvasható, hogy a töbrösödött térszínnek igen jó egyezést mutatnak a Wettersteini Mészkö felszíni elterjedésével, továbbá, hogy a közethatárokhoz kapcsolódik számos dolina. Ezek mellett csupán elenyésző számú töbröt találhatunk egyéb kőzeteken (számszerűen ld. a 9. ábrán), pl. a Bikkfennsíktól D-re eső Reiflingi Mészkö sávon vagy a Borzova melletti Waseneck Mészkövön. Különösen markáns a Kecsoi-fennsík nyugati részén található Wettersteini Dolomit térszín töbrő-szegénysége, pedig ez a terület szerkezetileg-domborzatilag nagyon hasonló helyzetben van, mint a szomszédos Wettersteini Mészkö térszínnek. A kettő közötti kőzettani határt – enyhe „átlóágással” – szépen követi a töbrősűrűségi térkép is (8. ábra).

A kőzetek eltérő lepusztulási sajátosságait a töbrő-morfometriai paraméterek kőzettípus szerinti eloszlásainak összehasonlításával is vizsgálhatjuk ún. *box-whisker* diagramok segítségével³ (10. ábra). Ezek alapján legegyszerűbben a Wettersteini Dolomiton kialakult töbrök különíthetők el, melyek jóval nagyobb területűek, ugyanakkor relatíve lényegesen sekélyebbek, mint a többi kőzeten fekvő dolinák. Ez a – most már statisztikailag is igazolt tény – két dologra vezethető vissza: egyrészt a dolomit az oldódás mellett jelentős mértékben aprózódik is, ami a töbrök fejlődésében a tömegmozgásos folyamatoknak nagyobb szerepet enged, mint a mészkö esetében, ezért a peremek felől jelentős a törmelékes anyagmozgás a töbrő belseje felé, ami laposabb töbrőalakokat eredményez. Másrészt a dolomit sokszor víz záró módon viselkedik, így rajta szárazvölgyek alakulnak ki, amelyek néhol zárt mélyedésekhez kapcsolódva „beépülnek” a töbrő alakjába. Ez utóbbi jelenséggel magyarázhatjuk egyébként a közethatáron kialakult töbrök hasonló tendenciát mutató, bár kevésbé markáns statisztikai jellemzőit is. Ebbe a vegyes összetételű csoportba azokat a dolinákat soroltuk, amelyek legalább két kőzetre kiterjednek a térkép alapján. Jelentős arányt képviselnek benne a dolomit-mészkö határon kialakult töbrök, de ide tartozik sok olyan töbrő is, amely két különböző mészkö találkozásánál jött létre és ebbe a kategóriába soroltuk azokat a zárt mélyedéseket is, amelyek a nemkarsztos-karsztos kőzetek érintkezésénél találhatók. Ez a csoport

³ A *box-whisker* („doboz-bajusz”) diagramon a „doboz” értéktartományába esik az adatok 50%-a (alsó kvartilistól a felső kvartilisig) a „bajusz” két vége pedig a kvartilis értékeken innen ill. túl elvileg 1,5-szeres interkvartilis távolságig ér el, de ha a minimum (maximum) ennél nagyobb (kisebb), akkor csak odáig. Az ennél kisebb ill. nagyobb értékek „kivülálló” jelöléssel szerepelnek. Ennek az ábrázolásnak az előnye, hogy nemcsak egy-két kiragadott mutató (átlag, medián, szórás) felhasználásával jellemez, hanem viszonylag takarékosan be is mutatja az adatok eloszlását.

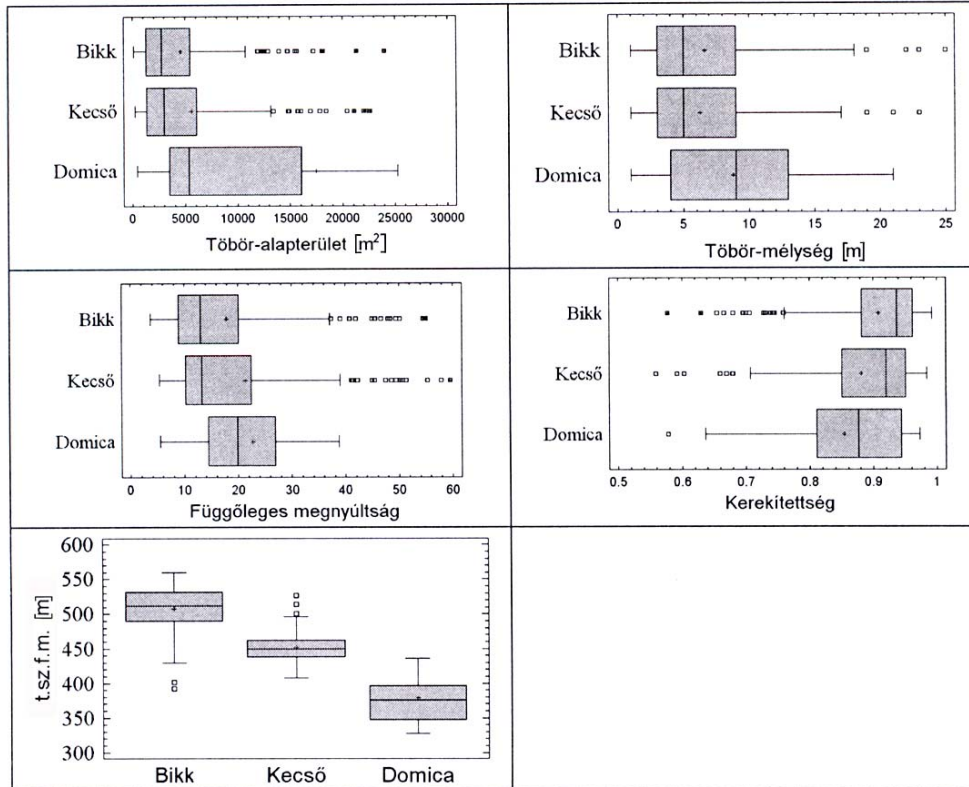
egyébként leginkább alakjának szabálytalanságával, vagyis gyenge kerekítettségével tűnik ki, amit a víznyelő jellegű zárt mélyedésekhez futó „*völgyecskek*” miatti tagolt töbrök-körvonalakkal magyarázhatunk. A diagramok további érdekessége, hogy míg a töbrök-mélység szempontjából alig van különbség a közettípusok között, addig a függőleges megnyúltság világosan elkülöníti az eltérő töbrök-típusokat. Ez utóbbi mutató azt is jelzi, hogy a Wettersteini Mészkövön kialakult töbrök fejlődnek legintenzívebben függőleges irányban.

Részterületek összehasonlítása

A vizsgált területen belül elkülöníthető három töbrös részterületet is hasonló módszerekkel vetettük egybe (11. ábra). Darabszám és sűrűség szempontjából is a leginkább töbrösödött egység a Bikk-fennsík (254 db; 18,3 db/km²), ezt követi a Kecői fennsík (171 db; 12,3 db/km²) majd a Domica környéke (22 db; 6,5 db/km²). Mindhárom részre jellemző, hogy a töbrök zöme egy viszonylag szűk (20-50 m) kiterjedésű magassági tartományban, a fennsík-okhoz igazodva kerül el (11. e ábra). Ez is jelzi, hogy a domborzati meghatározottság mennyire fontos a töbröfejlődésben. Ezek a magassági zónák a térszín általános lejtéséhez és a szerkezethez igazodva dél felé fokozatosan alacsonyodnak.

A magassági eltérések ellenére a Bikk- és a Kecői-fennsík dolinái statisztikailag azonos jellemzőket mutatnak. A csekély eltérések a függőleges megnyúltságban és a kerekítettségben a Kecői-fennsíkon található – fentiekben már tárgyalt – dolomiton illetve közethatáron kialakult töbröknek köszönhetők. Ezek azonban számarányukat tekintve viszonylag kis jelentőségűek ahhoz, hogy a statisztikákat lényegesen módosítsák. Mindezek alapján kijelenthető, hogy a közettani felépítésnek lényegesen nagyobb szerepe van a töbröfejlődésben, mint az ilyen mértékű magassági különbségeknek.

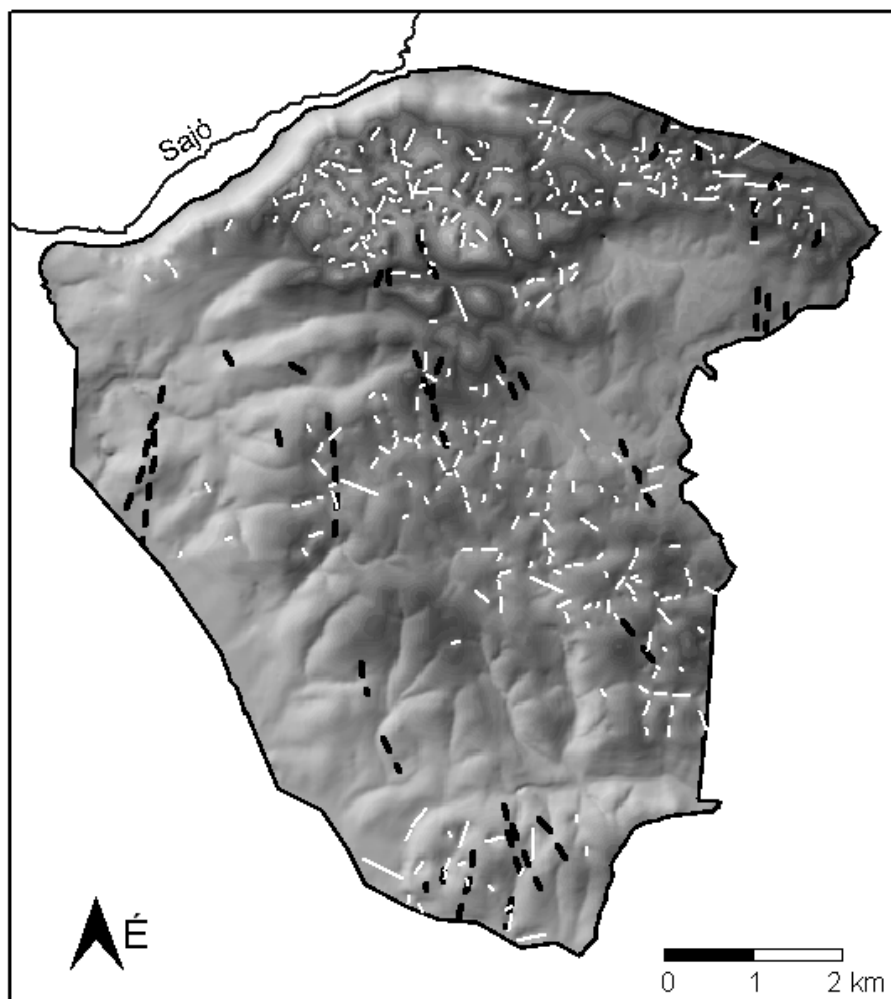
A Domica környéki töbrök nagyobb mérete, viszonylagos sekélyisége és gyengébb kerekítettsége mögött a karsztperemi helyzetet kell keresni. Ezeknek a töbröknek a fejlődésében a víznyelő fázisuk idején a fedett karszt (D, DNy) felől érkező vizeknek nagyobb szerepe lehetett: hosszabb ideig és bővebb hozamokkal működhetek nyelőként, mint a kiemeltebb északabbi fennsíkok dolinái. Ezt a jelenséget korábban az Aggteleki-karszton szintén sikerült statisztikailag igazolni (TELBI SZ 2001).



11. ábra: Töbör-jellemzők részterület szerinti eloszlása. a) alapterület; b) mélység; c) függőleges megnyúltság²; d) kerekítettség³; e) t.sz.f.magasság.

Fig. 11: Doline characteristics distributions according to subarea. a) area; b) depth; c) vertical ratio; d) roundness; e) elevation.

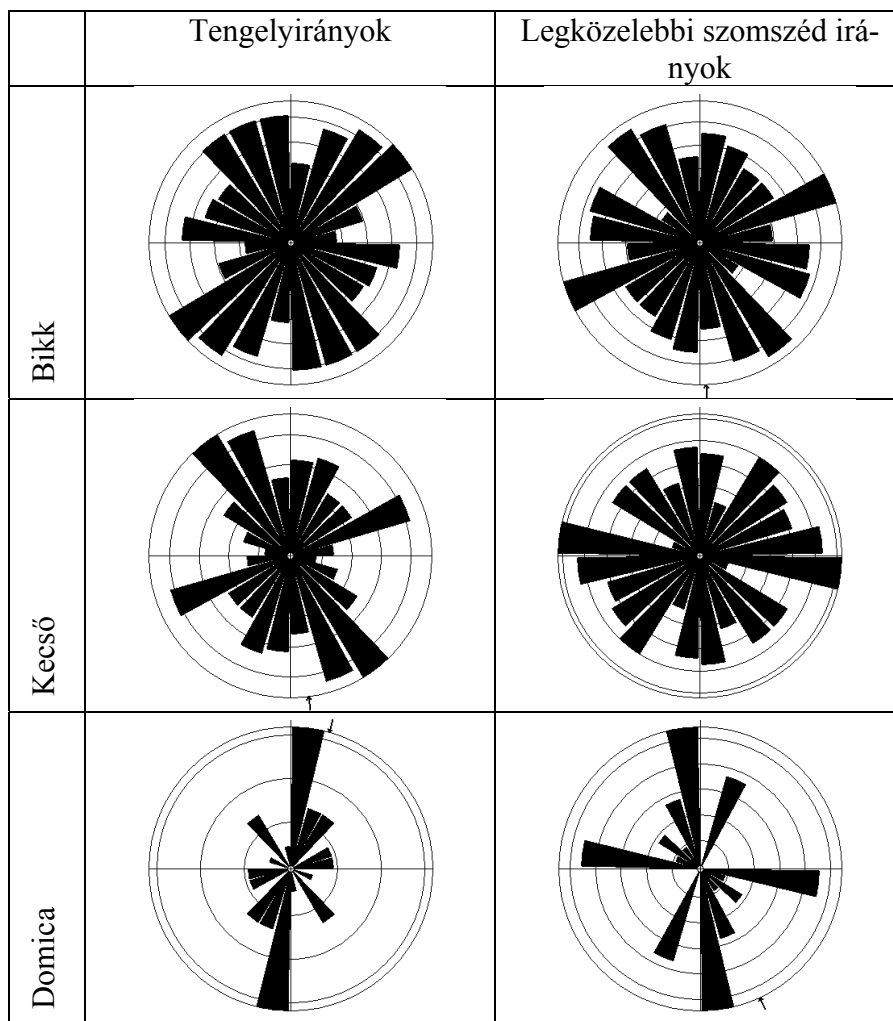
A töbrök irány-statisztikai vizsgálatát is a részterületek szerinti bontásban végeztük el. Meghatároztuk a töbrök hossz tengelyének állását és hosszát (*ArcView Longest Straight Line* kiterjesztést /JENNESS 2003/, 12. ábra) valamint a legközelebbi töbör-szomszéd irányába mutató vektorokat (*ArcView Nearest Feature* kiterjesztés /JENNESS 2004/). Ezeket az adatokat irányrózsákon is ábrázoltuk (13. ábra). Itt is többé-kevésbé megfigyelhető volt az a jelenség, amit korábbi hasonló elemzéseinkben tapasztaltunk, hogy a legközelebbi töbör-szomszéd irányok nagyobb szórást mutatnak, mint a tengelyirányok, továbbá azokhoz képest általában nagyobb hangsúlyt kap egy második, a főirányra nagyjából merőleges irány (TELBI SZ 2001). Ennek egy lehetséges magyarázatát az idézett munkában be is mutattuk.



12. ábra: Nagyobb töbrök hossz tengelyei (fehér szaggatott) és a törésvonalak (fekete szaggatott)
 Fig. 12: Long axes of larger dolines (white dashed) and fault lines (black dashed)

A tengelyirányokat szemlélve a Bikk- és a Kecsői-fennsík területén leghangsúlyosabb az ÉÉNy-DDK-i irány, ami a geológiai térképen is jelzett törésvonalak állásával szép egyezést mutat. A Domica környéki területen a rózsadiagramról leolvasható közel É-D-i ($0-15^\circ$) iránnyal egybeeső törésvonalak szintén megtalálhatók a geológiai térképen. Ez az irány, ha kisebb csúccsal is, de a Kecsői-fennsík tengelyirányaiban is megjelenik. Ezek mellett a Bikk-fennsík esetében jól felismerhető még egy ÉK-DNy-i irány (a Kecsői-fennsíkon: KÉK-NyDNy-i), amelyet feltehetőleg a gyűrt szerkezetek csapásirányával hozhatunk kapcsolatba. Az ilyen állású töbrök fejlődésében a meredeken dőlő réteglapok menti beszivárgás illetve a gyűrődések csapás-

irányával párhuzamos, karsztos-nemkarsztos kőzethatárok játszhatnak szerepet. Ez utóbbi magyarázat indokolhatja a Bikk-fennsíkra még halványan jellemző NyÉNy-KDK-i irányt is, ami a térképet (12. ábra) szemügyre véve a vizsgált terület ÉK-i részén jellemző. Itt egy reverz vetőhöz kapcsolódó nemkarsztos-karsztos kőzethatár mentén alakult ki számos ilyen állású dolina. Összességében a rózsadiagramok elemzésével megállapíthatjuk, hogy az idősebb gyűrődéses és a fiatalabb töréses szerkezetek hatása (utóbbiak kicsit nagyobb súllyal) egyaránt jelentkezik a töbrök fejlődésében.



13. ábra: Töbör-hossztengelyek ill. legközelebbi szomszéd irányok alapján szerkesztett rózsadiagramok részterületek szerint

Fig. 13: Rose diagrams of doline long axes and nearest neighbour azimuths according to subareas

Következtetések

A Szilicei-fennsík délnyugati részén a töbrök száma és sűrűsége kisebb, mint a fennsík középső, északi térszínein. Így a töbrök térfogata alapján egységnyi területre számolt össz-lepusztulási érték is alig több mint a fele a fennsík középső részeire kapott adatnak, ami lassabb és/vagy rövidebb ideig történő oldásos felszínfejlődésre utal.

A jelen dolgozatban vizsgált területek közül a Bikk-fennsíkon találjuk a legtöbb töbröt (zömmel 490 és 530m közti magasságokban) és egyben a legnagyobb töbrő-sűrűséget ($18,3 \text{ db/km}^2$) is. A Kecői-fennsík töbrei túlnyomórészt a 440-460m közötti magassági tartományba esnek. Méretükben csak kevéssé térnek el a Bikk-fennsík dolináitól, ám valamivel ritkábban ($12,3 \text{ db/km}^2$) tagolják a tájat. Végül a Domica környéki töbrök tengerszint feletti magassága az alacsonyodó térszínhez igazodva többnyire 350 és 400m közé esik. Itt a töbrök lényegesen nagyobbak (a barlang egyik fő víznyelőjéhez tartozik a vizsgált terület legnagyobb kiterjedésű „*dolinája*” is), viszont relatív mélységük kisebb, mint a másik két részterületen. Ennél a részterületnél az eltérő töbrő-jellemzők kialakulásában a karsztperemi helyzet is fontos szerepet játszhatott.

A töbrök fejlődésében – a vizsgált területen belül – sokkal inkább az alapkőzet a meghatározó és nem a magassági tartomány, ami elsősorban a Kecői-fennsík domborzatilag hasonló, ám kőzettanilag eltérő területegységeinek elemzésével bizonyítható. Az összes vizsgált töbrő közel háromnegyede Wettersteini Mészkövön található, e mellett még említésre érdemes számban a Reiflingi és a Waseneck Mészkövön továbbá a Wettersteini Dolomiton alakultak ki zárt mélyedések. A tektonikus okokra visszavezethető kőzettani változatosság egyik fontos következménye, hogy jelentős a kőzethatárokhöz köthető és így részben a nem karsztosodó kőzetekre is átnyúló, zárt mélyedések száma. A Wettersteini Dolomiton és a kőzethatárokon kialakult töbrök általában nagyobbak, relatíve sekélyebbek, alakjuk szabálytalanabb.

A töbrő-hossztengelyek és legközelebbi szomszéd irányok elemzésével megállapítottuk, hogy a töbrök fejlődésében az idősebb gyűrődéses szerkezetek (nagyjából ÉK-DNy-i csapásiránnyal) és a fiatalabb töréses szerkezetek (ÉÉK-DDNy-i csapásiránnyal) hatása egyaránt fölismerhető, ezen belül kicsit hangsúlyosabban jelentkezik az utóbbi tényező.

Az összes töbrőre vonatkozó statisztikai elemzések kimutatták, hogy a töbrő-alapterületek illetve a hozzájuk tartozó vízgyűjtő-területek lognormális eloszlással jellemezhetők, amit geometriai értelemben a fenn-

síkok kisebb vízgyűjtőkre való többlépcsős „felaprózásával” magyarázhatunk.

IRODALOM

- DAVIS, J.C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. (Second Edition) – John Wiley and Sons, New York, 640 p.
- FORD, D.C.-WILLIAMS, P.W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology – London, Unwin Hyman, 560.p.
- JAKÁL, J. (1975): Kras Silickej Planiny. Vyd. Osveta 145 p.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfofenetikája. Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- JENNESS, J. (2003): Longest Straight Line v1.3 – Jenness Enterprises, <http://www.jennessent.com/arcview>.
- JENNESS, J. (2004): Nearest features (nearfeat.avx) extension for ArcView 3.x, v3.8a. – Jenness Enterprises, <http://www.jennessent.com/arcview>
- LESS Gy. (1998): Földtani felépítés. p. 26-66, In: Baross Gábor (szerk.): Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest p. 519
- MARI L. (2003): Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén – Karsztfejlődés VIII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 231-242.
- 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, p.141.
- MÓGA J. (1999): Reconstruction of the development history of karstic water network on the southern part of the Gömör-Torna karst on the basis of ruined caves and landforms - Acta Carsologica, Ljubljana, p. 159-174.
- MÓGA J. (2001): A szerkezet és kőzetfelépítés szerepe a Szilicei-fennsík karsztos felszínformáinak kialakításában – Karsztfejlődés VI., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 143-159.
- PRÉKOPA A. (1980): Valószínűségelmélet műszaki alkalmazásokkal (IV.kiadás) – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 440 p.
- TELBISZ T. (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (49) p. 95-108.
- TELBISZ T. (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.

- TELBISZ T.* (2004): Karsztos felszínformák vizsgálata digitális domborzatmodellek segítségével – I. HUNDEM Konferencia, Miskolc.
- TELBISZ T.-DRAGAŠICE, H.-NAGY B.* (2005): A horvátországi Biokovo-hegység karsztmorfológiai jellemzése terepi megfigyelések és digitális domborzatelemzés alapján – Karsztfejlődés X., BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.229-244.
- TELBISZ T.-MÓGA J.* (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp.245-266.
- ZBORAY Z.-KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 207-213.

GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK FEDETT KARSZTON (HOMÓD- ÁROK, BAKONY)¹

SZALAI SÁNDOR²-VERESS MÁRTON³-NOVÁK ATTILA²-SZARKA
LÁSZLÓ²

²MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Nyugat-Magyarországi Egye-
tem Földtudományi Intézet 9400 Sopron, Csatkai u. 6. szalai@ggki.hu

³Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombat-
hely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdf.hu

Abstract: In an area, characterised by a group of dolines at Homód trench (Hárskút Highlands, Bakony Mts, Hungary), we investigated the pattern of the limestone floor and the infilled karstification, by using DC multielectrode- and near-surface scree-distribution measurements. The multielectrode DC geoelectric method, we applied, allows providing the electric resistivity distribution beneath a given profile. The areal distribution of scree at the surface, determined by a newly developed mechanical measuring method (the so-called „picking probe” method), refers to the morphology of the limestone floor. As we have found in the field, the high values of the scree-distribution correlate with the low values of the electric resistivity. We have identified the low resistivity sections in the resistivity profiles as locations, where the water content is high in the sediment cover. This implies high local porosity. At the same time, the scree-distribution maxima must be due to the higher position of the limestone floor. On basis of the two aforementioned conclusions, we established a direct relationship between the basement depth and the scree-distribution. Namely, a higher position of the limestone floor has been found to be accompanied with higher porosity of the sediment. (With other words: the sediment cover above a limestone floor has higher porosity, where it is thinner.) We propose a geological justification for this conclusion: a caverning process in the limestone floor results in a slackening in the sediment, thus the more porous sections in the sediment cover appear as a consequence of the karstification of the floor.

1. Bevezetés

Fedett karsztos mélyedések akkor alakulnak ki, ha a karsztosodó kőzetet (mészkő) nem karsztosodó, de vízáteresztő kőzet fed (rejtett karszt). Ekkor a karsztosodó feküben vagy fekün, és az oldódás során létrejött anyaghiány miatt a fedőn anyagátrendeződés történik. Emiatt a felszínen fedett karsztos formák alakulnak ki.

Vizsgálatainkat abból a célból végeztük, hogy a fedett karsztos forma kialakulását milyen folyamatok okozzák. Ehhez adatokat kívántunk szerezni a fekü domborzatához, valamint a fedő porozitásához egy mintaterületen elvégzett geofizikai mérésekkel.

A fedett karsztos mélyedések (töbrök) három típusát különítik el (CVIJIČ 1893, CRAMER 1941, THOMAS 1954). Utánsüllyedésezes töbrök

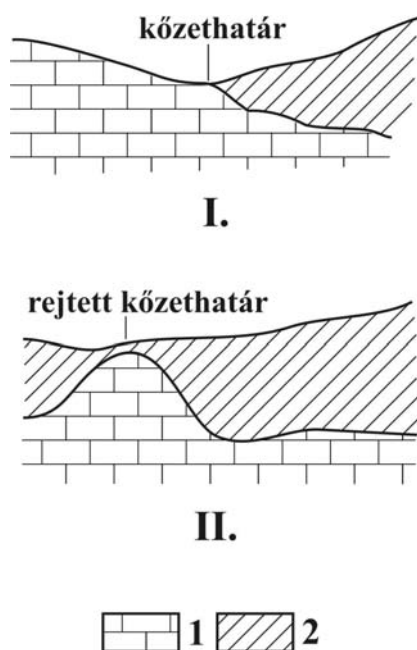
¹ Készült a T 048585 sz. OTKA támogatásával

alakul ki, amikor a nem karsztos, laza fedőüledékes kőzetben formálódik ki mélyedés, miután a fedő anyaga a karsztba szállítódik. Átöröklődéses töbör képződik akkor, ha a fedő nem laza (konszolidált), összeálló nem karsztos kőzet (pl. bazalt homokkő) szakaszos, gyors mozgással (omlás) kerül az anyagihiányos részbe. Víznyelő jellegű dolina akkor, ha a laza fedőüledéket a felszíni vizek a karsztos járatokba halmozzák. E formák többnyire a karsztvízszint közelében alakulnak ki, pl. poljékben. Működésük kettős: víznyelők (alacsony karsztvízszintnél a karsztba vízbevezetés történik), ill. forráshelyek (magas karsztvízszintnél vízkilépés történik a karsztból). Az utánsüllyedéses töbröknek újabban két változatát is elkülönítik (*DRUMM* et al. 1990, *THARP* 1999, *WALTHAM-FOOKES* 2003, *WILLIAMS* 2003). A lezökkenéses töbör („*dropout doline*”) alakul ki, ha az összeálló, finomszemcsés fedő (pl. agyag) a járatba beomlik. Szuffúziós töbör alakul ki, ha a nem összeálló fedőüledék (pl. homok, moréna) kisebb-nagyobb szemcséinek az elmozdulásával (pl. szuffúzió, vagy lemosás) jön létre a fedőben a mélyedés. Megemlítjük, hogy elkülönítenek eltemetett töbröt is („*buried doline*”), amely a fekü idős, karsztos mélyedését kitöltő üledék tömörödésével, vagy az üledék mélybemosódásával képződik (*BEZUIDENHOUT-ENSIN* 1970, *BRINK* 1984).

Általában a fekün az anyagihiányt üreg beomlásával (átöröklődéses töbör), kürtő, vagy ehhez hasonló forma (utánsüllyedéses töbör, víznyelő jellegű dolina) kialakulásával magyarázzák (*JENNINGS* 1985, *TRUDGILL* 1985, *BULL* 1977, *VERESS* 1982, 1999). A mélyedést részben, vagy teljes mértékben a fedőüledék hordozza. Létezik azonban olyan elképzelés is, amely szerint a fekün nem kürtő képződik, hanem annak felülete leoldódik. Tehát anyagihiány a fekü és a fedő között, a fekü felületi leoldódása miatt alakul ki (*BÁRÁNY-JAKUCS* 1984).

A Bakony-hegység fedett karsztjain a fedőüledéket főleg lösz, továbbá ennek, valamint a Csatkai Kavics Formáció anyagának áthalmozott változatai képezik. *VERESS* (1982, 1999) szerint a hegységben az utánsüllyedéses töbör egy változata, a víznyelős töbör a jellemző. E formáknak fontos morfológiai és működésbeli tulajdonsága, hogy többé-kevésbé víznyelőként működnek, de nem igazi víznyelők. Így nincs elhatárolható vízgyűjtőjük, járatuk nem eróziós. A víznyelős töbör olymódon képződik, hogy a fekün vakkürtő alakul ki, amely felett a kőzet beomlik (elsődleges omlás). Az omlás közvetlenül (anélkül, hogy a fedőn a kürtő folytatásában járat képződne) átöröklődik a fedőüledékekre, miáltal a fedőüledékes felszínen mélyedés képződik. *VERESS* (1999) szerint a víznyelős töbrök rejtett közethatáron jönnek létre. Nem rejtett közethatár ott alakul ki, ahol a felszínen karsztos és nem karsztos kőzet érintkezik. Rejtett közethatár ott, ahol a karsztos kőzet elfedett, de a fedőüledék lokálisan vékony (*1. ábra*). Erre ott

lehet számítani – ha a felszín sík és nem tagolt, vagyis a fedőüledék lokálisan nem pusztult le –, ahol a mészkőfekü helyileg a felszínhez közelebbi helyzetű, tehát magaslatot formál. Rejtett közethatárt mutattak ki fúrással a Mester-Hajag Mb-50 jelű karsztobjektumnál (VERESS-FUTÓ 1990). Az Mb-50 jelű fedett karsztos mélyedés ott alakult ki, ahol az elfedett feké kiemelkedést formál, tehát a fedőüledék vastagsága lokálisan kicsi.



1. ábra: Közethatár (I) és rejtett közethatár (II)
 Jelmagyarázat: 1. karsztosodó kőzet, 2. nem karsztosodó kőzet
 Fig. 1: Junction (I) and latent junction (II)
 Legend: 1. karstification rock, 2. non-karstification rock

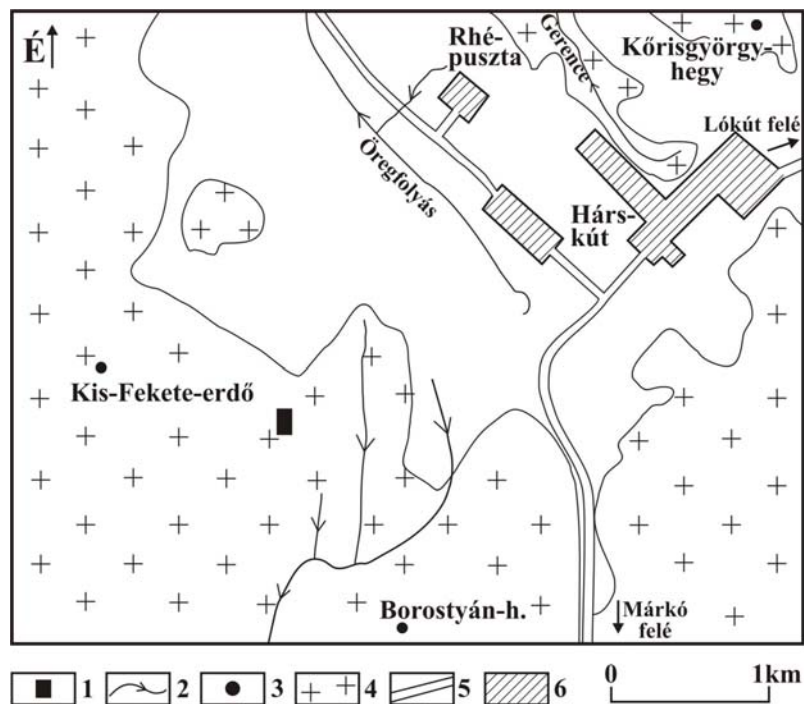
2. A kutatási terület jellemzői

A vizsgált terület a Hárskúti-medence, vagy Gyertyánkúti-medence déli peremén 400-450 m közötti magasságokban, völgyek által közrefogott völgyközi háton helyezkedik el (2. ábra). Környezetével együtt felszíne É-ről D-i irányba dől. E felszínrészlet közel téglalap alakú, É-D-i irányban megnyúlt, amelyet Ny-ról és K-ről néhány m-rel magasabb, hátszerű vonulatok határolnak. E területre DK felől egy a fedőüledékben kialakult ÉNy-DK-i irányú, egykori regressziós-epigenetikus völgy, ill. völgyfő nyúlik be,

amely a K-ról határoló hátat két részre különíti. A völgy ma már nem aktív; talán karsztosan fejlődik tovább. Talpa kis esésű, egyes részein ellenesésű részek is előfordulnak.

A kutatási terület aljzatát a fedőüledék alatti eocén mészkő képezi. E kőzet főleg a karsztos mélyedésekben bukkan néhány helyen a felszínre (így a 16, vagy a Ho-8 jelű és az 1, vagy Ho-1 jelű mélyedésben). Környezetében a magasabb térszínrészleteken is megtalálhatók törmelék darabjai. A határoló hátak É-i részén e mészkőnek a törmeléke, míg azok déli részein a kavicsok a gyakoribbak a felszínen. Kavics-előfordulás a kutatási területen is jellegzetes. Itt egyébként a kutatógödrök falainak adatai szerint jelentős vastagságban található löszszerű, agyagos-kőzetlisztes, áthalmazott üledék (FUTÓ 1982). A kutatási területet délről olyan magaslatok szegélyezik, amelyeken már a középső-kréta korú mészkő törmelékdarabjai találhatóak.

E lényegében lefolyástalan térszínen a mélyedések két csoportba (É és D) és három sorba (ÉÉK-DDNy, ÉNy-DK, ÉÉNy-DDK) rendeződnek.



2. ábra: A kutatási terület

Jelmagyarázat: 1. a kutatási terület, 2. vízfolyás, 3. magaslat, 4. erdő, 5. út, 6. település

Fig. 2: The research area

Legend: 1. research area, 2. watercourse, 3. mount, 4. forest, 5. road, 6. village

Az ÉÉK-DDNy-i irányú elrendeződés az É-i és D-i csoportban is jelen van, míg az ÉNy-DK-i és ÉÉNy-DDK-i csak az É-i csoportot jellemzi. (Az északi csoport két sorának „kereszteződésénél” a mélyedések kissé csoportos kifejlődést mutatnak.) Mindkét csoportban, ill. környezetükben gyakoriak a mára feltöltődött, fosszilizálódott fedett karsztos mélyedések. Ezekben időszakos tavak jöhetnek létre. A fentiek mellett gyakoriak a vizenyős helyek (dagonyák). Itt a felszínen sötét folt jelzi a csapadékvíz tartósabb megmaradását. E helyek is valószínűleg egykor karsztos mélyedések lehettek.

Az aktív, fedett karsztos formák morfológiai jellemzői az alábbiak:

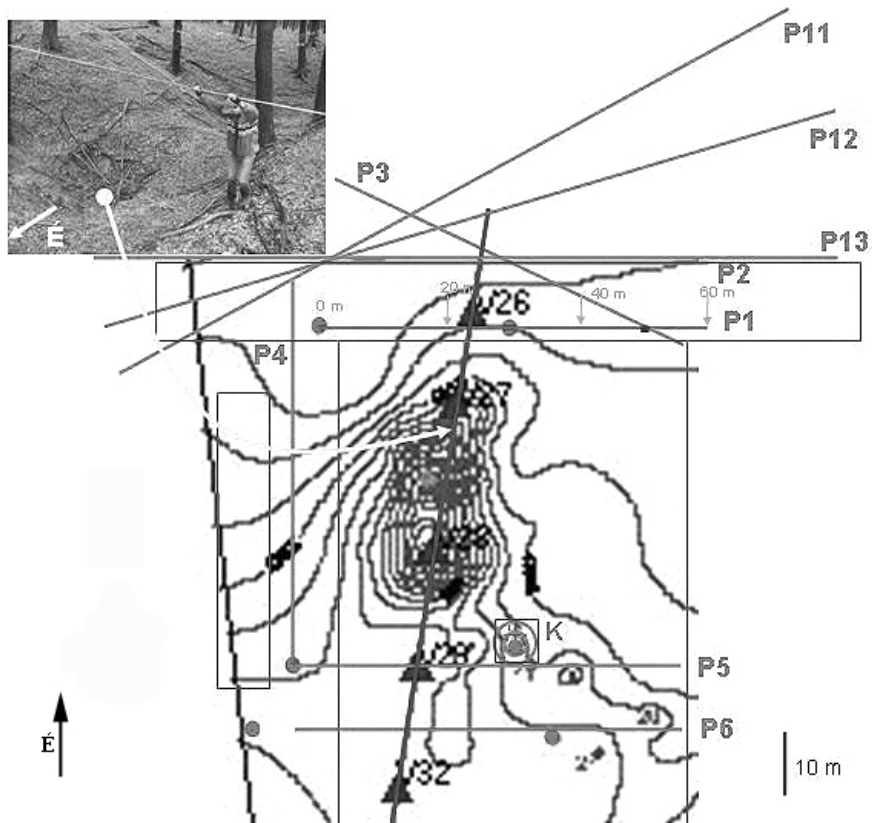
- Meredek oldalúak, kis méretűek, magányosak, vagy néha ikresen összetettek, alaprajzban többnyire ÉNy-DK-i és ÉÉNy-DDK-i, ill. ÉÉK-DDK-i irányban megnyúltak.
- Többségük olyan járattal rendelkezik, amely fedőüledékben, esetleg szálkőzetben képződött. A járatok aljzatukon, oldallejtőiken, sőt peremükön is elhelyezkedhetnek.

3. A kőtörmelék-eloszlás vizsgálati módszer

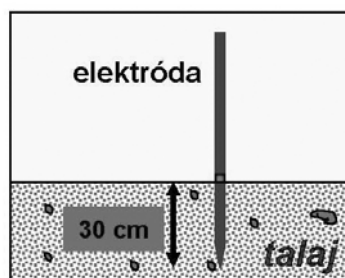
Méréseinket a Ho-8 jelű mélyedés É-i és D-i környezetében végeztük, ahol a fedőüledék VESZ mérések adatai szerint agyag (löszös, mészkőtörmelék), mészkőtörmelék (agyagos), lösz (homokos), vastagságuk 8-12 m körüli (VERESS 2005). E helyeken elsőként ún. kőtörmelék-eloszlási méréseket végeztünk.

A 3. ábrán a mérési terület topográfiai térképe látható. Kőtörmelék-eloszlási vizsgálatok a téglalapok által határolt területeken, geoelektromos mérések a P1-P6, ill. P11-P13 szelvények mentén történtek.

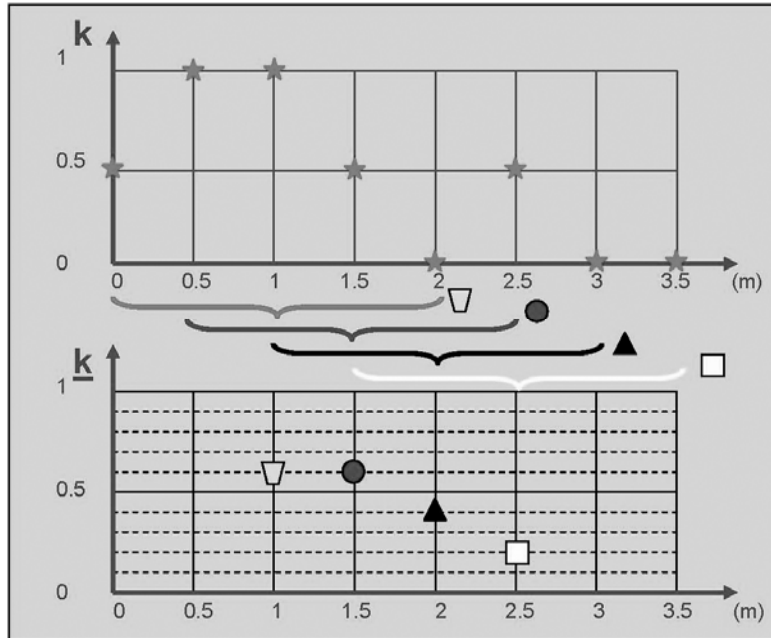
A kőtörmelék-eloszlási vizsgálat során egy szelvény mentén egymástól adott távolságokban (nálunk 0.5 m volt a bevált érték) egy hegyes végű fémrudat, esetünkben a geoelektromos mérésekhez egyébként is használatos fémelektrodát szúrunk a földbe mindig ugyanolyan mélységbe, pl. 30 cm-be (4. ábra), majd regisztráltuk, hogy a fémrúd ütközik-e kőbe, vagy nem. Amennyiben a rúd elakadt egy kőben, akkor 1-es értéket, amennyiben el nem akadt, de érezhetően köves zónán hatolt keresztül (nehezen megy a talajba, nyikorog) 0.5 értéket, amennyiben pedig gyakorlatilag ellenállás nélkül hatol a talajba, 0 értéket rendeltünk a mérési helyhez. Ezután a regisztrált értékekből futóátlagot számítottunk, mindig az egymást követő néhány (általában 5, ekkor $k=k_5$) pontban meghatározott értékek átlagát rendelve az átlagszámításhoz felhasznált pontok közül a középső helyzetéhez (5. ábra).



3. ábra. A mérési terület térképe a mérési helyekkel (téglalapok által határolt területek: kőtörmelék eloszlási vizsgálatok helyei; P1-P6, ill. P11-P13 egyenesek: geoelektromos mérések vonaljai).
 Fig. 3: Map of the measuring area with the measuring sites (pricking probe: areas bounded by rectangles; geoelectric measurements: profiles P1-P6 and P11-P13)



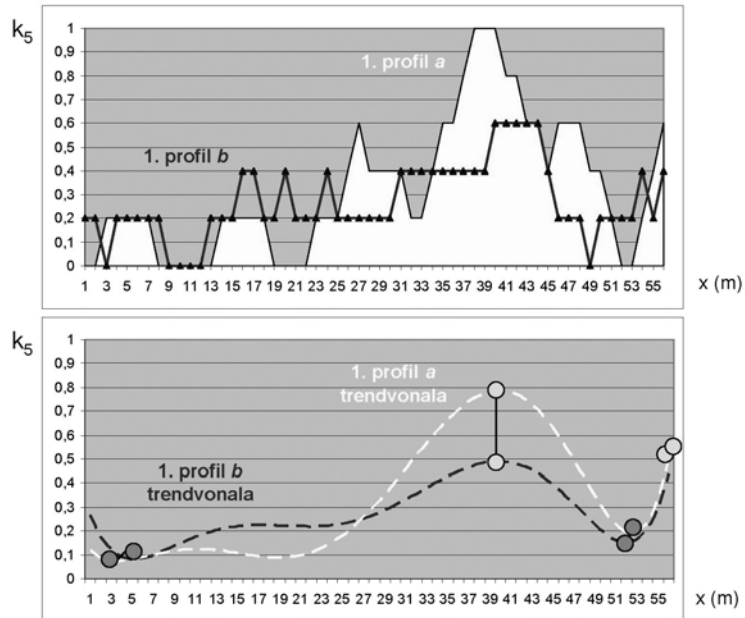
4. ábra: A kőtörmelék eloszlási vizsgálati technika
 Fig. 4: The pricking-probe technique



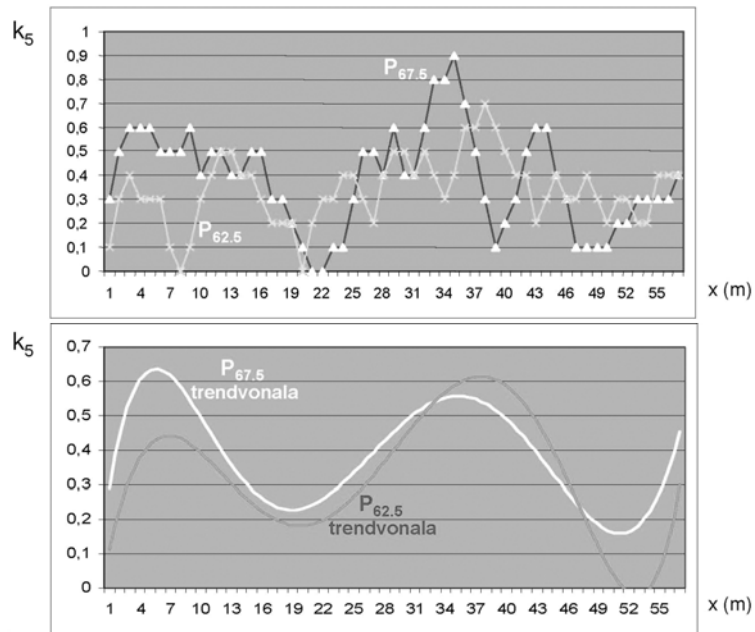
5. ábra: Adatgyűjtés (5 mérésből átlagolva). k - kötőrmelék eloszlás értéke, k - kötőrmelék eloszlási értékek átlaga
 Fig. 5: From the individual pricking probe data k a moving average \bar{k} (from five data) is computed. The scree distribution is approximated by \bar{k}

4. A kötőrmelék-eloszlás vizsgálatokkal kapott eredmények kiértékelése és összevetése a geoelektromos mérések eredményeivel

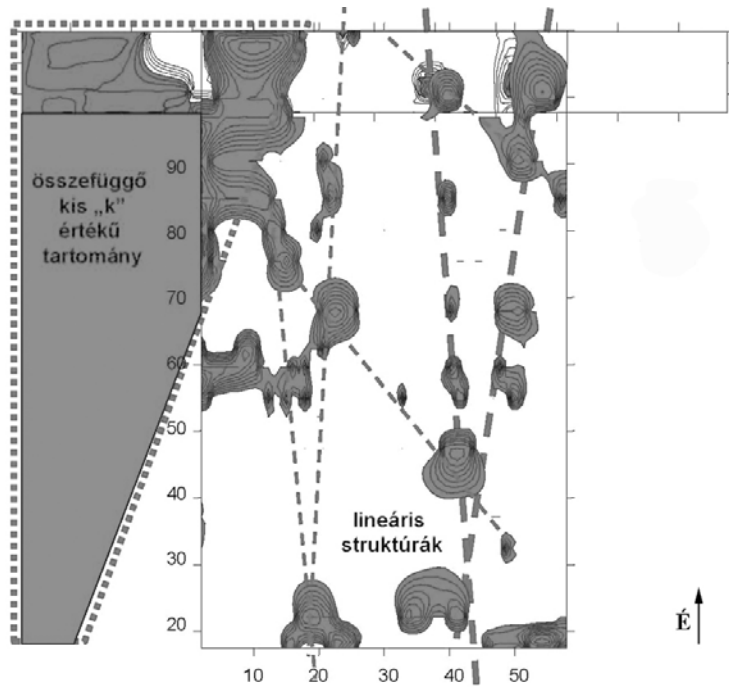
Jóllehet eleinte elég valószínűtlennek tűnt, hogy a kötőrmelék-eloszlás bármiféle szabályosságot mutasson, hamar bebizonyosodott, hogy ez mégis így van. A 6. ábra azt mutatja, hogy a némi időeltéréssel ugyanazon a szelvény mentén felvett „ k ” adatsorok meglehetősen jó korrelációt mutattak egymással. Különösen érvényes volt ez a görbék alapján számított trendvonalakra. Egymástól 5 m, vagy akár 7.5 m távolságban lévő, egymással párhuzamos szelvényeken érdekes módon sok esetben még ennél is nagyobb hasonlóságot találtunk, amint azt a 7. ábrán látható, egyébként teljesen átlagos példa is mutatja. Természetesen ehhez az is kellett, hogy szelvényeink a feltételezett szerkezeti irányra közel merőlegesek legyenek (máskülönben nagyobb lenne az eltolódás a két-két párhuzamos szelvényen mért görbe között). Az sem elhanyagolható szempont, hogy a 6. ábrán láthatótól eltérően a későbbiekben a mintavételezést nem 1 m-enként, hanem 0.5 m-enként végeztük, ami szerencsésebb választásnak bizonyult.



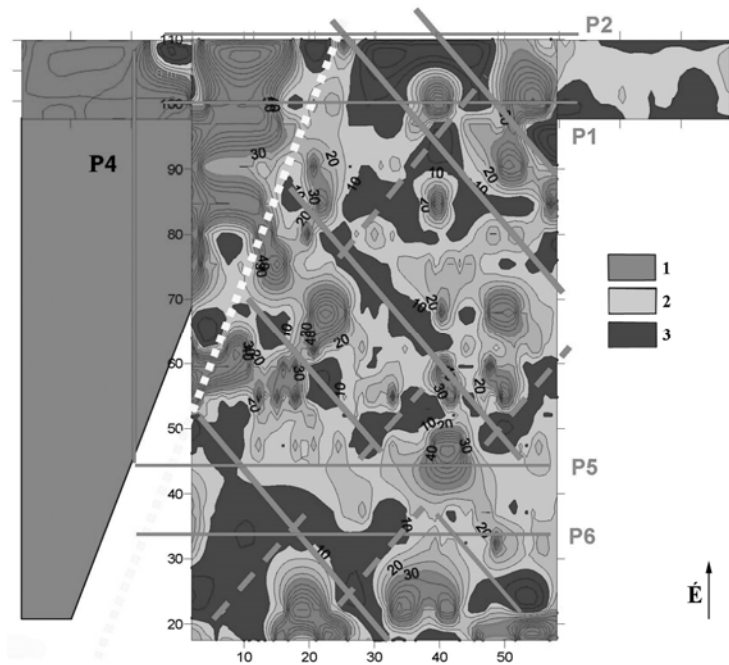
6. ábra: Ugyanazon a szelvényen némi idő eltéréssel mért görbék. k_5 azt jelöli, hogy az átlagokat öt, egymást követő mérésből számítottuk
 Fig. 6: k_5 values (where the indice 5 refers to a moving average with five members) obtained as results of two independent measurements



7. ábra: Egymástól 5 m-re lévő, párhuzamos szelvényeken mért görbék
 Fig. 7: k_5 curves, obtained along two parallel profiles, with a distance between the profiles of 5 m



8. ábra: Kőtörmelék-eloszlás térkép kis „k” ($k < 0.2$) tartományai
 Fig. 8: Domains of scree distribution maps with low „k” ($k < 0.2$) values

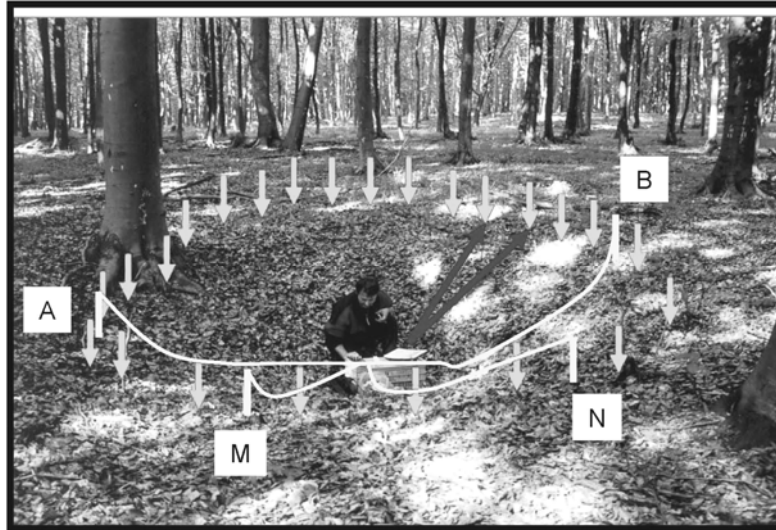


9. ábra: Kőtörmelék-eloszlás térkép (1: $k < 0.2$, 2: $0.2 < k < 0.5$, 3: $k > 0.5$)
 Fig. 9: Scree distribution map (1: $k < 0.2$, 2: $0.2 < k < 0.5$, 3: $k > 0.5$)

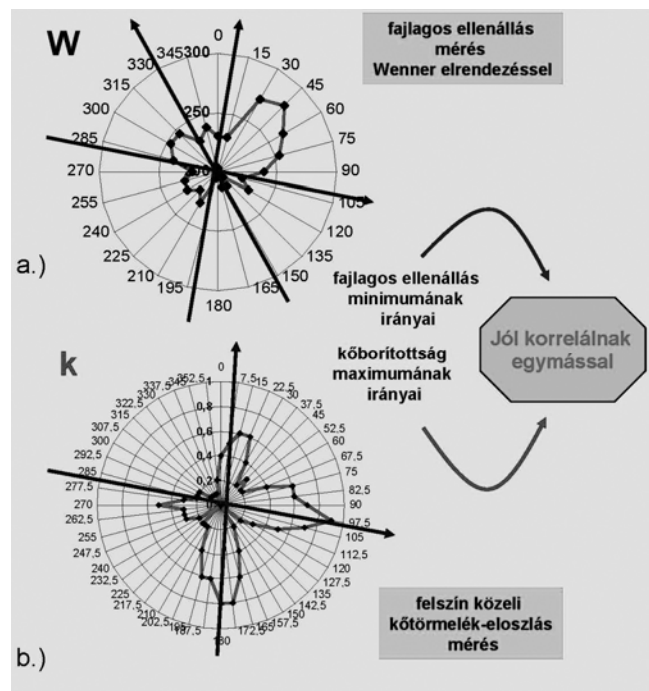
Azt, hogy a kőtörmelék-eloszlás nem véletlenszerű, jól illusztrálja a 8. ábra. A térkép a kis „ k ” kőtörmelék eloszlási érték ($k < 0.2$) tartományait mutatja. A terület NY-i része eszerint egyértelműen más karakterű, mint a K-i rész. Előbbi gyakorlatilag teljesen összefüggően kis k értékű terület, míg utóbbiban kis k értékek csak foltokban fordulnak elő. Emellett nem lehet nem észrevenni, hogy ezek a kis foltok viszont egyenes vonalak mentén rendeződnek, ami szintén a kőtörmelék-eloszlás valamiféle szabályos jellegzetességére utal. A kőtörmelék eloszlás minden értékét ábrázolva (9. ábra) pedig azt láthatjuk, hogy a nagy k értékű ($k > 0.5$) területek is szabályos eloszlást mutatnak, és az általuk határozottan és következetesen kijelölt közel ÉNY-DK, és – kevésbé karakterisztikusan – az ÉK-DNY irányok ráadásul megegyeznek a terület fő szerkezeti irányaival.

Az eddigiekből egyértelműen az következik, hogy „ k ” valamilyen mögöttes geológiai információt hordoz. A kérdés ezek után az, hogy miről hordoz információt a kőtörmelék-eloszlás.

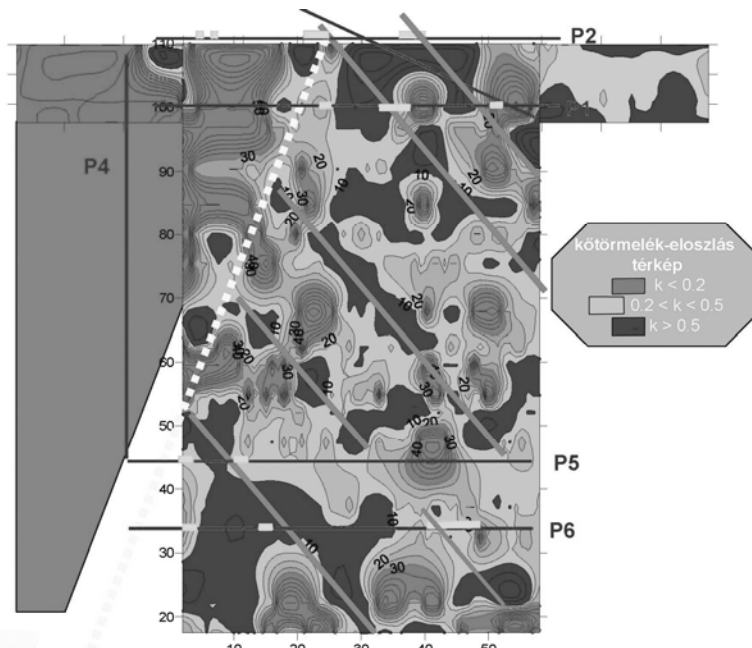
A kérdés megválaszolásához a geoelektromos (elektromos fajlagos ellenállás) méréseket alkalmaztuk (TAKÁCS 1987). A geoelektromos mérések során két áramelektroda segítségével áramot vezetünk a földbe, amely az áramteret az elektromos fajlagos ellenállás térbeli eloszlásának megfelelően alakítja ki. Így aztán a felszíni árameloszlást egy szelvény mentén két másik (ún. potenciál-) elektródával letapogatva próbálunk képet kapni a mérési profilunk környezetében a fajlagos ellenállás térbeli eloszlásáról. Az áram- és a potenciálelektrodákat különféle konfigurációkban helyezhetjük el. Mi az ún. Wenner és a dipól-dipól elrendezéseket alkalmaztuk a mérések során. A méréshez sokelektrodás mérőrendszert használtunk 60 elektródával, ami lehetővé tette, hogy egy-egy szelvény mentén mind a vízszintes, mind pedig a függőleges irányú fajlagos ellenállás-változásokat nyomon követhessük. A 60 elektródát 1m-es elektródatávolsággal elhelyezve a Wenner elrendezéssel 6.6 m, a dipól-dipól elrendezéssel 8.7 m kutatási mélységet értünk el. Lett volna lehetőségünk az elektródák távolságának 2 m-re növelésére (amivel a behatolási mélység is kétszeresére nőtt volna), de az adott terepi körülmények között az a mérést nagyon nehézkesé tette volna, és a kívánt eredményt (a fekü domborzatának feltérképezését) így sem tudtuk volna elérni. Ez jól látszik a 11-13 profilokon 2 m-es elektródatávolsággal végrehajtott mérések eredményéből.



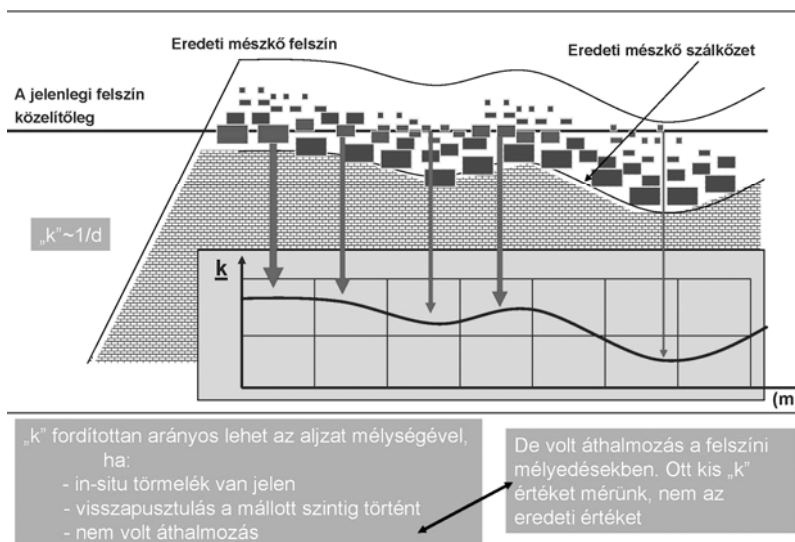
10. ábra: A kisméretű mélyedés fényképe a peremén elhelyezett elektródákkal és a mérőrendszerrel együtt . A, B áramelektrodák, M, N potenciáelektrodák
 Fig. 10: Photo about the small-size surface depression and the electrodes, belonging to the geoelectric measuring system



11. ábra: a. fajlagos ellenállás polárdiagram, b. kötőmelék-eloszlási polárdiagram
 Fig. 11: a. Apparent resistivity polar diagram, b. scree distribution polar diagram



12. ábra: Kis fajlagos ellenállású zónák (vastag csíkkal jelölve a mérési szelvényeken) és nagy kőtorlemék-eloszlású zónák (hosszú közel ÉNY-DK irányú vastag vonalak) viszonyának ábrázolása térképen.
 Fig. 12: Low resistivity zones (marked with thick stripes along the resistivity profiles) and high scree distribution zones (long nearly NW-SE directed thick lines) shown on the same map



13. ábra: k szabályosságának egy valószínű magyarázata
 Fig. 13: A probable explanation of the areal regularity of k

A rutinszerű mérések előtt tesztmérést végeztünk. Ennek helyszínéül egy olyan kis méretű fedett karsztos mélyedést választottunk, amelyiknek topográfiája teljesen körszimmetrikus volt. Erre azért volt szükség, hogy a mélyedés középpontja körül geoelektromos módszerrel körben mérve a topográfia ne befolyásolja a mért értékeket, így azok – lehetőség szerint – csak a felszín alatti fajlagos ellenállás változásokról adjanak információt. A kisméretű mélyedés fényképe a peremén elhelyezett elektródákkal és a mérőrendszerrel együtt a 10. ábrán látható. A mérés során az elrendezésünk mindig egy-egy elektróda távolsággal halad előre, azaz minden elektróda szerepét a következő lépésben a következő elektróda veszi át. Így mérve a feszültség/áramerősség hányados értékeket (amelyekből egy konstans szorzó segítségével már előállíthatók a fajlagos ellenállás értékek) majd azokat az elrendezés aktuális középpontjának függvényében ábrázolva a 11a. ábrán látható polárdiagramot kapjuk. Ugyanezen elektródák helyén meghatározva a kötőrmelék eloszlás értékeket pedig a 11b. ábra polárdiagramjához jutunk. Elsősorban ez utóbbin látszik, hogy két irány uralkodik (az ábrán nyíllal jelölve). A kötőrmelék-eloszlás maximum-irányai jól korrelálnak a fajlagos ellenállás minimum értékei által kijelölt irányokkal. (Megjegyezzük, hogy a kötőrmelék-eloszlási vizsgálatok ugyanezeket az irányokat emelték ki akkor is, ha a kis mélyedés körül térképet készítettünk. A térképezés azonban sokkal körülményesebb és időigényesebb volt, mint a bemutatott mérés.)

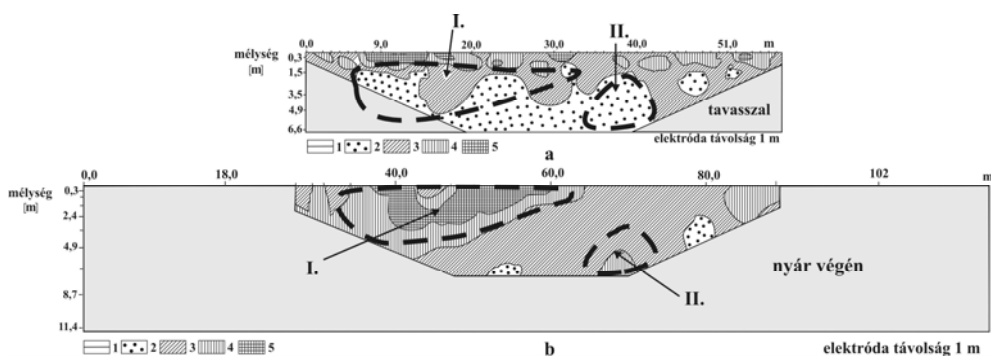
A fajlagos ellenállás értékek és a kötőrmelék-eloszlás értékek között tapasztalt negatív korreláció megfigyelhető volt, pl. a 3-as és 4-es profilok összehasonlításakor is. Míg a 3-as szelvény mentén 3.5 m-es mélységben az átlagos fajlagos ellenállás-érték 200 ohmm volt, addig ebben a mélységben a 4-es számún 600 ohmm volt az átlagérték. Emlékezzünk rá (lásd a 9. ábrát), hogy a 4-es profil teljes egészében a kis kötőrmelék-eloszlású zónában található, míg a 3-as jórészt ezen kívül esik.

Kísérletet tettünk a kis fajlagos ellenállású és nagy kötőrmelék eloszlású zónák viszonyának megállapításához egy-egy szelvény mentén is, de az túl bonyolultnak bizonyult. Eredményeinket célszerűbb térképen ábrázolni (12. ábra). A térképen már jól látható, hogy van összefüggés a kis fajlagos ellenállású zónák (lásd a vastag csíkokat a fajlagos ellenállás mérési szelvényeken) és a nagy kötőrmelék-eloszlású zónák (a hosszú, közel ÉNY-DK irányú vastag vonalak) között.

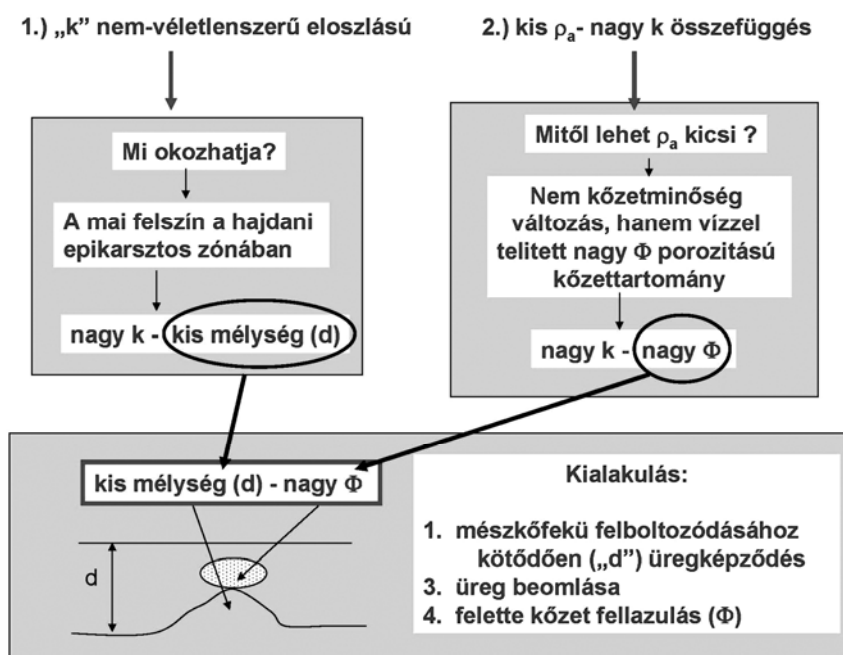
Az eddig elmondottakból (körmérésből, térképekből) már láttuk, hogy:

1. „ k ” nem véletlenszerű eloszlású;
2. a ρ_a elektromos fajlagos ellenállás és k kötőrmelék-eloszlás értékek között statisztikusan fordított kapcsolat (arányosság) van.

A továbbiakban megkíséreljük megadni a következtetések okát.



14. ábra: Ugyanaz a fajlagos ellenállás-profil (P2) kétszer mérve
 Jelmagyarázat: tavasszal (a): 1. eltérő porozitású üledékek határa; mért fajlagos ellenállás: 2. 20-130 Ωm , 3. 130-500 Ωm , 4. 500-1800 Ωm , 5. 1800-5000 Ωm ; ill. nyár végén (b) 1. eltérő porozitású üledékek határa, mért fajlagos ellenállás, 2. 5-40 Ωm , 3. 40-220 Ωm , 4. 220-670 Ωm , 5. 670-2500 Ωm
 Fig. 14: The same profil (P2), measured at two different times
 Legend: in spring (a): 1. border of the sedimentary rock with different porosity; measured specific resistance: 2. 0-130 Ωm , 3. 130-500 Ωm , 4. 500-1800 Ωm , 5. 1800-5000 Ωm ; concerning on end of the summer (b): 1. border of the sedimentary rock with different porosity, measured specific resistance, 2. 5-40 Ωm , 3. 40-220 Ωm , 4. 220-670 Ωm , 5. 670-2500 Ωm



15. ábra: k szabályosságának, valamint k és ρ_a fajlagos ellenállás közötti összefüggés hátterének magyarázata
 Fig. 15: A possible explanation of the areal regularity of k , and of the k - ρ_a relationship

5. A mérések értelmezése

Egy lehetséges magyarázat k szabályosságára az lehet, hogy a jelenlegi – egyébként közel vízszintes – felszín a hajdani epikarsztos zónában van, azaz eddig pusztult le a fedőréteg, illetve a hajdanában karsztosodott felszín. Ebben az esetben, amennyiben a jelenlegi felszín távolabb van a hajdani szálkőzet felszínétől, a hajdani karsztos zóna jobban le kellett, hogy málljon, így most nagyobb a valószínűsége, hogy mállott közegbe szúrjuk fémrudunkat, mintha közelebb lennénk a szálkőzethez (13. ábra). Ha ennek a jelenségnek köszönheti a magyarázatát k szabályossága, akkor értelemszerűen k -nak az aljzat mélységével kell fordított viszonyban (vagy kapcsolatban) lennie.

A fajlagos ellenállás változásának alapvetően két oka lehet: kőzetminőség- vagy nedvességtartalom-változás. Az a tény, hogy a kis fajlagos ellenállású zónák alakja vízbeszivárgásra emlékeztet, valamint, hogy ezek az anomáliák alul összefüggenek egymással (azaz nem töbörkitöltés jelleget mutatnak), azt sejteti, hogy esetünkben a kis fajlagos ellenállású zónák létét inkább az adott kőzettartomány nagy nedvességtartalma, mintsem a kőzetminőség változása okozhatja. Mérvadónak ebből a szempontból azonban igazán a 14. ábra számít. Ez az ábra ugyanazt a két szelvényt mutatja, de míg az elsőt tavasz elején, addig a másikat nyár végén mértük. Az I és II zónákban feltűnő a fajlagos ellenállás nagymértékű megnövekedése a nyár folyamán, ami aligha magyarázható mással, mint a kőzettartomány nedvességtartalmának a nyár folyamán bekövetkező nagymértékű lecsökkenésével.

A 15. ábrán összefoglaltuk, hogy mi van k szabályosságának háttérében, és miért van összefüggés k értéke és a fajlagos ellenállás értéke között. k fordítottan arányos mind a d fekümélység-értékkel, mind a fajlagos ellenállás értékével. A közeg – feltételezhetően a megnövekedett porozitás miatt – képes helyenként több vizet felvenni, és ezáltal kisebb ellenállásúvá válni. Végsősoron tehát k és ρ_a kapcsolatából összefüggést tártunk fel a d fekümélység és Φ porozitás között, amely összefüggés szerint ott nagy a porozitás értéke, ahol kicsi a fekü mélysége. Ez pedig valóban könnyen elképzelhető, hiszen ha a mészkőfekü felboltozódásához kötődően („ d ”) üregképződés zajlik, majd ez az üreg beomlik, akkor felette a fedőüledék fellazulhat (Φ). A fedőüledék fellazulása eredményezheti, hogy a fedőben az anyagátrendeződés (omlással, szuffúzióval) intenzitása megnő. Ez kedvező feltételeket teremt arra, hogy a fedőben járatkezdemények, majd járatok alakuljanak ki.

Úgy gondoljuk tehát, hogy sikerült közvetve összefüggést kimutatni az aljzat mélysége és az üregképződés között. Kimutattuk, hogy a k eloszlása nem véletlenszerű, hanem valamiféle területi mintázatot mutat, s ezáltal

valamiféle információt hordoz. Nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy ez az információ a fekü mélysége, amiről ezek a kőtörmelék-eloszlás vizsgálatok a geofizika egyéb eszközeinél egyszerűbben és valószínűleg megbízhatóbban adnak információt a vizsgált és a vizsgálthoz hasonló kialakulású környezeti régiókban.

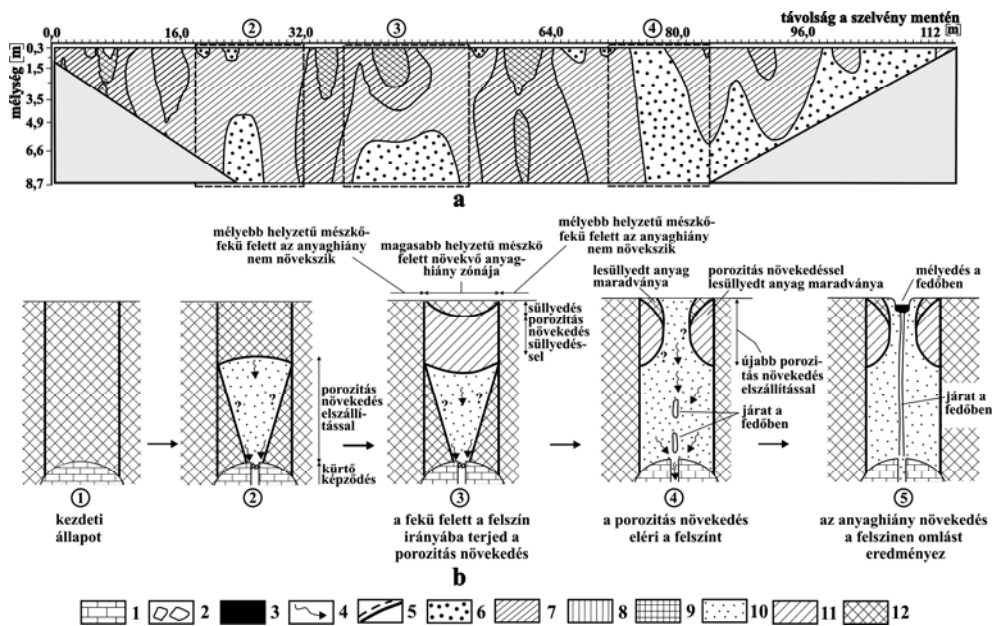
A fekü helyzete szerint a terület alapvetően két részre tagolható. A Ny-i rész egy mélyebb fekjű terület, míg a K-i részen a fekü magasabban fekszik. Utóbbi területen jelenleg is folyik a karsztosodás, ami geofizikai vizsgálataink szerint elsősorban az ÉNY-DK irányú, magasabb fekjű területekhez kötött. A kis k értékű területek ettől az iránytól eltérő irányú linearitása pedig arra utalhat, hogy ebben az irányban esetleg repedés található, ami a fekühátakkal találkozva különösen gyenge zónákat képezhet, ezáltal ideális körülményeket teremthet a karsztosodási folyamatok felgyorsulásához.

6. Következtetések

Mivel a mérések olyan felszínrészleten történtek, ahol még felszíni karsztos formák nem alakultak ki, karsztosodási modellünk a fedőüledékben lezajló változásokat és folyamatokat értelmezi. A modell kiindulási feltétele, hogy a fedőüledék viszonylag vastag, így a karsztosodó feküben végbemenő változások (kürtőképződés) a felszínen csak akkor jelennek meg, ha a fedőüledékben lezajló változások mértéke már elegendően nagy. A fedőüledékben végbemenő változások az alábbiak (*16. ábra*).

- A mészkőfekün kürtő alakul ki. A kürtő felett a fedőben a porozitás csökken. A porozitás csökkenés oka, hogy a fedő anyagának egy része a beszivárgó vizek áthalmozásával, vagy gravitációs úton a kialakult kürtőbe kerül. A csökkent porozitású, fellazult zóna felfelé szélesedve megközelíti, de nem éri el a felszínt.
- A porozitás-csökkenés miatt a fedőben járatkezdemények képződnek. A porozitás-csökkenés zónája felfelé terjedve eléri a felszínt.
- Ha a fedőben járat is kialakul, a járat feletti üledék beomlásával a felszínen fedett karsztos mélyedés képződik.

Kifejlesztettünk egy módszert a fekü morfológiának feltérképezésére. Ezzel az ún. kőtörmelék-eloszlás vizsgálati módszerrel kapott eredményeink nagyon jó korrelációt mutattak a sokelektrodás geoelektromos geofizikai módszerrel kapott eredményekkel.



16. ábra: Karsztos üreg beomlása és az anyaghányi felszín felé terjedésének folyamatábrája, valamint példa annak mérési megjelenése egy fajlagos ellenállás szelvényen

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkő omladék, 3. beomlott fedő, 4. vízszivárgás és szuffúzió a fedőüledékben, 5. eltérő porozitású üledékek határa; mért fajlagos ellenállások (a): 6. 1-5 Ωm , 7. 5-50 Ωm , 8. 50-120 Ωm , 9. 120-400 Ωm ; elvi porozitás a fajlagos vezetőképesség figyelembevételével (b): 10. fedőüledék porozitása nagy, 11. fedőüledék porozitása közepes, 12. fedőüledék porozitása kicsi

Fig. 16: Wash-out of a karstic cavern, and a diagram about the upward propagation of the material deficiency, together with a practical example as seen in a resistivity pseudosection

Legend: 1. limestone, 2. breakdown which consists of limestone, 3. breakdown which consists of covering sedimentary rock, 4. water infiltration and suffusion in the covering sedimentary rock, 5. border of sedimentary rock with different porosity; measured specific resistance values (a): 6. 1-5 Ωm , 7. 5-50 Ωm , 8. 50-120 Ωm , 9. 120-400 Ωm ; theoretical porosity by using specific conduction (b): 10. the porosity of the covering sedimentary rock is great, 11. porosity of covering rock is medium, 12. porosity of covering rock is small

IRODALOM

BÁRÁNY I.-JAKUCS L. (1984): Szempontok a karsztok felszínformáinak rendszerezéséhez különös tekintettel a dolinák típusaira – Földr. Ért. 33. p. 259-269.

BEZUIDENHOUT C. A.-ENSLIN J. F. (1970): Surface subsidence and sinkholes in the dolomite areas of the Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa - International Association of Hydrological Sciences, Publication No 89, p. 482-495.

BRINK A. B. A. (1984): A brief review of the South Africa sinkhole problem - In: Beck B. F. (szerk.) Sinkholes: their geology, engineering and environmental impact, Balkema: Rotterdam, p. 123-127.

- BULL, P. A.* (1977): Cave boulders chokes and dolina relationships – Proc. 7th. Int. Cong. Speleol. p. 93-96.
- CRAMER, H.* (1941): Die Systematik der Karstdolinen. - Neues Jb. Miner, Geol. Palaont, 85. p. 293-382.
- CVJIČ J.* (1893): Das Karstphaenomen Versuch einer morphologischen Monographie. - Geog Abhandl Wien 5. p. 218-329.
- DRUMM E. C.-KANE W. F.-YOON C. J.* (1990): Application of limit plasticity to the stability of sinkholes - Engineering Geology 29, p. 213-225.
- FUTÓ J.* (1982): A Homód-árok környékén fekvő víznyelők földtani vizsgálata és jellemzése – Cholnoky J. BKCS 1982 Évi Jel., Kézirat
- JENNINGS, J. N.* (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293. p.
- TAKÁCS, E.* (1987): Geofizika (Geoelektromos kutatómódszerek) – Nehézipari Műszaki Egyetem, Bányamérnöki Kar, Tankönyvkiadó, Budapest, 208 p.
- THARP T. M.* (1999): Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes - Engineering Geology 52, p. 23-33.
- THOMAS T. M.* (1954): Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield, - Geogr. J. 120, p. 468-75.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York
- VERESS M.* (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík karsztmorfogenetikájához. - Karszt és Barlang II. f. p. 71-82.
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakony Természettudományi kutatásának eredményei 23., Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.
- VERESS M.* (2005): Adalékok nagyobb vastagságú fedőüledékes térszín karsztosodásához (Homód-árok környéke, Hárskút) – Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc (megj. alatt)
- VERESS M.-FUTÓ J.* (1990): Fedett, paleokarsztos térszíneken végbement lepusztulás kimutatása a Bakony-hegységben - Földt. Közl. 120. p. 55-67.
- WALTHAM, A. C.-FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions – Quarterly Journal of Engineering Geology and Hidrology, 36. p. 101-118.
- WILLIAMS, P.* (2003): Dolines p. 304-310. – In: GUNN J. (szerk.): Encyclopedia of caves and karst science, New York, London, 902 p.

ADATOK A TÉSI-FENNSÍK KÉT TÉRSZÍNRE SZLETÉNEK FE- DETT KARSZTOSODÁSÁHOZ¹

VERESS MÁRTON

BDF Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
vmarton@bdf.hu

Abstract: We examined the topography of the limestone floor by using VESZ method on the surroundings of the covered karst forms on the Tési-plateau (in the surroundings of the karst form marked I-31 at the bottom of the Tábla Valley; and in the surroundings of the karst form marked I-16). We analysed the relationship between covered karstification and the topography of the limestone floor. We could establish that the Tábla Valley is an epigenetic valley, whose bottom under the limestone floor is dissected with karstified forms. Recently covered karst forms occur on an older ridge, which is between paleokarst depressions of the valley bottom. This ridge is dissected by karstification, hence it suffered older karstification too. The present karst forms developed, where covering sedimentary could become thin or the older pit activated, because the pits of older paleokarst forms lost their deposit. Under some karst forms the material absent could be so great that the development of the covered karst forms were caused by breakdowns. Close form (depression of the covering sedimentary rock) developed because of covered karstification above the ridge. The limestone floor creates an island-like mountain in the surroundings of the karst form marked I-16. The mountain is dissected by such forms, which developed by earlier karstification, than nowadays. The present karst forms developed where the covering sedimentary rock become thin, on the mounds of the limestone floor, or on the slide slopes of those. Surface denudation (We can find the valley head of an the auxiliary valleys of the Tábla Valley here.) and also older karstification caused the locally thinning of the covering sedimentary rock. A part of the covering sedimentary rock is transported into the pits during karstification. A depression of the covering sedimentary rock developed in this place because of the transportation of the covering sedimentary rock into the karst.

1. Bevezetés

Tanulmányunkban a fedett karsztosodás és a mészkőfekű kapcsolatát vizsgáljuk a Tési-fennsík két mintaterületén.

A fedett karsztosodás folyamatainak és a létrejövű formáknak a bemutatását CRAMER (1941), THOMAS (1954), BULL (1977), JENNINGS (1985), VERESS (1982, 1999) végezte el. Alább e témakör újabb eredményeit mutatjuk be. Ezen eredmények közül is elsősorban azokat, amelyeket e tanulmányban felhasználunk.

-WALTHAM-FOOKES (2003) a laza fedűledékes környezetben létrejövű utánsüllyedékes dolinák két változatát különíti el: a lezökkenékes dolinát („dropout doline”), valamint a szuffúziós dolinát. Előbbi forma omlás eredményeként alakul ki, ha a fekű kürtőjében az anyagihiány (pl. tömegmozgás hatására), hirtelen megnű, míg utóbbi lassű süllyedés során. A sülly-

¹ Készült a T048585 sz. OTKA pályázat támogatásával

lyedést többnyire a szuffúziós anyagáthalmazódás okozza. Az anyagveszté-
séget rendszerint a megsüllyedő öszlet szenved el.

- A Bakony-hegység fedett karsztos formái a víznyelős töbrök és a depressziók (VERESS 1999). Előbbiek rejtett közethatáron (a fedő lokálisan kivékonyodik), alakulnak ki. E helyeken a fekü oldódásos eredetű vakkürtői omlással felnyílnak és átöröklődnek a fedőre. Ennek felszínén, miután a fedő a fekün létrejött anyaghiányos részbe kerül, mélyedések képződnek. A depressziók a fedőüledékben kialakult sekély, nagyméretű, zárt formák. Ott jönnek létre, ahol a víznyelős töbrök, környezetük fedőanyagainak egy részét a karsztba továbbítják. Lehetővé téve ezáltal a fedőüledékes felszín lokális mélyülését.

- A geofizikai vizsgálatok kimutatták, hogy a víznyelős töbrök többnyire az eltemetett fekü magaslatai felett fordulnak elő (VERESS 2005a). A fedett karsztos formák kialakulásának esélyét növeli, ha a magaslat feletti fedőüledék a felszíni lepusztulás során kivékonyodik. A geofizikai adatokból az is megállapítható, hogy víznyelős töbrök előfordulnak az eltemetett fekü magaslatának oldallejtője felett, ill. a fekü mélyedésének a kitöltésében is (VERESS 2005a). A fedett karsztos mélyedést hordozó fedőüledék vastagsága lehet kicsi (0-3,5 m), közepes (3,5-6 m) és nagy (6 m-nél vastagabb). Közepes, de különösen nagy üledékvastagság esetén a fedett karsztos mélyedés kizárólag a fedőben alakul ki. A mélyedést a fekü kürtőjéhez a fedőben kialakult járat kapcsolja (VERESS 2005a, VERESS 2005b).

- Akkor, ha a fedett karsztos mélyedés és a fekü kürtője egyidős a forma szingenetikus, ha az utóbbi idősebb, akkor az előző posztgenetikus (VERESS 1999). Posztgenetikus karsztosodás akkor történik, ha a kürtő kitöltődik, majd üledékeit veszíti. A kitöltő üledékek a karszt mélyebb járataiba halmozódnak. Posztgenetikus karsztosodást megelőzi a már kialakult fedett karsztos forma feltöltődése, amely a fedőüledék szerkezetében is kimutatható (VERESS 2005b). A posztgenetikus karsztosodásnak kedvez, ha a hordozó térszínen akkumuláció történik. (Ilyenkor egymás felett, különböző időszakban, akár több víznyelős töbr is létrejöhet.) A hordozó felszín lepusztulása szintén kedvezhet a posztgenetikus karsztosodásnak. Ekkor azonban egy korábbi akkumuláció során kitöltött mélyedésben, vagy annak helyén képződik újabb víznyelős töbr (VERESS 2005b).

2. A módszer

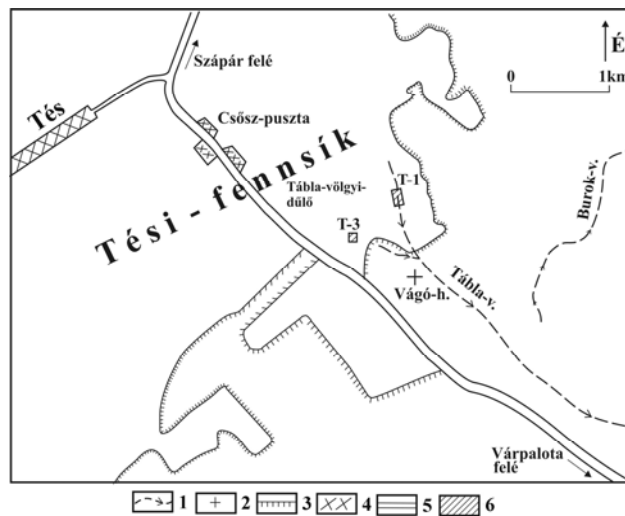
A vizsgált mintaterületről geoelektromos földtani szekrényeket, domborzat-rajzi térképet (kiegészítve karsztmorfológiai adatokkal) és feküterképet készítünk. Ezeket az alábbi módon állítjuk elő:

- A kiválasztott területről részletes felmérését követően nagy méretarányú M 1:1000 (Tés-3 jelű terület) valamint M 1:2000 (Tés 1 jelű terület) domborzatrajzi térkép készült.

- A kutatási terület arra alkalmasnak ítélt helyein VESZ mérésrel (Vertikális elektromos szondázás) mértük a kőzetek ellenállását. A felszín magasságának és az ellenállások ismeretében a méréseknek helyein a különböző fedőkőzetek vastagsága és a mészkőfekü mélysége adható meg. A VESZ észlelési helyek nyomvonalai mentén a fenti adatok birtokában geoelektromos földtani szelvény szerkeszthető. Ismerve különböző helyeken a mészkőfekü tengerszintfeletti magasságát mészkőfekü domborzati térkép is szerkeszthető. (A közölt térképeken együtt ábrázoltuk mind a felszín, mind a fekü szintvonalait.)

3. A kutatási terület jellemzése

A kutatási területek a Tési-fennsík a Tés Várpalota közötti országúttól K-re találhatóak (1. ábra). Ezek területén is, mint a fennsík nagyobb részén a mészkövet néhány m-es vastagságban fedeli leperszerűen a lösz ill. foltos ki-fejlődésben más üledékes összletek (pl. agyag).



1. ábra: A kutatási területek a fennsík

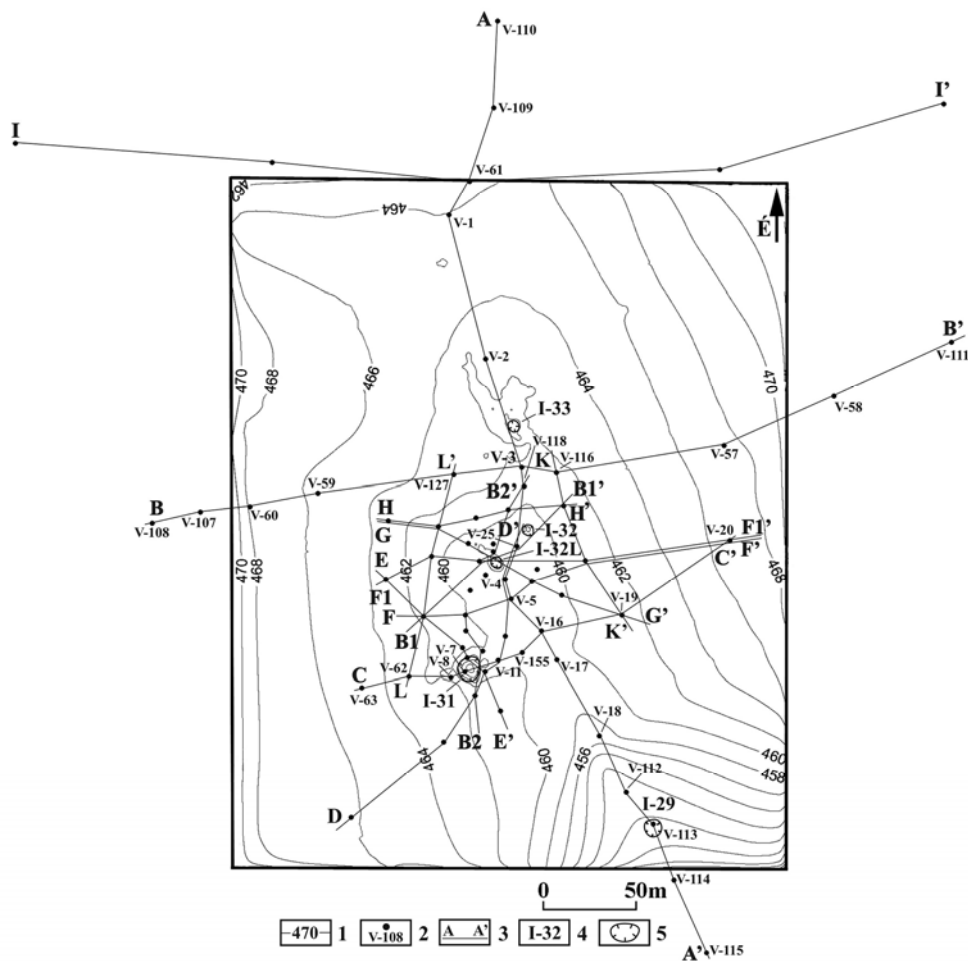
Jelmagyarázat: 1. völgy, 2. hegy, 3. erdő határ, 4. település, 5. út, 6. kutatási terület

Fig. 1: Research areas on the Tési-plateau

Legend: 1. valley, 2. mountain, 3. border of forest, 4. village, 5. road, 6. research area

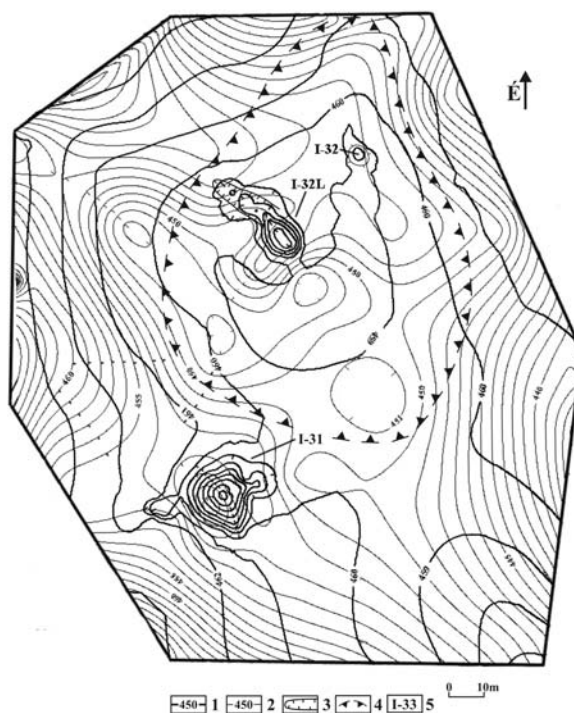
A Tés-1 jelű kutatási területet a Tábla-völgy egy talprészlete képezi (2a. ábra), amely magassága kb. 440-480 m közötti. A völgy jura korú

mészkövön képződött (epigenetikus völgy). Talpán és lejtőin számottevő vastagságban halmozódott fel a fedőüledék. A vizsgált talprészleten egy mintegy 300 m átmérőjű depresszió található, belsejében 4 db víznyelős tőborrel. A depresszió kívül még két további fedett karsztos mélyedés is fellelhető. Ezek alatt jelentős méretű barlangok (Tábla-völgyi-barlang, ill. a Jubileumi-zsomboly) fordulnak elő. Itt 67 db VESZ mérés történt, amelyek felhasználásával 14 db geoelektromos földtani szelvényt szerkesztettünk, amelyek a 2a. ábrán láthatók (közülük 3 db-t a 3, 4, 5 ábrákon mutatunk be). A szelvényekre 5 db víznyelős tőbor esik (egy, az I-29 jelű a feldolgozásból kimaradt). Elkészült a depresszió fekü térképe is (2b. ábra).



2.a. ábra: A Tés-I jelű terület szelvényei
 Jelmagyarzat: 1. szintvonal, 2. VESZ mérés helye és száma, 3. szelvény nyomvonala, 4. fedett karsztos mélyedés jele, 5. karsztos mélyedés
 Fig. 2.a: The profiles of the area marked Tés-I
 Legend: 1. contour, 2. the place of the VESZ measuring and number of the VESZ measuring, 3. line of profile, 4. the mark of the covered karst form, 5. karst form

- A Tés-3 jelű mintaterület a Tábla-völgy 2. számú mellékvölgyének völgyfőjében kialakult depresszió (magassága 455-460 m közötti), belsejében 3 db víznyelős töbrrel (6. ábra). A fekézőzet itt is jura mészkő, amely környezetéhez képest magaslatot formál. E mintaterületen 45 db VESZ mérést végeztünk, felhasználásukkal 11 db geoelektromos földtani szelvényt készítettünk (közülük 3 db-t a 7, 8, 9 ábrákon közlünk). A szelvények a depresszió összes víznyelős töbrén átmennek. A depresszió fekütképe is elkészítettük (6. ábra).



2.b. ábra: A Tés-1 jelű terület domborzatrajzi és feké térképe

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. feké szintvonal, 3. eróziós meder, 4. depresszió pereme, 5. fedett karsztos mélyedés jele

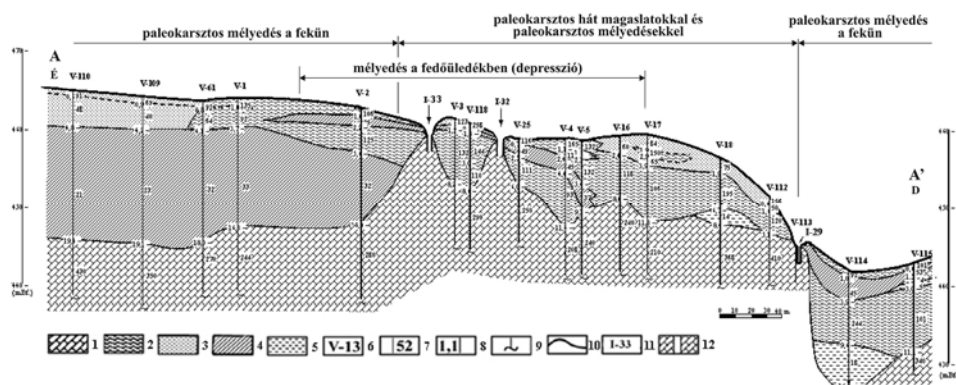
Fig. 2.b: The relief map of the area marked Tés-1 and relief map of its limestone floor

Legend: 1. contour, 2. contour of limestone floor, 3. gully, 4. the margin of the depression of sedimentary rock, 5. the mark of the covered karst form

4.a. A Tés-1 jelű terület geoelektromos szelvényeinek kiértékelése

A depresszió területén a fedett karsztos mélyedések két változata különíthető el (2b. ábra). Az egyik csoportba azok tartoznak (I-32, I-33 jelű mélyedés), amelyek eltemetett magaslatok feletti helyzetűek (3. ábra). A mélyedések környezetében a fedőüledék vékony (3,5 m-nél kisebb vastagságú) és vízszintes településű. E mélyedések kialakulása a vékony fedőüledéknek az anyagihiányos térbe beomlásával történt. Az I-32 jelű mélyedés járatának a

mennyezetén mennyezeti csatorna ismerhető fel. Ez jelzi, hogy a mélyedés barlangja már korábban feltöltődött üledékekkel, majd később üledékeit elveszítette. *BRETZ* (1956), *RENAULT* (1968), *SLABE* (1995) szerint a mennyezeti csatornák akkor alakulnak ki, ha egy üreg kitöltő üledékei a felettük áramló (szivárgó) vizet a barlang mennyezetéhez szorítják. A víz a mennyezet mentén áramolva (szivárogva) hozza létre az áramlási csatornát vagy csatornákat. Az I-32 mélyedés barlangja, miután üledékeit veszítette fedőüledékeinek omlásával a felszínre nyílt. Tehát posztgenetikus forma.



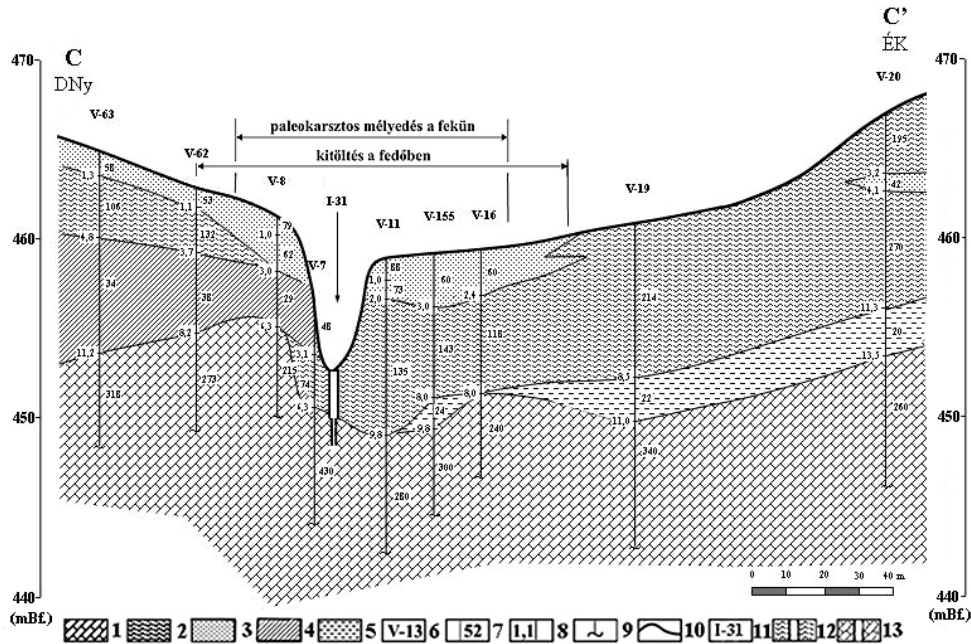
3. ábra: Az A-A' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-1 jelű kutatási területről
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelék), 4. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelék agyag, 5. agyag, 6. VESZ mérés száma, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. fedett karsztos mélyedés jele, 12. kiirtó

Fig. 3: Geoelectrical-geological profile marked A-A' from the area marked Tés-1

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus (with clay), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 5. clay, 6. number of VESZ measuring, 7. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 8. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 9. the about penetration of the VESZ measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. the mark of the covered the karst form, 12. pit

A másik csoportba az I-32L és az I-31 jelű mélyedések tartoznak. Ezek alatt a fekün mélyedés mutatható ki (4. ábra). Külső üledékvastagságuk (a peremüknél mérhető fedővastagság) nagy (a 10 m-t is megközelíti), míg a belső (a mélyedéstalpon mérhető fedővastagság) viszonylag kicsi (kb. 1-2 m). E két mélyedés alatti mészkőfekü depresszióit egy 1-2 m-es magasságú küszöb különíti el egymástól. A mélyedések oldallejtői fedőüledékben képződtek, meredek, szakadási felületek. Az üledékszerkezet különösen az I-31 jelű fedett karsztos mélyedésnél több fázisú fejlődésre utal. A mélyedésben (4. ábra) az alábbi események valószínűsíthetők:

- A fekün karsztos mélyedése kitöltődött mészkőtörmelékkel.
- Ennek az összletnek a süllyedésével létrejött az a mélyedés, amelyet jelenleg lösz tölt ki.
- A fedőüledék omlásával kialakult a jelenlegi mélyedés.



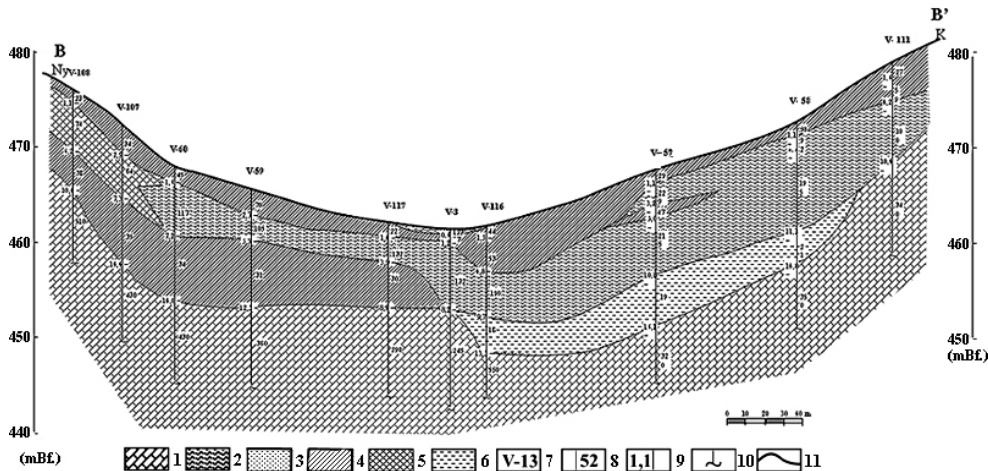
4. ábra: A C-C' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-1 jelű kutatási területről
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 4. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 5. agyag, 6. VESZ mérés száma, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. fedett karsztos mélyedés jele, 12. feltárás kútvűrükkel kibélelve, 13. kúrtó

Fig. 4: Geoelectrical-geological profile marked C-C' from the area marked Tés-1
 Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus (with clay), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 5. clay, 6. number of VESZ measuring, 7. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 8. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 9. the about penetration of the VESZ measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. mark of the covered the karst form, 12. open burrow, supported with a wall 13. pit

A fenti eseménysor arra utal, hogy a mélyedés posztgenetikus karsztosodás során alakult ki. Erre utal egyébként a fekű mélyedése is. Valószínű, hogy az I-31 és I-32L mélyedéseket egy nagyobb, egyenetlen aljzatú, kitértött paleokarsztos mélyedés hordozza. Ennek talpán feltehetően több, nagyméretű kúrtó (egykori vízvezetető?) is előfordulhat. Miután a kúrtók üledékeiket elveszítették, az így keletkezett nagyméretű anyagihiányos helyekre a fedőüledék több helyen is beomlott. Ezek az omlások okozták az I-32L és az I-31 jelű mélyedések kialakulását.

A mészkőfekű összetett a depresszió alatt. A völgy csapásával meg egyező irány mentén (A-A' szelvény) a völgytalpon egy mészkőhát mutatható ki (3. ábra). A hát tengerszint feletti magassága megközelíti a 460 m-t, ahol a fekűt helyenként csak 1-2 m-es vastagságban borítják fedőüledékek. A mészkőhától távolodva a völgytalp mentén a fekű egyre mélyebb hely-

zetbe kerül. Tengerszint feletti magassága helyenként mindössze 430-440 m közötti, míg a fedőüledékek vastagsága nagy, mintegy 10-20 m közötti. A mészkőhát területe is tagolt: különböző magasságú és kiterjedésű magaslatok, vagy küszöbök, valamint mint azt fentebb már említettük, különböző mélységű és kiterjedésű mélyedések (paleokarsztos mélyedések) fordulnak elő a területén.



5. ábra: A B-B' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-1 jelű kutatási területről
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 4. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 5. agyag (löszös, mészkőtörmelékes), 6. agyag, 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár

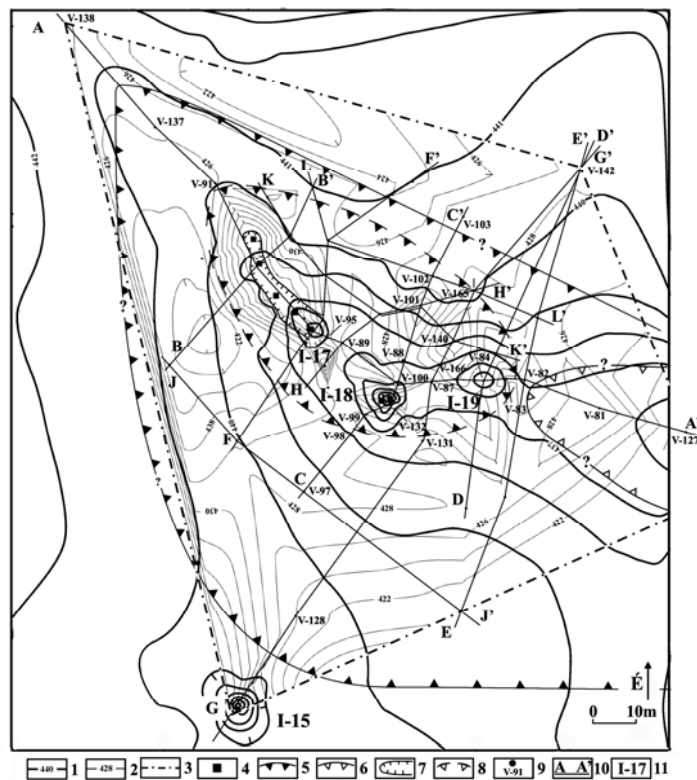
Fig. 5: Geoelectrical-geological profile marked B-B' from the area marked Tés-1
 Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus (with clay), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 5. clay (with loess and limestone detritus), 6. clay, 7. number of VESZ measuring, 8. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 10. the about penetration of the VESZ measuring, 11. the border of the geoelectrical beds

A völgytengelyre merőlegesen felvett szelvények tanúsága szerint, a völgy a feküre is kifejlődött (5. ábra). Ezért a jelenlegi völgy őse a feküre átöröklődött, tehát epigenetikus völgy. A völgy jelenlegi alakját utólagos feltöltéssel nyerte el. Miután a völgy szélessége feltűnően nagy (több km-es) egykori vízgyűjtője a jelenlegit számottevően meghaladhatta.

4.b. A Tés-1 jelű terület karsztos eseményei

- Átöröklődéssel kialakul a Tábla-völgy. Képződése feltehetően a Csatkai Kavics Formáció üledékanyagán kezdődött el. Nagy mérete miatt feltételezzük, hogy egykori vízgyűjtője a fensík É-i peremén is túl terjedt. Ezért valószínű, hogy vízgyűjtőjének É-i részét a fensík megemelkedése során elveszítette.

- Miután a mészkőre átörklődött, fedőüledékeit részben, vagy teljesen elve-szítette. A talpán karsztosodás kezdődött el. Ez eredményezhette víznyelők kialakulását (akkor, ha völgyi közethatár tartósabb ideig létezett), vagy töb-rök kialakulását (ott, ahol a fedőüledék teljesen lepusztult a völgytalpról). Lehetséges, hogy a völgytalp karsztosodásában mindkét folyamat szerepet játszott. A depresszió alatti karsztos háton is karsztosodás történt. Ennek eredményeként alakultak ki a kiemelkedések közti mélyedések, mint pl. az L-31 jelű és az L-32L jelű fedett karsztos mélyedést hordozó depressziók a fekün, valamint talán az L-32 jelű mélyedés barlangja.

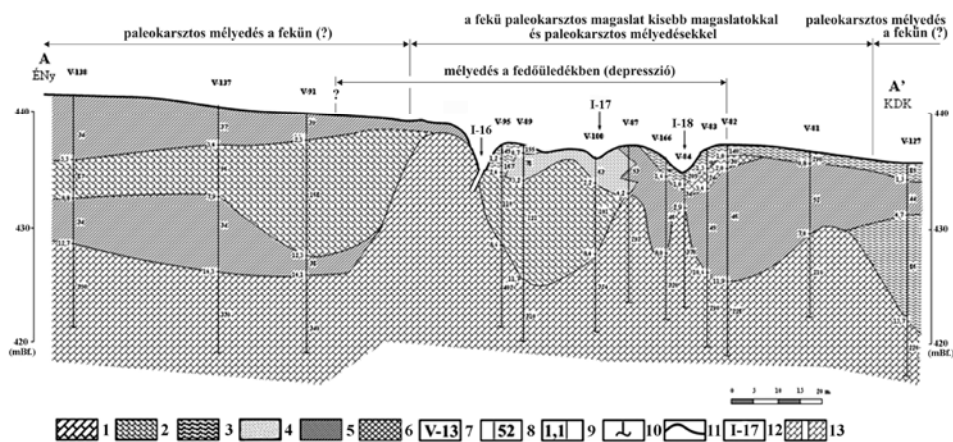


6. ábra: A Tés-3 jelű terület domborzatrajzi és fekü térképe
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. a fekü szintvonala, 3. a fekü térkép határa, 4. kőzet kibúvás, 5. külső völgy pereme, 6. belső völgy pereme, 7. eróziós meder, 8. depresszió pereme, 9. VESZ mérés helye és száma, 10. szelvény-hely, 11. fedett karsztos mélyedés jele

Fig. 6: The relief map of the area marked Tés-3 and relief map of its limestone floor
 Legend: 1. contour, 2. contour of the limestone floor, 3. borden of the relief map, 4. limestone on the surface, 5. margin of exterior valley, 6. margin of internal valley, 7. gully, 8. the margin of the depression of the sedimentary rock, 9. the place of the VESZ measuring and number of the VESZ measuring, 10. place of profile, 11. mark of the covered the karst form

- A löszképződés során a völgytalp kibélelődött lösszel. A lösz felhalmozódás megszakította más üledék (pl. agyag, mészkőtörmelék) keletkezését.

- A völgyben belső völgyképződés kezdődött el, amely déli irányból hátrálással fejlődve részben elszállította, részben áthalmazta a kitöltő üledékek egy részét.
- A völgytalp mészkőháta felett a fedőüledékek kivékonyodtak. Feltehetően fedett karsztosodás kezdődött. A fedőüledék részben a karsztos mélyedésekbe halmozódott. A feltöltődő mélyedésekben újabb és újabb fedett karsztos mélyedések alakultak ki, ahányszor csak azok járatai üledékeiket elveszítették. Valószínűleg a vizsgált völgytalprészleten a lepusztulást akkumuláció szakította meg. A magaslatok járatai kitöltődtek, a magaslatok eltemetődtek. Ezt követően a völgytalpon végbemenő lepusztulás miatt egyes járatokba elegendő víz juthatott ahhoz, hogy ugyancsak üledékeiket veszítsék és így ott fedett karsztos mélyedések képződjenek (I-32 jelű fedett karsztos mélyedés). A fedő kivékonyodása miatt újabb kürtő képződés is végbemehetett, amely eredményeként szingenetikus karsztosodás is történhetett. (Feltehetőleg szingenetikus karsztforma az L-33 jelű víznyelős töbör).
- A fedett karsztos mélyedések járatain keresztül a völgytalprészlet üledékei a karszt belsejébe továbbítottak. Ezáltal kialakulhatott a völgytalp depressziója.

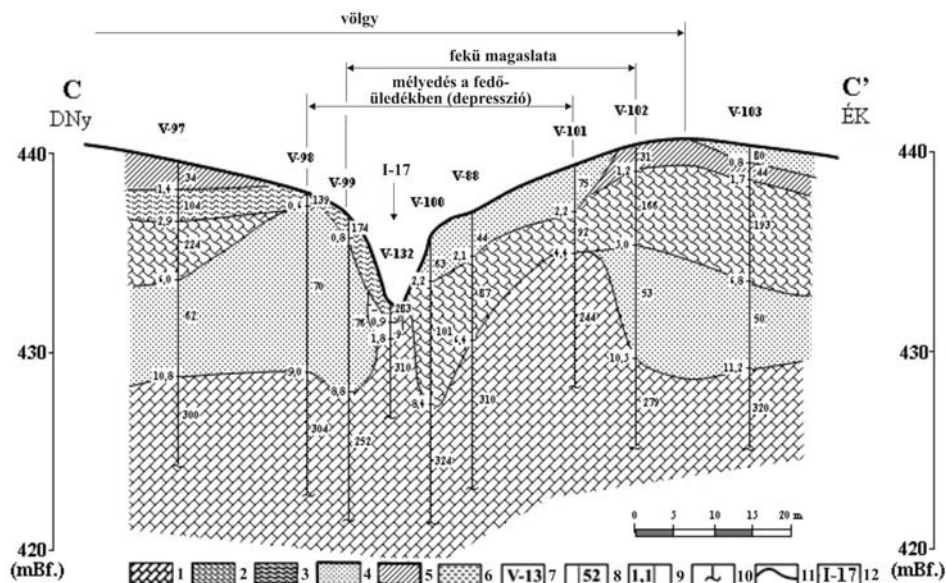


7. ábra: Az A-A' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-3 jelű kutatási területről

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék, 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 5. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 6. agyag (löszös, mészkőtörmelékes), 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár, 12. fedett karsztos mélyedés jele, 13. kürtő

Fig. 7: Geoelectrical-geological profile marked A-A' from the area marked Tés-3

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus, 3. limestone detritus (with clay), 4. loess (with sand or with limestone detritus), 5. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 6. clay (with loess and limestone detritus), 7. number of VESZ measuring, 8. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 10. the about penetration of the VESZ measuring, 11. border of the geoelectrical beds, 12. mark of the covered karst form, 13. pit



8. ábra: A C-C' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-3 jelű kutatási területről
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék, 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 5. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 6. agyag, 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár, 12. fedett karsztos mélyedés jele

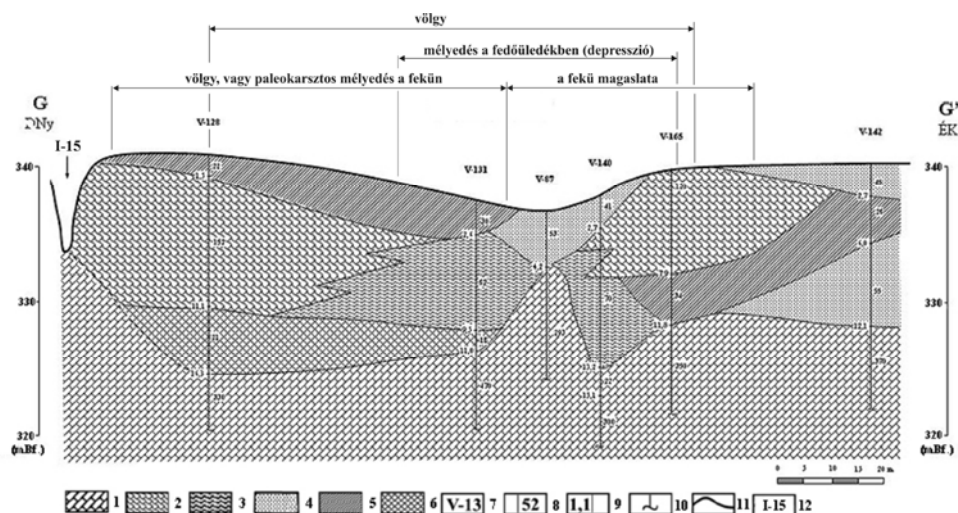
Fig. 8: Geoelectrical-geological profile marked C-C' from the area marked Tés-3
 Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus, 3. limestone detritus (with clay), 4. loess (with sand or with limestone detritus), 5. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 6. clay, 7. number of VESZ measuring, 8. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 10. the about penetration of the VESZ measuring, 11. the border of the geoelectrical beds, 12. mark of the covered karst form

4.c. A Tés-3 jelű terület geoelektromos szelvényeinek kiértékelése

A depresszió területének (6. ábra) víznyelős töbrei magaslaton (I-17 ill. az I-18 jelű), vagy magaslát oldallejtője felett alakultak ki (I-16 jelű). Közülük az I-16 és I-17 jelű mélyedések vékony fedőüledékes környezetben alakultak ki (7, 8. ábrák). Olyan szingenetikus képződmények, amelyek kialakulásakor a vakkürtő omlásos felnyílása közvetlenül átöröklődött a fedőre. Az I-18 jelű víznyelős töbrő alatt a fedőüledék vastagabb. Így létrejött a fedőben kialakult járat tette lehetővé. Üledékszerkezetének figyelembevételével posztgenetikus képződménynek tartjuk.

A depresszió területe alatt a mészkőfekü magaslátot formál. A geofizikai adatok szerint a fekü a depressziótól távolodva egyre nagyobb mélységbe kerül (7, 9. ábrák), míg a fedő vastagsága nő (10-20 m közötti vastagságú a depresszió peremén kívül). A magaslaton különböző méretű és ma-

gasságú kisebb magaslatok, ill. különböző méretű és mélységű paleokarsztos mélyedések fordulnak elő.



9. ábra: A G-G' jelű geoelektromos földtani szelvény a Tés-3 jelű kutatási területről
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék, 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelék), 5. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelék, 6. agyag (löszös, mészkőtörmelék), 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár, 12. fedett karsztos mélyedés jele

Fig. 9: Geoelectrical-geological profile marked G-G' from the area marked Tés-3
Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus, 3. limestone detritus (with clay), 4. loess (with sand or with limestone detritus), 5. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 6. clay (with loess and limestone detritus), 7. number of VESZ measuring, 8. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 10. the about penetration of the VESZ measuring, 11. the border of the geoelectrical beds, 12. mark of the covered karst form

4.d. A Tés-3 jelű terület karsztos eseményei

- A depresszió környezetében végbement karsztosodás vagy völgyképződés miatt az eredeti térszínből egy karsztos magaslat maradt meg. A karsztos magaslat területén feltehetően autogén karsztosodás történt.
- Elborítódott a magaslat környezete, majd a magaslat is.
- A Tábla-völgy egyik mellékvölgyének a visszahátrálásos fejlődése miatt a magaslat feletti fedőüledékek kivékonyodtak. A magaslatokon fedett karsztosodás kezdődött. A fedett karsztos formák környezetében depresszió jött létre. A depresszió területén feltöltés (a környezetből ide szállított üledékek miatt) és lepusztulás (üledékeinek áthalmozódásával, ill. a víznyelős töbrökön keresztül a karsztba szállítás miatt) váltakozott. Ezért ugyanazon a he-

lyen egy-egy fedett karsztos forma többször is kialakulhatott (I-18 jelű víznyelős töbör).

5. Eredmények

- A két vizsgált terület elfedett fekéjén korábbi karsztosodások mutathatók ki.
- A Tábla-völgy őse átöröklődéses völgy.
- A jelenlegi fedett karsztosodást a paleokarsztosodás irányítja, befolyásolja. Ez megnyilvánulhat úgy, hogy a karsztos maradványformákon képződnek a jelenlegi fedett karsztos formák, vagy úgy, hogy az idősebb karsztos járatok üledékeit vesztve járulnak hozzá a fedett karsztosodáshoz.
- A fedett karsztosodást elősegíti a fedőnek a felszíni lepusztulás miatti kivékonyodása. A kialakult fedett karsztos formákon keresztül a fedőüledék a karsztba szállítódik. Ezáltal a vizsgált térszíneken a fedőüledékben zárt formák (depressziók) alakulnak ki.

IRODALOM

- BRETZ, J. H.* (1956): Caves of Missouri – Miss. Geol. Surv. and Water Resources, ser. 2, 39 p.
- BULL, P. A.* (1977): Cave boulders chokes and dolina relationships – Proc. 7th. Int. Cong. Speleol. p. 93-96.
- CRAMER, H.* (1941): Die Systematik der Karstdolinen. - Neues Jb. Miner, Geol. Palaont, 85. p. 293-382.
- JENNINGS, J. N.* (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293. p.
- RENAULT, Ph.* (1968): Contribution a l'étude des action mécanique et sédimentologiques dans la spéléogenese – Annales de spéléologie 23 3, p. 529-5936.
- SLABE T.* (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Slubljana 128 p.
- THOMAS T. M.* (1954): Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield, - Geogr. J. 120, p. 468-75.
- VERESS M.* (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík karsztmorfogenetikájához. - Karszt és Barlang II. f. p. 71-82.
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakony Természettudományi kutatásának eredményei 23., Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.

VERESS M. (2005a): Adalékok nagyobb vastagságú fedőüledékes térszín karsztosodásához (Homód-árok környéke, Hárskút) – Bakonyi Természet-tudományi Múzeum, Zirc (megj. alatt)

VERESS M. (2005b): Adalékok a Tábla-völgyi-dűlő (Tési-fennsík) fedett karsztosodásához – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 267-291.

WALTHAM, A. C.-FOOKES, P. G. (2003): Engineering classification of karst ground conditions – Quarterly Journal of Engineering Geology and Hidrology, 36. p. 101-118.

A B-2 MÉLYEDÉSRENDSZER (BALFI-TÖNK) MORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉSÉNEK TAPASZTALATAI

PRODÁN TÍMEA

MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Sopron, Csatkai u. 4.
prodantimea@ggki.hu

Abstract: We examined the depression-system marked B-2 (Balfi-tönk). We constructed the relief map and the morphology map of the depression-system. We examined cavernous of the rock on the area and the surroundings of the depression-system. We establish that the western and the middle part of depression-system have natural origin. There parts developed by breakdown of cavities. The eastern of the depression-system is man-made.

1. Bevezetés

E tanulmány célja, hogy a Balfi-tönk B-2 jelű mélyedésrendszerét morfológiai térképének felhasználásával bemutassa, kialakulásához adatokat, további kutatásához szempontokat szolgáltatson.

A Fertőmelléki-dombság a Fertő-tó és a Soproni-medence közötti gyengén tagolt, kis magasságú (200-300 méter) deráziós-eróziós dombság (ÁDÁM 1990). A Soproni hegység folytatását képező metamorf kőzetek csak néhány helyen bukkannak elő (Rétibérc, Kőhegy). A metamorf kőzeteket harmadidőszaki (lajtamészke, szarmata mészkő, konglomerát, homok, homokkő) kőzetek fedik (VENDEL 1972, KÁRPÁT-ÁDÁM 1975). A dombság lajtmészkeből felépített része a Balfi-dombság, vagy Balfi-tönk, amely különösen a Fertő-tó, illetve a Kőhidai-medence felé végződik el határozott peremmel. A Fertő-medencétől határát és K-i peremét egy É-D-i irányú vetődés (vetőrendszer) mentén kialakult töréslépcső képezi. Ny-i határát egy a Nagy- és Kis-Tómalmokat magába foglaló regressziós völgy, peremét a völgy lejtője jelöli ki. Ez a völgy dél felé a Pinty-tető magasságában már olyan mértékben kiékelődik, hogy az Arany-hegy környékén a tönk nem különül el a Soproni-medencétől. Északi peremét a Rákosi (Liget)-patak epigenetikus völgye – amely a lajtmészke vonulatot ketté vágja - alkotja.

A lajtmészke összlet általában durva, ritkán keményebb, tömött mészkőből, vagy laza mészhomokból álló képződmény, amelybe helyenként agyagos-márgás vagy homokkőves padok is települnek. A megfigyelhető üledékek sekély tengerben keletkezett, partszegélyi képződmények, olyannyira, hogy a tengerfenék még általában a hullámverés övébe esett. Ennek következtében a mészkő anyagát elsősorban, kőzetalkotó jelleggel, a

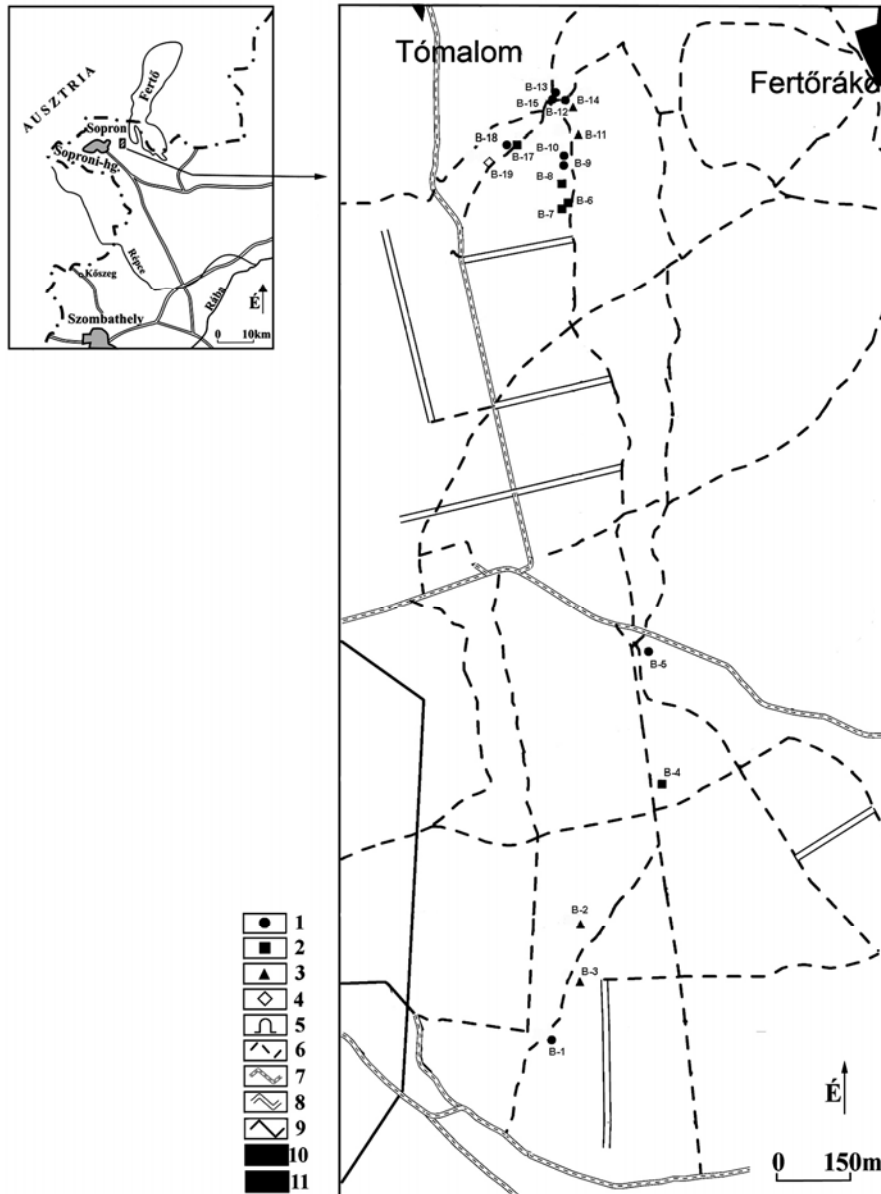
Lithothamnium ramosissimum Reuss mészalga szolgáltatta. A mészalga fenéki gyepszőnyegei a hullámverés áldozataul estek, összetöredeztek, és ez a törmelékanyag a mészkő felépítésében főszerephez jutott. A mészkőben és a mészhomokban gyakori az osztrigapadokat alkotó Ostrea digitalina Dubois. Nem ritkák egyéb kagylók sem, főleg különböző Pectenek (VENDEL 1972). A lajtamészkő keskeny É-D-i csapású sávban húzódik. Vastagsága mintegy 150-200 m, gyengén rétegzett, a rétegek dőlésiránya É-on 215°, délen 22°. Az általunk mért dőlésszögek nem jelentősek (20°-os értékek).

A Balfi-tönk K-nek dőlő hegyláb lépcső. Felszíne két szintre különíthető. Egy a Ny-i részén sorban elrendeződő három magaslatra (Kecskehegy, Pinty-tető és egy névtelen magaslat), amelyek környezetük fölé legfeljebb néhányszor 10 m-rel emelkednek. E magaslatokat fogja közre egy 200 m-nél alacsonyabb sík térszín. Ez utóbbit a tönk K-i és É-i részén tagolja néhány rövid, sekély és széles, száraz völgy. Előzőek K-Ny-i csapásúak és regressziósak (esetleg regressziós-epigenetikus), utóbbiak csapása É-D irányúak és epigenetikus, vagy deráziós eredetűek lehetnek.

A tönk területéről a Tómalmi-dombról és a Pinty-tető környékéről írnak le karsztosodást (KOTSIS 1940, BULLA 1964, KÁRPÁT-ÁDÁM 1975). KOTSIS (1940) szerint a karsztformák felszakadt barlangok és dolinák.

2. Kutatási módszerek

- Terepbejárások során beazonosítottuk a felszíni, lefolyástalan (és így karsztszerűnek tekintett) formákat, amelyeket 1:5000 méretarányú, áttekinthető térképen ábrázoltunk és mutatunk be (1. ábra).
- A B-2 mélyedésrendszerről felméréssel 1:500 méretarányú domborzatrajzi térképet készítettünk.
- A mélyedésrendszer és képződményeinek bemutatása, valamint kialakulásának értelmezése céljából e mélyedésrendszer morfológiai felmérését is elvégeztük. A felmérés adatainak felhasználásával a domborzatrajzi térképet morfológiai térképpé fejlesztettük (2. ábra). Ez utóbbi térképhez speciális jelkulszrendszert fejlesztettünk ki. Ezt a mélyedésrendszer és képződményeinek viszonylag kis mérete, sajátos morfológiája és genetikája tette szükségessé.
- A kőzet üregesedtségét a mélyedésrendszer területén, ill. peremén VESZ szondázással vizsgáltuk. Az üregesedtség vizsgálatára a mélyedésrendszer kialakulásának értelmezése miatt volt szükség.

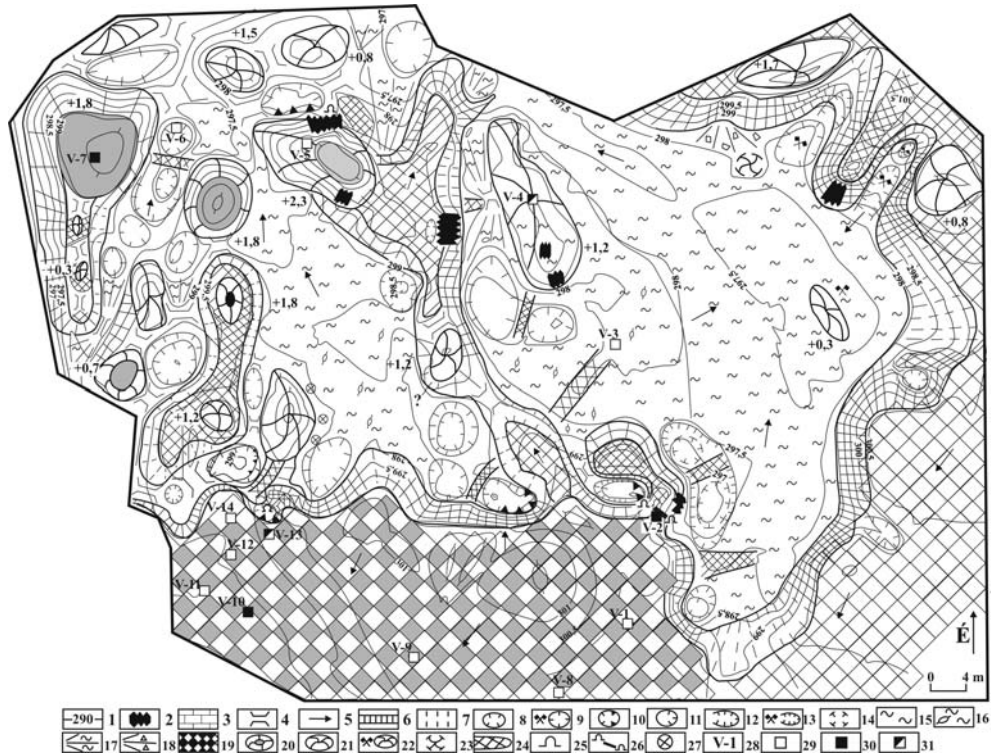


1. ábra: Karsztszerű formák a Balfi-töncön

Jelmagyarázat: 1. kisméretű egyszerű mélyedés, 2. kisméretű összetett mélyedés, 3. nagyméretű összetett mélyedés, 4. kisméretű összetett mélyedés csoportosan, 5. barlang, 6. földút, 7. műút, 8. nyiladék, 9. villanyvezeték, 10. vízfelület, 11. település

Fig. 1: Karst-like forms on the Balfi-töncön

Legend: 1. small-sized simple depression, 2. small-sized complex depression, 3. great sized complex depression, 4. group of small-sized complex depression, 5. cave, 6. dirt road, 7. high road, 8. path, 9. electric cable, 10. lake, 11. village



2. ábra: A Balfi-tönk B-2 jelű mélyedésrendszerének morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. kőzetkibúvás, 3. köfal, 4. nyereg, 5. felszín dőlése, 6. meredek lejtő, 7. lankás lejtő, 8. zárt, lankás oldalú, természetes eredetű mélyedés, 9. zárt, szimmetrikus, lankás oldalú, átalakított mélyedés, 10. zárt, aszimmetrikus, meredek oldalú, természetes eredetű mélyedés (aszimmetrikus szakadéktöbör), 11. zárt, aszimmetrikus, lankás oldalú természetes eredetű mélyedés, 12. majdnem zárt, lankás oldalú, természetes eredetű mélyedés, 13. majdnem zárt, lankás oldalú, átalakított mélyedés, 14. belső, zárt, lankás oldalú, természetes mélyedés, 15. kis lejtésű sík felszín, 16. kisebb halmokkal tagolt, kis lejtésű sík felszín, 17. magaslatok közti legfeljebb 10°-os dőlésű felszín, 18. törmelékkúp, 19. határoló sík térszín, 20. sík tetejű, körkörös kiemelkedés, magaslat (magassága méterben), 21. körkörös, nem síktetejű kiemelkedés, magaslat (magassága méterben), 22. mesterséges eredetű magaslat (magassága méterben), 23. kisebb méretű, nem térképezett kiemelkedés, 24. kúszób, 25. barlang, 26. átjáró barlang, 27. járat, 28. VESZ mérés azonosító jele, 29. a VESZ mérési helynél üreg nem valószínűsíthető, 30. a VESZ mérési helynél üreg valószínűsíthető, 31. a VESZ mérés nem egyértelműen értelmezhető

Fig. 2: Morphology map of B-2 marked depression system of the Balfi-tönk

Legend: 1. contour line, 2. rock on the surface, 3. stone-wall, 4. saddle, 5. dip of the surface, 6. steep slope, 7. gentle slope, 8. close, naturally originated depression with gently slope, 9. close, man-made depression with gently slope, 10. close, asymmetrical naturally originated depression with steep slope (asymmetrical collapse doline), 11. close asymmetrical naturally originated depression with gently slope, 12. almost close, naturally originated depression with gently slope, 13. almost close, man-made depression with gentle slope, 14. internal, close, naturally originated depression with gentle slope, 15. planar surface, with small dip, 16. planar surface with small dip which is dissected with small mounds, 17. surface between mounds and its dip is 10° at most, 18. alluvial fan, 19. planar surface which borders the depression system, 20. circular mound whose roof is planar (its altitude is in metres), 21. circular mound whose roof is not planar (its altitude is in metres), 22. natural mound (its altitude is metres), 23. small-sized mound, which was not mapped, 24. ridge, 25. cave, 26. passable cave, 27. pit, 28. the mark of the VESZ measuring, 29. cave is unlikely at the place of the VESZ measuring, 30. cave is likely at the place of the VESZ measuring, 31. the VESZ measuring cannot be interpreted undoubtedly

3. A B-2 mélyedésrendszer és morfológiája

A tönkön 19 db lefolyástalan formát különítettünk el, amelyek két helyen csoportosulnak (Tómalmi-domb környékén és a Pinty-tetőtől délre). Ezeknek három változata különböztethető meg: kis méretű egyszerű mélyedés, kis méretű összetett mélyedés (az ilyen mélyedések több részmélyedésre különülnek) és a nagyobb összetett mélyedések. Ez utóbbiak több száz méter átmérőjük is lehetnek, morfológiájuk változatos (pl. belsejüket kiemelkedések és mélyedések tagolják). A B-2 mélyedésrendszer ez utóbbi változatba tartozik. Jellemzését a morfológiai térkép (2. ábra) felhasználásával végezzük el.

A B-2 mélyedésrendszer a K vonal turistaúttól Ny-ra elhelyezkedő, kissé K-Ny-i irányban megnyúlt rendszer, amelynek képződményei É-D-i irányultságot mutatnak. É-i irányból kapcsolódik hozzá a Szárhalmi-kőfejtő. Formaelemei közt említhetők a lejtők, a magaslatok, a különböző mélyedések, a sík térszín, valamint a barlangok és a járatok.

Összefüggő lejtő a mélyedésrendszert félkörben övezi K-ről, D-ről és Ny-ról, míg É-i részén hiányzik. Ez a lejtő D-en a legmarkánsabb, 1-2 m magas, közel függőleges, néhol sziklás, és aszimmetrikus szakadéktöbrökkel (ld. alább) tagolt. K-i része kevésbé meredek, ÉK-en már olyan bemélyedések tagolják, amelyek valószínűleg nem, vagy csak részben természetes eredetűek (ld. alább). A Ny-i lejtőszakasz É-i irányban fokozatosan magaslatokba megy át.

A magaslatok két változata különíthető. A megnyúlt küszöbszerű formák és azok, amelyek kevésbé megnyúltak (körkörös magaslat). Ez utóbbiak lehetnek sík tetejűek, vagy lekerekítettek. Magasságuk 0,5-2,5 m közötti, átmérőjük 5-15 m közötti lehet. Előfordulnak közöttük természetes (ezek a nagyobbak) és mesterségesek (ez utóbbiak omladékhalmok). A természetes eredetűek száma: kb. 15 db. É-D-i irányban rendeződnek. Gyakran küszöbökön sorakoznak. A küszöbök kapcsolódhatnak a határoló térszínhez is. Ezek felülnézetben íves oldallejtőkkel határolt formák, amelyek íves alakja arra vezethető vissza, hogy szakadéktöbröket fognak közre. E küszöb típus mindössze 1-2 m magas, hossza is legfeljebb néhány méter. Elévésződhetnek viszonylag meredekebb lejtővel, vagy fokozatosan a határoló térszínbe simulnak (félküszöb).

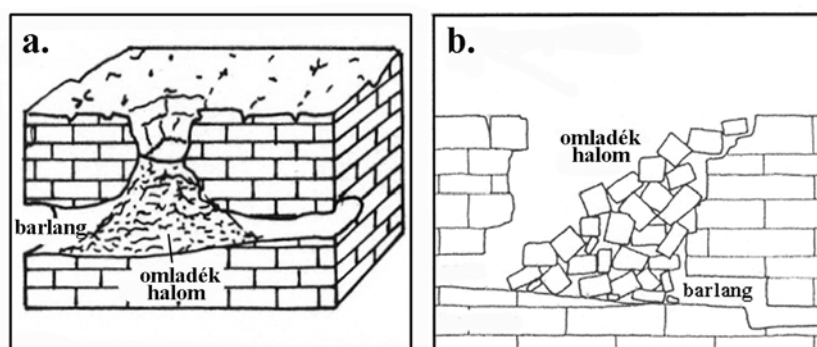
Legjellegzetesebb mélyedésformák az aszimmetrikus szakadéktöbrök, amelyek a fal peremén sorakoznak küszöbök által közrefogva. Keresztmetszetük aszimmetrikus, miután a mélyedésrendszer felől a határoló lejtő hiányzik, vagy ha nem, az kiszőlésű. Átellenes lejtőjük, amely mélyedésrendszer lejtője meredek. Hasonlóképpen meredek lehet a határoló kü-

szöbök felőli lejtőjük is. Aljzatk néha egyenetlen (az aljzaton omlási halom fordulhat elő), oldallejtőiken kisebb, néhány m-es barlangok, a határoló küszöbökön átjárók fordulhatnak elő. Átmérőjük mintegy kb. 5-10 m közötti. A mélyedésrendszer D-i és K-i lejtője mentén mintegy 8 db különíthető el.

A mélyedésrendszer területén kettő, viszonylag nagyobb kiterjedésű, sík térszín fordul elő: az egyik a közepén, a másik a K-i részén. Elsősorban ez utóbbi esetében valószínűsíthető a mesterséges eredet. Ezt bizonyítják az itt található kisebb törmelékkúpok, valamint a sekély, szabálytalan mélyedések.

A mélyedések lehetnek zártak és nyitottak. Mindkettő mélyedés típus lehet mesterséges (v. átalakított) és természetes eredetű. A mesterséges eredetű nyitott mélyedések a mélyedésrendszer lejtőjén helyezkednek el. Belsejükben törmelékkúpok és falmaradványok fordulnak elő. Elsősorban a mélyedésrendszernek a már említett ÉK-i részét jellemzik. A nyitott természetes eredetű mélyedések a kiemelkedések közti egy, vagy két irányba lejtő köztes felszínnek.

Nemcsak a zárt mesterséges mélyedések mélysége kicsi (0-1 m közötti), hanem a természetes mélyedéseké is (a 2 m-t nem haladja meg. Ez utóbbiakat is kissé szabálytalan alak jellemzi, peremeik rendszerint több ívből tevődnek össze. Azokat a mélyedéseket tekintettük mesterségesnek, amelyek peremén törmeléksánc, törmelékkúpac fordult elő.

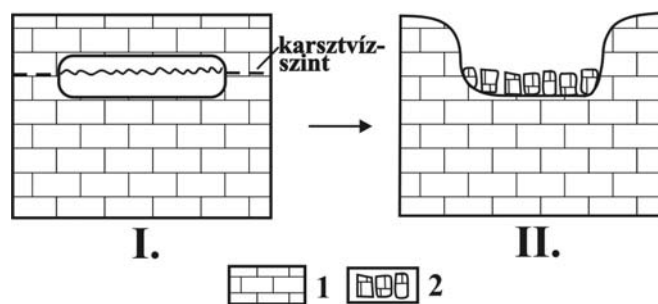


3. ábra: Szakadéktöbrök: a. JENNINGS (1985) szerint, b. WILLIAMS (2003) szerint
Fig.3: Collapse doline: a. according to JENNINGS (1985), b. according to WILLIAMS (2003)

4. A B-2 mélyedésrendszer és képződményeinek a kialakulása

Az aszimmetrikus szakadéktöbrök egykori üregek beszakadásával alakultak ki. Ezt bizonyítja, hogy meredekebb oldalfalukon barlangok, a határoló küszöbökön átjáró barlangok találhatóak. Ismert, hogy a szakadéktöbrök üre-

gek, barlangok, beszakadása során képződnek, miáltal a töbrök peremén az omlás miatt elpusztult barlangok maradványai (3. ábra) fordulnak elő (FORD-WILLIAMS 1989, WILLIAMS 2003). A B-2 mélyedésrendszerben az omlásoknak kedvez, hogy az egykori üregek a felszínhez közeli helyzetűek voltak. Ezt bizonyítja, hogy a mélyedésrendszer maradványbarlangjainak a mennyezete nem haladja meg a 2 m-t. Vékony mennyezetű, üregekből kialakuló, ezért sekély (tehát a mélyedésrendszer szakadéktöbreihez hasonlóan sekély) formákat (4. ábra) ír le VERESS (1999) a Dörgő-hegyről (Bakony-hegység). Az ilyen vékony mennyezetű beszakadásoknál nem keletkezik omladék szemben azzal, amikor vastagabb mennyezetek omlanak be. Vékony mennyezet esetén a kis méretű üreg mennyezete is beomolhat, továbbá a létrejövő mélyedés kis mélységű lesz. Tehát a szakadéktöbrök kialakulása és jellemzői (kis mélység) a beomló üregek felszín közeli helyzetével magyarázható. Az omladék elrendeződése viszonyt azzal, hogy az üreg milyen helyzetű volt, ill. azzal, hogy hol helyezkedett el a mélyedésrendszer falához képest (5. ábra).



4. ábra: Felszín közeli üreg beomlásával kialakuló szakadéktöbör (VERESS 2004)

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. omladék

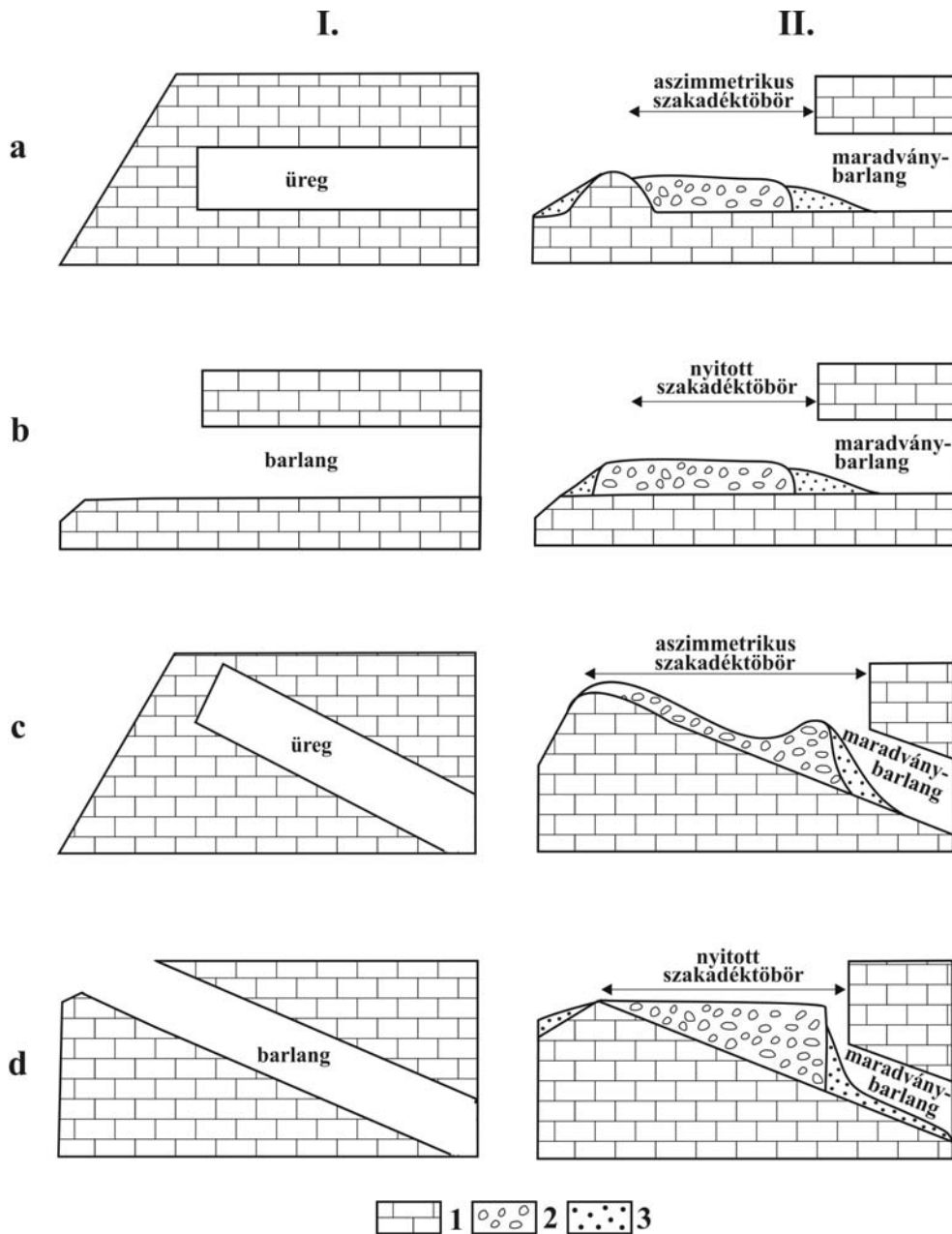
Fig. 4: Collapse doline, which develops by breakdown of surface-near cave (VERESS 2004)

Legend: 1. limestone, 2. cave debris

A napjainkban is végbemenő omladozásokra utalnak a mélyedésrendszer belsejében és peremén előforduló felnyílások.

A körkörös magaslatok, de azok a küszöbök is, amelyek a határoló térszínből ágaznak ki – miután magasságuk megegyezik a környező felszín magasságával – az omlásokból visszamaradt maradványformák. Legegyszerűbben úgy alakulhatnak ki, ha az átjárók mennyezete beomlik, ezáltal a küszöbök a határoló térszínről lefűződnek.

Mind a nyitott, mind a zárt természetes mélyedések az eredeti térszín omlásos süllyedéssel végbemenő elegyengetődéssel jöttek létre.



5. ábra: Szakadéktöbrök kialakulásának néhány lehetséges esete a mélyedésrendszer peremén
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. omladék, 3. áthalmazott anyag a-b-b.: az üreg, vagy barlang közel vízszintes helyzetű,
 c-d: ferde helyzetű üreg vagy barlang.

Fig. 5: Several cases of development of collapse dolines at the margin of depression system
 Legend: 1. limestone, 2. cave debris, 3. transported matter, a-b: cavity or cave which have nearly planar position,
 c-d: cavity or cave which is in slanting position

A mélyedésrendszert határoló lejtő a határoló térszín üregeinek omladozása során önmagával párhuzamosan eltolódva hátrál. A lejtő fentebb vázolt eredetét nemcsak az omlásokat bizonyító szakadék töbrök és barlangok bizonyítják, hanem a geofizikai vizsgálatokkal kimutatott zárt üregek a határoló térszín közeteiben.

A fenteből kiindulva a B-2 mélyedésrendszer kialakulása úgy történhetett, hogy az omlások által létrehozott lejtő D-i irányban eltolódott. Ezáltal a mélyedésrendszer horizontálisan D-i irányba terjeszkedett. Ezért a mélyedésrendszer középső és Ny-i részét tartjuk természetes eredetűnek. ÉK-i részét (és az É-t, amely már nem esik a térképlapra) viszont mesterséges eredetűnek. Az ÉK-i részen feltehetőleg mészégetőket működtettek. Az égetéshez szükséges nyersanyagot a mélyedésrendszer K-i részéről nyerheték: vagy az eredeti felszínt megbontva, vagy a mélyedésrendszer magaslatait lebányászva.

Következtetések

- A morfológiai térképezés más módszerekkel (pl. geofizikai) alkalmas lehet a tönk mélyedéseinek, mélyedésrendszereinek minősítésére, azoknak ill. egyes részeiknek kialakulásának értelmezésére.
- A B-2 mélyedésrendszer természetes (középső és nyugati része), míg a K-i részben mesterséges eredetű.

IRODALOM

- ÁDÁM L.* (1990): Fertőmelléki dombság p. 382-386. – In: Marosi S.-Somogyi S. (szerk.): Magyarország kistájainak katasztere I. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 479 p.
- BODRI GY.* (2004): Jelentés a Fertőrákostól DNy-ra (Balfi-tönk) végzett geoelektromos VESZ mérések eredményeiről – TERRATEST, Geodéziai Mérnöki Kft, Kézirat, Veszprém 7 p.
- BULLA B.* (1964): Magyarország természeti földrajza – Tankönyvkiadó, Bp. 424 p.
- FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology – Unwin Hyman, London 601 p.
- KÁRPÁT L.-ÁDÁM L.* (1975): Soproni-hegység p. 354-368 – In: Pécsi M. (szerk.) A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék – Akadémia Kiadó, Bp. 605 p.

- KOTSIS T.* (1940): Barlangok a tóalmi erdőben – Soproni Szemle 4. p. 101-105.
- VENDEL M.* (1972): Sopron város és környéke földtani felépítésének vázlatja – MÁFI Adattár, Kézirat, 16 p.
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakonyi Természettud. Kut. Eredményei 23, Bakonyi Természettud. Múzeum, Zirc, 167 p.
- WILLIAMS, P.* (2003): Dolines p. 304-310. – In: Gunn, J. (szerk.): Encyclopedia of caves and karst science, New York, London 902 p.

FELSZÍNI DENUDÁCIÓS FORMÁK ÉS GYAPJÚZSÁKBARLANGOK A VELENCEI-HEGYSÉG GRÁNITJÁBAN

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: The Velencei Mountains in Hungary are situated in the central part of Transdanubia. They are mainly composed of Paleozoic granite. The granite was intruded into the Silurian-Devonian clay formation during the Variscan orogen. It was formed a batholith. Peculiar landforms have been developed as a consequence of the 300 million years old formation and denudation of the granite block. Greater and smaller groups of tors are emerging from the saprolite covered granite ridges. The tors were formed during an earlier tropical climate as a result of the water effected weathering. These tors were exposed later, after the partialdenudation of the saprolite. The boulders of the tors are usually rounded off, forming the so called woolsacks. Between the rounded boulders, which are more or less touching one another, passable holes can be found. These are the woolsack caves. The Author gives a general overview about the formation of the mountains and presents as pseudokarstic phenomena the development of the woolsacks, with the balanced rocks and the caves amongst them.

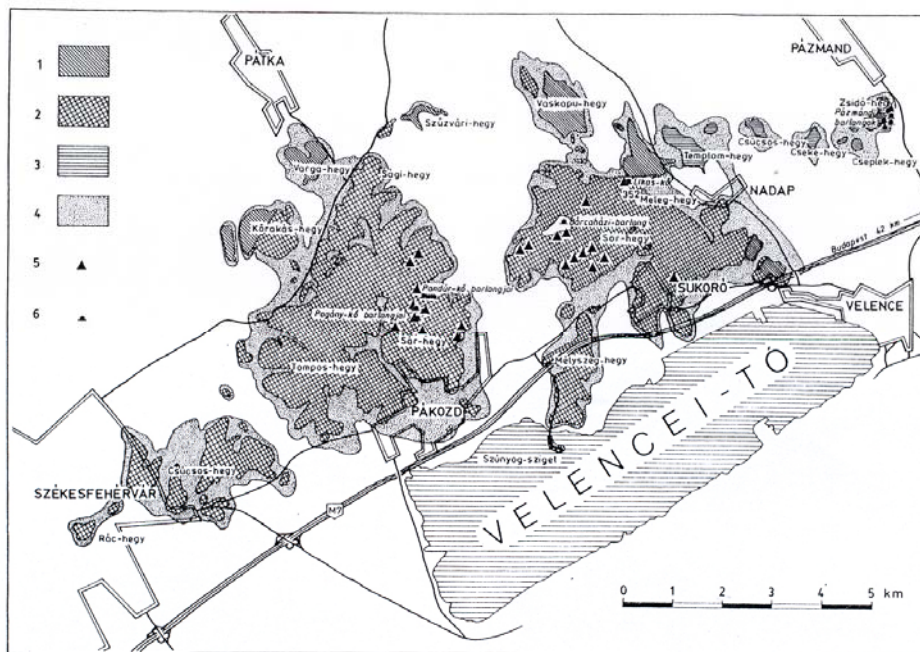
Bevezetés

A Dunántúl közepén, a Velencei-tó szomszédságában van Magyarország legkisebb, de legidősebb hegysége, a Velencei-hegység. Területe mintegy 40 km², legmagasabb csúcsa, a Meleg-hegy is csak 352 m. Felépítésében meghatározó a földtörténet ókorában keletkezett gránit. A gránit mintegy 300 millió éve tartó formálódása, lepusztulása sajátos felszíni formák kialakulásához vezetett. A változó vastagságú málladéktakaróba burkolózó gránithátakból kisebb-nagyobb csoportokat alkotó kőhalmok bontakoznak ki. A kőhalmok tömbjei többnyire lekerekített gyapjúsákokat és ingőköveket alkotnak. Az egymással többé-kevésbé még érintkező kerek kőtömbök között járható üregek is lehetnek, ezeket nevezik gyapjúsákbarlangoknak. A kicsiny Velencei-hegységben 16 barlangot ismerünk, melyek közül 8 gyapjúsákbarlang. Dolgozatunkban a hegység fejlődésének vázlata után a gyapjúsákok, ingőkövek és a köztük levő barlangok kialakulását kívánjuk bemutatni.

A Velencei-hegység kialakulásának vázlata

A hegység legősibb kőzeteinek a szilur (*JUHÁSZ* 1987) vagy devon (*KOCH* 1985) kori agyagból átalakult palákat tartják (Antónia-hegy, Varga-hegy). Az átalakulást csak részben okozta, hogy ezen agyagos rétegek közé prése-

lődött be az alsó-karbonban, a variszkuszi hegységképződés idején az a gránittömeg, mely egy batolitot alkotott - a nagyobb átalakulás a telérközetek intrúziójából származott. A gránit összetétele szerint biotitgránit. A felszín közelében megrekedt gránitbatolit kihülése közben fokozatosan zsugorodott és benne mély törések keletkeztek (KOCH 1985, PÉCSI-ÁDÁM 1988).



1. ábra: A Velencei-hegység földtani térképe Jantsky (1953) után
 Jelmagyarázat: 1. fillit, 2. gránit, 3. andezit, 4. lejtőtörmelék, 5. kőhalom, 6. barlang
 Fig. 1: Geological map of the Velencei Mountains after Jantsky (1953)
 Legend: 1. phillit, 2. granite, 3. andesite, 4. derbis, 5. tor, 6. cave

A törésekbe aztán (valószínűsíthetően a felső-karbonban) a fejlődés következő, utómagmás szakaszában újabb izzó magma nyomult. Első fázisban gránitporfir (Pogány-kő, Sor-hegy), aztán pegmatit (Gécsi-hegy), majd aplit (Sár-hegy, Mélyszeg-hegy), legvégül a már csak savanyú kovasavból álló kvarc (Meleg-hegy), valamint a pneumatolitos és a hidrotermális ércesedést okozó oldatok (JANTSKY 1953, 1957). Az utómagmás telérképző folyamatok befejeződése után hosszabb idő elteltével, az eocénben jelentkezett a hegységnek csak a keleti részére korlátozódó andezitvulkanizmus. A hegység tönkösödése több szakaszban történt a permtől a felső-pannonig, de legszámottevőbb a miocénben volt (PÉCSI-ÁDÁM 1988). A miocén tön-

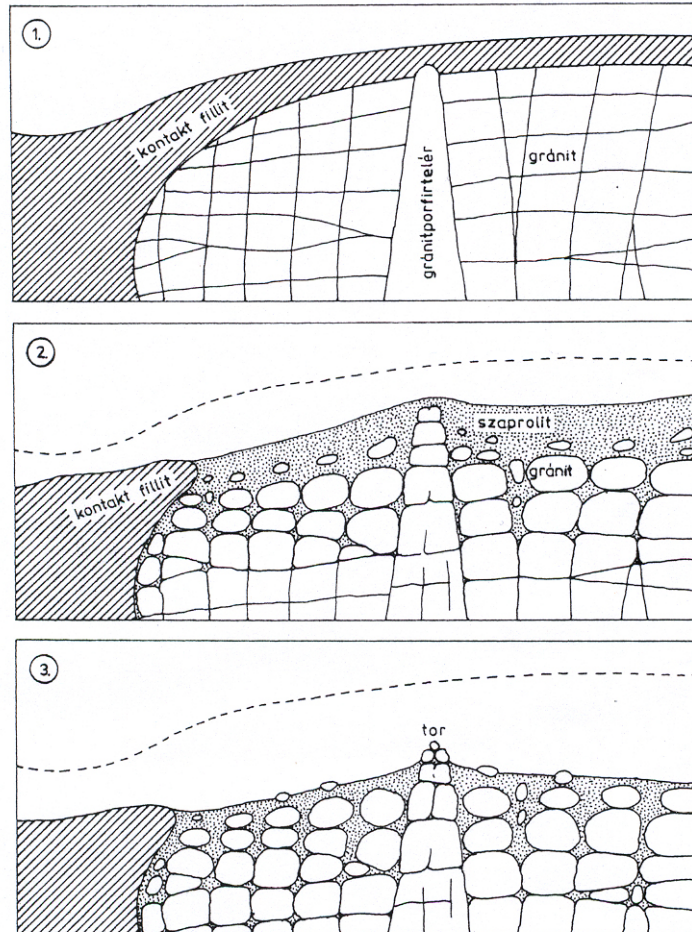
kösödés idején több rögre szakadt a korábban egységes gránittömzs, lepusztult róla a fedő palás réteg, aztán a trópusi klímán elkezdődött a gránit felszín alatti elbomlása, majd később felszíni denudációja.

A szárazföldi felszínalakulás aztán a felső-pannonban szakadt meg, amikor tenger alá került a terület. A pleisztocénben aztán ismét kiemelkedett és ekkor nemcsak a pannon rétegek pusztultak le róla, hanem a denudációt a korábbi kőzetek is elszenvedtek, exhumálva az ellenállóbb kőzetű telérek fejét. Ez a kitakarózás még napjainkban is tart (*1. ábra*).

A gránit felszín alatti lepusztulása

A jelenlegi gránitfelszín alakulása már akkor elkezdődött, amikor az még fedett állapotban volt. A gránittömzs a lehülés, a kéregmozgások hatására, ásványszerkezetéből adódóan a tér mindhárom irányába sűrűn töredezetté vált. A repedésekbe mind alulról, a magmakamra felől, mind felülről, a csapadékeredetű víz (illetve vizes oldatok) mélyen képes behatolni. A felszín alakulásának szempontjából fontosabb a repedésekbe felülről behatoló víz, ezért az alulról támadó, berezitesedést okozó hidrotermális hatásról itt most nem térünk ki. A talajon és a fedőkőzetek (fillitek) maradékán át beszivárgott víz a repedések felületén hidrolízisesen mállasztotta a gránit földpátjait, csillámjait. A víz hidrogénionjai többlépcsős reakciókban helyettesítették az előbb említett ásványok káliumionjait. A keletkezett finom elbomlási maradék (agyagásványok, hidroxidok, kolloid kovasavak) a szivárgó vízzel távozott. A kvarcsemcsék és a gránit egyéb kevésbé oldódó összetevői pedig felhalmozódtak. A miocéntől napjainkig felgyűlt málladéktakaró helyenként 10-30 m vastagságú (*2. ábra*). A gránit szerkezeti törései mentén a mállás által egyre tágasabb rések alakultak. A gránitkockák lapjait a mállasztó hatás egy irányból támadta, míg a csúcsokat három irányból érte a támadás, így annak hatása is többszöröse lett mint a lapok közepén, ezáltal aztán lassacskán kikerekedtek a tömbök (*1. kép*). A biotitgránit elbomlása erőteljesebb volt, mint az ettől eltérő összetételű telérekőzeteké, ezért az mélyebben is mállott ki. A szelektív mállás eredményeként meglehetősen szabálytalan mélységű és formájú málladéktakaró (szaprolit) alakul ki a grániton (*BUTZER 1986*), és így a Velencei-hegységben is. A pleisztocénben elkezdődött jelentős kiemelkedés következtében így a lepusztuló málladéktakaró alól már a miocénben kialakult repedéshálózattal és kőtömbökkel rendelkező telérek fejei bontakoztak ki (*PÉCSI-ÁDÁM 1988*). A Velencei-hegységnek ez a fajta lepusztulása erős hasonlóságot mutat a *BÜDEL (1957)*, a *THOMAS (1974)* és mások által is leírt trópusi felszínfejlődéssel,

így arra kell következtetnünk, hogy a hegység meghatározó lepusztulása főleg a miocénből ismert szemitropikus éghajlat idején játszódott le.



2. ábra: A Velencei-hegység gránitjának lepusztulása
 Jelmagyarázat: 1. A gránitbatolith kihülési repedezettsége, 2. A gránittömbök mállásos lekerekedése és a szaprolitképződés, 3. A szaprolit lepusztulásával felszínre kerülnek a kőtömbök
 Fig. 2: Denudation of the granite in the Velencei Mountains
 Legend: 1. Cooling cracks of the granite batholith, 2. Rounding of the granite boulders by the chemical weathering and saprolite development, 3. The tors are emerging after the denudation of the saprolite



1. kép: Lekerekített sarkú gránittömbök
Picture 1: The corners of the granite boulders are rounded

Felszíni denudációs formák

A Velencei-hegység jellegzetes felszínformái a kisebb-nagyobb csoportokat alkotó kőhalmok, morfogenetikai szakkifejezéssel: "tor"-ok (2. kép), melyek leglátványosabb darabjai a gyapjúzsákok és ingókövek. Ezek a málladéktakaró részbeni lepusztulása után a gránitporfir- és a kvarctelérek felszínre került részéből alakultak. A telérek kőzetanyaga a felszín alatti, ún. szapolitos mállásnak jobban ellenállt — bár ezek is tömbökre, sőt lekerekített tömbökre váltak — így a törmeléktakaró alsó határa egyenetlenné vált. A pleisztocéntól napjainkig tartó kitakarózás során elsőként a kipreparálódott telérek kerültek a napvilágra.



2. kép: A Pandúr-kő a Velencei-hegység legnagyobb kőhalma
Picture 2: The Pandúr-kő (Gendarma Rock), the largest tor of the Velencei Mountains

A tömbök elkülönülése a felszínen is folytatódott, illetve folytatódik ma is. Az egymás melletti tömbök közül és a kőzetfelszín réseiből a mállási törmelék kitakarítódott. Ezáltal a hőmérsékletingadozás okozta aprózódás számára lett hozzáférhető a tömbök felszíne. A hőmérsékletingadozás okozta aprózódás egyrészt a kőtömbök felszínéről pattintott le vékony rétegeket, másrészt a résekben fagyrepszertést okozott. Az aprózódás során keletkezett "sebek" friss, üde kőzetfelszínt adtak, melyeken a földpátok és csillámok hidrolízises elbomlása ismét lendületbe került. A felszínen történő aprózódás és mállás tehát tovább gömbölyítette a kőtömböket. A tömbök és a törmelékfelszín érintkezésénél az erőteljesebb szaproliit mállás alávájásokat, lábazati mélyedéseket okozott. Ez az alávajás szélsőséges esetben akár a tömb teljes lefűződéséhez is vezethet (BUTZER 1986, TWIDALE 1984).

A felszín alatt (kriptogenetikusan) preparálódott, majd exhumálódott torok jelentős része gyapjúzsákokká és ingókövekké vált. A gyapjúzsákok egyedül vagy csoportosan álló, nagyméretű (több méteres), többnyire mállással alakult kerekded kőtömbök. A helyben maradt ingókövek olyan kerekded (gyapjúzsákos) vagy szögletes kőtömbök, melyek környezetük lepusztulása után maradtak vissza és csak kis (olykor csupán néhány négyzetcentiméter) területen vannak alátámasztva (3. kép). Velencei-hegység gyapjúzsákjain és ingókövein néhány esetben lefelé futó barázdákat (rilleket - 4. kép) és se-

kély madáritatókat (gnammákat - 5. kép) találunk. Ezeknek a keletkezése még nem teljesen tisztázott, de valószínűleg komplex (lúgos oldódás, felszín alatti és felszíni mállás, erózió stb.) módon alakultak (ESZTERHÁS 1999, TWIDALE 1984) és akár pszeudokarsztos jelenségeknek is tekinthetjük.



3. kép: Élére állott "Kocka" a Pogány-kőn
Picture 3: On the edge placed "Cube" at Pogány-kő (Pogan Rock)



4. kép: A gyapjúzsákok felszínén olykor rillek keletkeznek
Picture 4: On the surface of the woolsacks occasionally rills are occurring



5. kép: A Velencei-hegység gránittömbjein csak fejletlen madáritatókat találunk
Picture 5: Only undeveloped gnammas can be found on the granite boulders of the Velencei Mountains

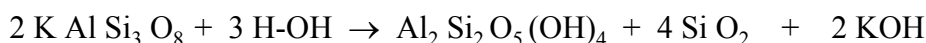
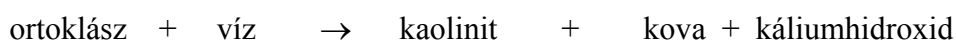
A Velencei-hegységben mintegy 400 gyapjúsákot és ingókövet számoltak össze (PÉCSI-ADÁM 1988). Ezek leginkább a telérekkel sűrűn átjárt helyeken (Tompos-hegy, Sár-hegy, Pogány-kő, Sor-hegy, Csöntör-hegy stb.) található. A látványosabb torjelenségeknek saját elnevezésük is van, így a Pogány-kőn: az Oroszlán-kő, a Kocka, az Iker-kő, a Gömb-kő, a Kutyafej-kő, a Szfinx, a Vizilófej-kő és a legnagyobb, a Pandúr-kő, - a Sár-hegyen: a Gomba-kő, a Kis-Cipó, - a Sor-hegyen: a Medve-kő, - a Meleg-hegyen: a Likas-kő stb. (HOLÉNYI 1969, 1971).

Gyapjúsákbarlangok

A Velencei-hegység gránitmódosulatai közül csak a gránitporfirban ismerünk barlangokat. Ezek mindegyike gyapjúsákbarlang. A gyapjúsákbarlangok a gránitbarlangok genotípusai közül a mállás által keletkezett barlangok közé tartoznak, bár alárendelten az aprózódás hatása is megfigyelhető bennük (ESZTERHÁS 1994, STRIEBEL 1995, VAQUEIRO 1999). Egyébként további barlangok vannak még kvarcitban, hidrokvarcitos andezit-agglomerátumban és löszben is.

A gyapjúsákbarlangok keletkezése két egymást követő fázisban történik:

1. *Rejtett vagy kriptogenetikus fázis* Ez a gránit felszín alatti hidrolízises elbomlásához kapcsolódik (BUTZER 1986). A gránit struktúrájából adódó repedéshálózatába beszivárgó víz molekulái a sajátos miliőben ionokra esnek. A víz hidrogénionjai pedig a kőzetalkotó földpátok, csillámok káliumionjait helyettesítve azokat a víz által mozgatható, finom málladékká (agyagásványok, kolloidális kovasav) és tovább oldható hidroxidokká bontják (BUTZER 1986, TWIDALE 1984). Például egy tipikus, de egyszerűsített egyenlet a többféle reakció közül:



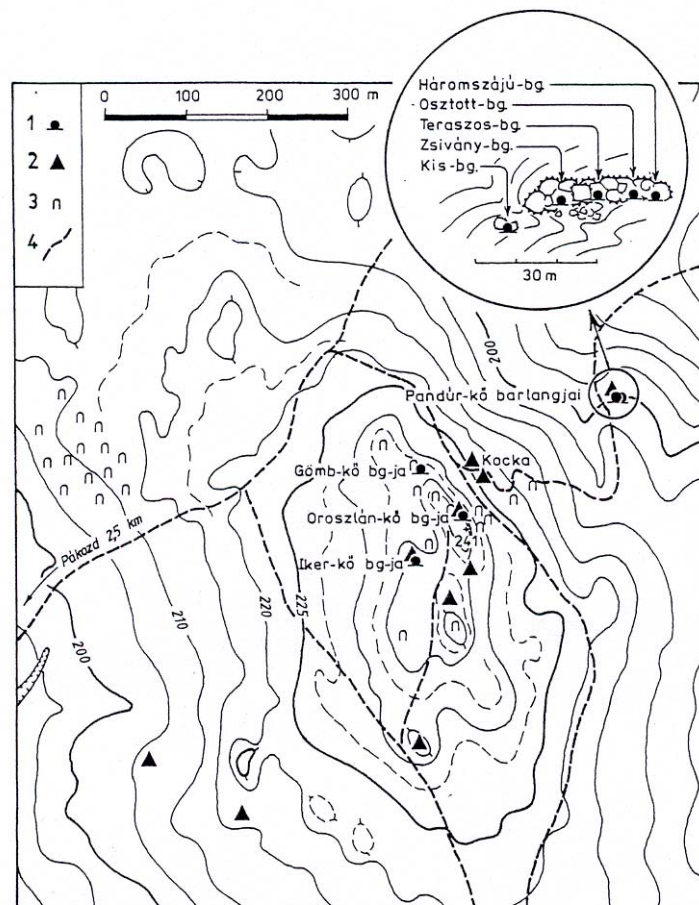
Az első fázisban a gránit elbomlásának mértéke felülmúlja a keletkező málladékok elszállításának mértékét, így a szapolit fokozatosan gyarapodik. A repedések egyre szélesebb résekké válnak, de a gránit közeit a mállásnak ellenálló kvarc szemcsék és a mállási maradék laza tömege tölti ki, és felette is jelentős (10-30 m vastag) szapolitréteg van. Tehát a majdnem készre alakult barlangok "várják" bejárhatóvá válásukat.

2. *A látható vagy fanerogenetikus fázis* Felgyorsul a szapolitréteg lepusztulása, ennek mértéke nagyobb lesz, mint a gránit elbomlásáé, így a lassacskán fogyó törmelékréteg felszínén kibújnak a kőtömbökre mállott torok. A torok gyapjúsákjai közül is kiürül a kőzetdara és bejárhatóvá válnak a barlangok. Napvilágra kerülésük utáni fejlődésükben is számolhatunk még az elbomlásos mállással, de érvényesül már a hőingadozás miatti aprózódás is. Ez utóbbi hatására kőzetlemezeké válnak le a barlang faláról, melyek az aljzaton halmozódnak fel.

A gyapjúsákbarlangok erősen hasonlítanak a törmeléksbarlangokhoz, de míg ez utóbbiak az elmozdult kőtömbök közé zárt üregek, addig a gyapjúsákbarlangok falát alkotó kőtömbök a helyükön maradtak, csak a környezetük pusztult le. Falaik többé-kevésbé domborúak a gömbformájúra mállott kőtömbök miatt. Mivel több kőtömb veszi őket körül, így a külvilág felé több nyílásuk is lehet, de ezek nem mindegyike járható. Méretük és belső terük elrendeződése változó. A Velencei-hegységben van 2 m-es egyszerű átjáró (Gömb-kő barlangja) és van 14 m hosszú, 4 bejáratú, több ablakú, emeletes térlabirintus (Zsivány-barlang).

A Velencei-hegység gyapjúsákbarlangjai

Valamennyi gyapjúsákbarlang a Pákozd községtől 2 km-rel északra levő Pogány-kőn (241 m) található (3. ábra). Ezek gránitporfirből álló kisebb gyapjúsák-csoportokban, vagy gyapjúsákok alkotta nagyobb torban vannak (ESZTERHÁS 1994, ESZTERHÁS-SZENTES 2004).

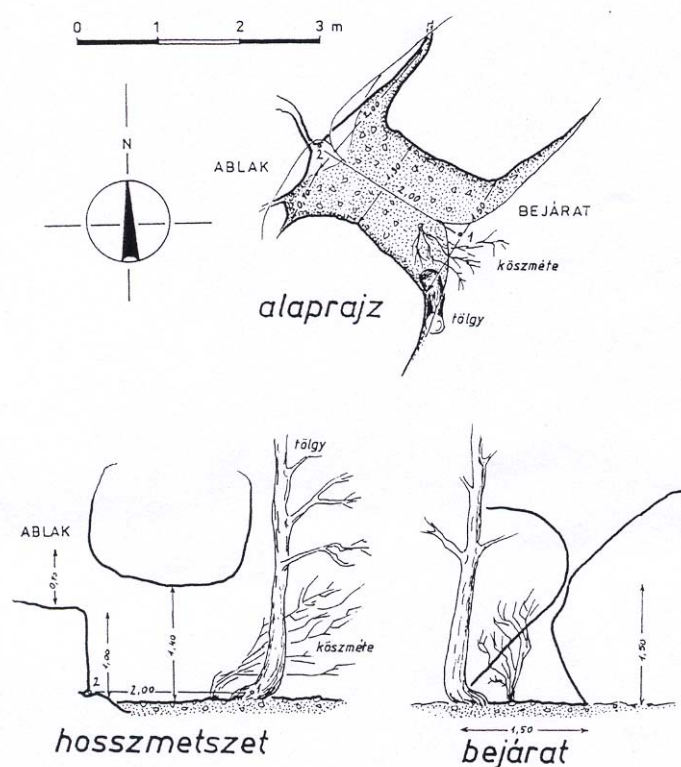


3. ábra: A Pogány-kő kőhalmi és gyapjúsákbarlangjai
 Jelmagyarázat: 1. gyapjúsákbarlang, 2. nagyobb tor, 3. kisebb gyapjúsák, 4. földút
 Fig. 3: Tors and woolsack caves of the Pogány-kő (Pogan Rock)
 Legend: 1. woolsack cave, 2. bigger tor, 3. smaller woolsack, 4. unpaved road

1. Iker-kő barlangja — Magányosan álló, hármas osztatú gyapjúsákból egy bejárattal nyíló barlang. Csak a főágba lehet 2,10 m hosszan bekúszni, a további járhatatlanul szűk rések a szikla túloldalára nyílnak.

2. *Oroszlán-kő barlangja* — A hegy csúcsán levő látványos tort átlyukasztó, kétbejáratú barlang. A 3,70 m hosszú főjárata kúszva járható, mellyel párhuzamosan egy alacsonyabb "oldalhajó" is fut. Alján törmelék és szemét van.

3. *Gömb-kő barlangja* — Három egymáshoz simuló gyapjúzsák alatt van. Háromszög formájú bejáratát 2,00 m hosszú, 1,30 m széles, 1,50 m magas fülke követi, amely hátul egy széles ablakkal rendelkezik. Alját vastagnak tűnő törmelék alkotja (4. ábra).

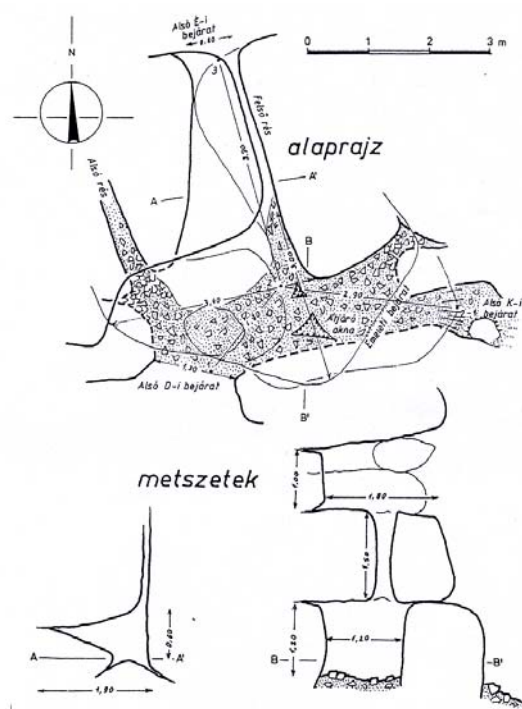


4. ábra: A Gömb-kő barlangjának térképe
Fig. 4: Survey of the Cave of Gömb-kő (Spherical Rock)

4. *Háromszájú-barlang* — A Pogány-kő északi oldalában, 200 m tengerszint feletti magasságban van a hegység legnagyobb, leglátványosabb torja, a kb. 35 m hosszú, 5-8 m széles és 13 m magas Pandúr-kő. A gyapjúzsákok alkotta kőhalomban öt egymástól független átjáróbarlang található. A keleti oldalon van a 4,40 m összhosszúságú, állva járható Háromszájú-barlang. A falait alkotó kerek kőtömbökön kívül aljának törmelékén is vannak nagyobb gömbölyű kövek (6. kép).



6. kép: A Háromszáju-barlang északi bejárata
 Picture 6: The northern entrance of the Háromszáju (Three-mouthed) Cave



5. ábra: A Zsivány-barlang térképe
 Fig. 5: Survey of the Zsivány (Bandit) Cave

5. *Osztott-barlang* — A Pandúr-kő keleti végétől számított második barlang. Voltaképp 2-2 egymással szembenező nyílás közötti ikerbarlang. Teljes hossza 7,80 m. Alját és mennyezetét is lekerekített kőtömbök alkotják.

6. *Teraszos-barlang* — A Pandúr-kő középső barlangja, melyet egy többosztatú átjáró és ennek déli része fölé nyúló ereszt alkot. Hossza 5,50 m, szélessége 4,30 m és 1,00 m között változó.

7. *Zsivány-barlang* — A Pandúr-kő nyugati felében levő, 4 bejáratú, több ablakú, emeletes labirintust alkotó barlang. Alsó szintje egy T-alaprajzú, 9,60 m hosszú folyosó, a felső szintje egy 3,00 m-es terasz, melyet az alsó szinttel egy 1,50 m-es akna köt össze. Átlagos magassága 1,20 m. Mind az alsó, mind a felső szinthez csatlakoznak még járhatatlanul szűk, de magas és hosszú rések (5. ábra).

8. *Kis-barlang* — A Pandúr-kő fő tömegétől valamivel nyugatabbra, egy különálló kisebb sziklacsoport található. Ebben van a 2,50 m hosszú, 1,00 m széles és ugyanilyen magas, kétbejáratú átjáróbarlang. Alját besodort kőtörmelék alkotja.

Összefoglalás

A gránit lepusztulása és az azon előforduló denudációs jelenségek kifejlődése az üledékes kőzetek alakulásával összehasonlítva, sokkal hosszabb időt vesz igénybe, mert kőzetalkotó ásványai és azok struktúrája mind a fizikai, mind a vegyi lebontó hatásoknak jobban ellenállnak. A gránit kihülése során egy sajátos, rácsszerkezetű repedésrendszert hoz létre. A repedésekbe került víz fejt ki a leghatékonyabb kőzetbontást, elbontja a gránit ásványainak egy részét, így kerek kőtömbökre választja a kőzetet, sok mállási maradékot felhalmozva. Tehát a gránit lepusztulásában a leglényegesebb összetevő a víz felszín alatt kifejtett mállasztó hatása. A törmeléktakaró lepusztulásával táruznak fel a víz munkájának produktumai; a gyapjúsákok és ingókövek alkotta kőhalmok, melyek közei között alkalmasint járható méretű üregek, a gyapjúsákbarlangok vannak. A bemélyedésekkel cizellált gyapjúsákokat, ingóköveket és a köztük levő barlangokat egy pszeudokarsztos fejlődés eredményének is tekinthetjük.

IRODALOM

BUTZER, K. W. (1986): A földfelszín formakincse - Gondolat Kiadó, Budapest 519 p.

BÜDEL, J. (1957): Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen - Zeitschrift für Geomorphologie I. Band, Bonn p. 201-288

- ESZTERHÁS I.*(1994): A Velencei-hegység barlangjai - Lychnis, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Kapolcs p. 52-54
- ESZTERHÁS I.* (1999): Untersuchungen der Pseudokarst-Sandsteinvertiefungen - Mitteilungsheft der Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Jg. 15. Hemsbach 23 p.
- ESZTERHÁS I. - SZENTES Gy.* (2004): A List Non-karstic Caves in Hungary - [http://:geogr.elte.hu/nonkarstic](http://geogr.elte.hu/nonkarstic)
- HOLÉNYI L.* (1969): Velencei-tó, Velencei-hegység útikalauz - Sport Kiadó, Budapest, 250 p.
- HOLÉNYI L.* (1981): Gerecse, Vértes, Velencei-hegység útikalauz - Sport Kiadó, Budapest 365 p.
- JANTSKY B.* (1953): A Velencei-hegység földtani és közettani viszonyai - MÁFI Évi Jelentése az 1950-es évekről, Budapest p. 79-82
- JANTSKY B.* (1957): A Velencei-hegység földtana - Geol. Hung. Ser. Geol. 11. kötet, Budapest p. 3-166
- JUHÁSZ Á.* (1987): Évmilliók emlékei - Gondolat Kiadó, Budapest 511 p.
- KOCH S.* (1985): Magyarország ásványai - Akadémiai Kiadó, Budapest 562 p.
- PÉCSI M. - ÁDÁM L.* (1988): A Vértes - Velencei-hegység p. 90-311 – In: Pécsi M. (szerk.) Dunántúli-középhegység B - Akadémiai Kiadó, Budapest 494 p.
- STRIEBEL, T.* (1995): The Genetic Classification of Some Types of Non-karstic Caves - Proceedings of International Working Meeting Preserving of Pseudokarst Caves, Rimavska Sobota - Salgótarján p. 46-57
- THOMAS, M. F.* (1974): Tropical Geomorphology: A Study in Weathering and Landform Development in Warm Climates - London, New York 332 p.
- TWIDALE, C. R.* (1984): So-Called Pseudokarst in Granite - Boletín Soc. Venezolana Espeleológica No. 21. Caracas p. 3-12
- VAQUEIRO, R. M.* (1999): The Hercynial Granitical Caves in the Province of Pontevedra - Proceedings of the VIIth International Symposium Pseudokarst, Arad-Moneasa p. 39-47

NEMZETKÖZI ÁTTEKINTÉS A KARSZTOK SÉRÜLÉKENYSÉ- GÉNEK MINŐSÍTÉSI MÓDSZEREIRŐL

LÓCZY DÉNES

Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék
7624 Pécs, Ifjúság útja 6. loczyd@gamma.ttk.pte.hu

Abstract: With aggravating human impact, the vulnerability of karst areas is an increasingly important research topic in land evaluation. In the international literature three fundamental approaches prevail: 1, mapping (GIS application); 2, parametric systems; 3, systems-based hydrological models. The paper enumerates the best-known approaches and describes and evaluates the DRASTIC and the British Columbia methods as examples.

Bevezetés

A Föld minden kontinensén megtaláljuk a sajátos természetföldrajzi feltételekkel jellemezhető karsztvidékeket (*VERESS* 2004):

1. Felszíni vízhalózatuk ritka. A mélybe jutó vizek az üregesedést segítik, a felszín rendszerint fennsíkként konzerválódik.
2. A felszínen sok, nagyrészt lefolyástalan mikroforma alakulhat ki.
3. Mivel a karsztosodás lényege az oldódás, a felhalmozódásos formák elsősorban oldatból csapódnak ki, leginkább a rés- és barlangrendszerekben, ill. azok kijárataiban.
4. A nem karsztosodó kőzettel, ill. talajjal való borítottság erősen befolyásolja a karszt fejlődését, így közvetve sérülékenységet is.

Más tájakhoz hasonlóan a karsztvidékek is változatos funkciókat tölthetnek be (*LÓCZY* 2002), így tájértékelésük is többféle megközelítésből történhet (*1. ábra*). Magyarországon is nagy hagyományai vannak, pl. a karsztok természetvédelmi (*MÓGA-HORVÁTH* 2004), talaj- és növényzeti (*HOYK* 1999), átfogó tájökölógiai (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 2002) minősítésének. A karsztvidékek többféle alkalmazott, *gyakorlati* szempontú értékelése közül a vízellátási, rekreációs, erdő- és mezőgazdasági, mérnökgeológiai jelentőségük (beépítési potenciál) alapján végzett vizsgálatokat lehet kiemelni (*HASHIMOTO et al.* 1982). A változatos lehetőségek közül a jelen tanulmány talán a legfontosabbat, a karsztvidékek sérülékenységi vizsgálatát (vulnerability assessment – *CHATWIN* 1999) emeli ki, amely a karsztok antropogén terhelésének megnövekedésével az ilyen vidékek tájértékelésének legfontosabb feladatává vált. Mivel ennek eljárásai Magyarországon még alig ismertek, s a Karsztfejlődés konferenciák témái között sem szere-

peltek, egy hazai kutatás megkezdése előtt hasznos áttekinteni a nemzetközi előzményeket.



1. ábra Karsztvidékek tájértékelésének megközelítései
 Fig. 1: Approaches to the land evaluation of karst regions

A sérülékenység fogalma

A sérülékenység az angol és a francia nyelvű irodalomban ugyan már elég egységesen értelmezett fogalom (VRBA-ZAPOROZEC 1994), de más nyelvekben (így a magyar szaknyelvben is) csak mostanában honosodik meg. A Környezet- és Természetvédelmi Lexikon új, átdolgozott kiadásában (LANG 2002) sérülékenység helyett egy más jellegű fogalom, a „talajok környezeti érzékenysége” szerepel. Bár a szerzők hangsúlyozzák a pontos definíció szükségességét, ebben a témakörben mégsem fogalmazznak következetesen. A legutóbbi évekig hasonló volt a helyzet külföldön is. Egy mértékadó német tájértékelő monográfia (BASTIAN-SCHREIBER 1999) sem említi meg a sérülékenységet, szintén csupán „káros hatásokra való érzékenységgént” (Empfindlichkeiten gegenüber Beeinträchtigungen) írja körül.

A szűkebb értelemben vett sérülékenységi vizsgálatoknak nem célja, hogy megállapítsák, milyen mértékű a szennyeződés kockázata, hiszen az utóbbi összetettebb fogalom. A sérülékenység (vulnerability) csupán arra vonatkozik, hogy bizonyos külső hatás (elsősorban valamilyen szennyeződés) könnyen terjed-e a rendszerben, milyen mértékű károkat okoz a vizsgált közegben. A veszélyforrás (hazard) fogalma arra vonatkozik, milyen fajta és mértékű ez a hatás. A sérülékenységi térkép azt mutatja be, hogy az érintett népesség vagy környezet mennyire érzékeny a szóban forgó veszélyforrásra, a kockázattérkép (risk map) pedig számszerűsíti annak a valószínűségét, hogy valamilyen típusú és intenzitású, kárt okozó esemény be is következik (McCALL-MARKER 1989). Magát a kockázat mértékét (R) a veszély valószínűségéből (H), a sérülékenységből (V) és a veszélyeztetett elemekből (E) számítják ki (VARNES-IAEG 1984):

$$R = HVE.$$

A legegyszerűbben fogalmazva: a veszélyforrás tehát valamilyen kedvezőtlen környezeti hatás, a sérülékenység a várható következmények súlyossága, a kockázat a nem kívánatos események eshetősége, a természeti csapás, katasztrófa (disaster) pedig ezek bekövetkezése.

A karsztos vízbázisok sérülékenysége

Felvetődik a kérdés: miért érzékenyebbek a karsztok, ill. a bennük tározott vízkészlet a szennyeződésre, tehát miért sérülékenyebb, mint más vízbázisok (Kentucky Geological Survey, 2005)? A karsztok sérülékenysége az alábbiakból fakad:

1. A tározó kőzetbe víznyelőkön át részben közvetlenül jut be a csapadékvíz, nem szivárog át „talajszűrőn”.
2. Arra sincs lehetőség, hogy az esetleges szennyező anyagok a járatokban áramló vízből kiszűrődjenek, megkötődjenek.
3. A szennyező anyagok mozgását nem lehet olyan könnyen megfigyelni, mint a felszíni vízfolyásokban.
4. Terjedési pályáik nem állapíthatók meg egyszerűen a felszín domborzatából.
5. A karsztos víztározóban jóval gyorsabban áramlik a víz, mint a szemcsés tározókőzetben, ezért havária esetén kevés idő van az érintett felhasználók riasztására.
6. A vízvezető járatok összetartó rendszert alkotnak, ezért a szennyeződés nem oszlik el, nem hígul fel.

A fenti sajátosságoknak megfelelően a karsztok sérülékenységi értékelésére a nemzetközi szakirodalomban a más felszíneken megszokottaktól némileg eltérő módszereket javasolnak (ZWAHLEN 2003). A kiterjedt karsztvidékekkel büszkélkedhető Franciaországban, pl. már jó három évtizeddel ezelőtt hidrogeológiai és geomorfológiai térképezés segítségével tárták fel a sérülékenység területi különbségeit, és ebből a szempontból rangsorolták a karsztvidékeket (ALBINET-MARGAT 1970). A („szemcsés” és résvízartó) vízbázisok sérülékenységi vizsgálatára kidolgozott eljárásokat három csoportba szokás sorolni (I. táblázat).

1. térképezési (manapság GIS) eljárások;
2. paraméterrendszerű (analitikus) rendszerek;
3. rendszerszemléletű hidrológiai modellek.

I. táblázat
Table I.

Néhány a legismertebb sérülékenységi minősítő rendszerek közül
Major vulnerability assessment systems: a selection

	módszer	hivatkozás	jellemzők		
			talaj	hidrológiai	egyéb
térképező módszerek	BRGM	ALBINET, M. & MARGAT, J. 1970	víztározás	vadózus öv hatása; víztükör mélysége; karsztvíz jellemzői; vezetőképesség	-
	USGS	BERG, R.C. & al. 1984	szövet; fizikai, kémiai tul.	vízutánpótlás; víztükör mélysége; karsztvíz jellemzői	domborzat
	Minnesota	Geologic Sensitivity WG 1991	szövet	víztükör mélysége; karsztvíz jellemzői;	-
	AVI	STEMPVOORT, D. van & al. 1993	szövet; vízáteresztés	vadózus öv hatása; vezetőképesség	-
paraméterrendszerek	PESTANS	ENFIELD, C.G. & al. 1982	hézagterefogat; vízáteresztés; sűrűség	vízutánpótlódás	szennyeződés jellemzői
	PRZM	CARSEL, R.F. & al. 1985	telítettség	vízutánpótlódás; víztükör mélysége	-
	DRASTIC	ALLER, L. & al. 1987	szövet	vízutánpótlódás; vadózus öv hatása; víztükör mélység; karsztvíz jellemzői; vezetőképesség	domborzat; tározóközet jellege
	VULPEST	VILLENEUVE, J.P. & al. 1987	szövet; szerves anyag; hézagterefogat; vízáteresztés; sűrűség	vízutánpótlódás	növ.borítottság; szennyeződés jellemzői
	EVARISK	BANTON, O. & al. 1997	szövet; szerves anyag; telítettség; egyéb fizikai, kémiai tul.	víztükör ingadozása; vízutánpótlódás; vadózus öv hatása	növ.borítottság; hőmérséklet; domborzat

	módszer	hivatkozás	jellemzők		
			talaj	hidrológiai	egyéb
	EPIK	DOERFLIGER, N. & al. 1999	-	vadózus öv hatása	epikarszt; növényborítottság; karsztfejlettség
	SINTACS	CIVITA, M. & DE MAIO, M. 2000	szövet; víz tározás	vízutánpótlódás; vadózus öv hatása; vízűkőr mélysége; karsztvíz jellemző; vízvezetés	domborzat; lefolrás-sűrűség
modellelés	SCAM	ZAPOROZEC, A. 1985	szövet; szerves anyag; vízáteresztés; egyéb fizikai, kémiai tul.	vadózus öv hatása	-
	WISM	SCHMIDT, R.R. 1987	szövet; telítettség; vízáteresztés	vadózus öv hatása; vízűkőr mélysége	-
	GOD	FOSTER, S.S.D. 1987	szövet	vadózus öv hatása; vízűkőr mélysége; karsztvíz jellemző	-
	Minnesota Model	TROJAN, M.D. & PERRY, J.A. 1988	vízáteresztés	vízutánpótlódás; vadózus öv hatása; vízűkőr mélysége; karsztvíz jellemző	vegyi tulajdonságok, kiválások; domborzat
	SEEPAGE	MOORE, J.S. 1990	szövet; szerves anyag; vízáteresztés; egyéb fizikai, kémiai tul.	vadózus öv hatása; vízűkőr mélysége; karsztvíz jellemző	domborzat; távolság a szennyeződéshelyétől
	FAVA	ARTHUR, J.D. & al. 2005	vízáteresztés	vízűkőr mélysége; karsztvíztározó közvetlen jellemzői	domborzat; zárt felszíni mélyedések; lefolási viszonyok környezetföldtani jellemzők

Magyarországon a Keszthelyi-hegységre készült sérülékenységi vizsgálat (SZŐNYI-MÁDL-FÜLE 1998), amelyben a beszivárgásra (domborzat, vízutánpótlódás, a felszíni és a felszín alatti vizek kapcsolata, karsztüregek, vezető tektonikai elemek), a vadózus övre (talajborítás, a karsztvízűkőr mélysége, ingadozása), ill. a karsztvíztározóra vonatkozó (vízvezető képesség, vízmozgás iránya, felszín alatti vízváltások stb.) paramétereket vettek figyelembe.

Példa paraméterrendszerű eljárásra: a DRASTIC index

A szakértők számára kézenfekvőnek tűnik, hogy a karsztvidékekre olyan mutatót kell alkalmazni, amely a felszín alatti vizek sérülékenységének osztályozásában máshol már „bevált”. Annak megállapítására, hogy a rétegvizek milyen mértékben érzékenyek a különböző eredetű szennyeződésekre, a

legelfogadottabb talán a DRASTIC betűszóval jelölt amerikai módszer használata (ALLER *et. al.* 1987). Kanadában, Izraelben, Ausztráliában, majd az Európai Unió több országában is elterjedt (elsőként Portugáliában alkalmazták – LOBO-FERREIRA-OLIVEIRA 1997). Magyarországon is történtek erre kísérletek (TÓZSA 2001). A módszert nagy pórustérfogatú szemcsés, tehát nem karsztos víztartó kőzetek sérülékenységi elemzésére dolgozták ki. A hét tényezőt, amelyekből a mutató összetevődik, nem a névben szereplő betűsorrendben, hanem logikusan átrendezve érdemes tárgyalni:

- a. A helyzeti tényezőt a talajvíztükör felszín alatti mélysége (D) adja.
- b. A domborzat (T) adatait digitális terepmodellből nyerik, elsősorban a lejtés szögére van szükség.
- c. A rendszer dinamikájára utal a vízutánpótlódási faktor (R).
- d. Anyagi tulajdonságokat fejez ki a tározókőzet (az adott esetben a karsztos kőzet) jellege (A),
- e. vízáteresztése (C),
- f. a vadózus öv hatása (I) és a
- g. talajtípus (S).

Az index kiszámításakor a fenti faktorok különböző súlyokat kapnak: a D és az I 5-öt, az R 4-et, az A és a C 3-at, az S 2-t, a T pedig 1-et. A módszer karsztokra történő alkalmazásában módosításokat kell tenni. A D tényező semmiképpen sem lehet olyan jelentős, mint az eredeti változatban, hiszen szűrőhatással, a szivárgási távolsággal történő fokozatos „*lecsengésével*” nem számolhatunk, ezért a víztükör mélységét valamilyen, a karsztos vízvezető formák sűrűségére vonatkozó paraméterrel szokás helyettesíteni. Ennek a feltételnek a tükrében lehet meghatározni a C tényező valós értékét is, mivel az ebben az esetben nem tekinthető a kőzet-repedezettség és -rétegzettség egyszerű függvényének. A DRASTIC módszer előnye, hogy a földtani térképezéskor általánosan alkalmazott, s így földrajzi információs rendszerbe jól beépíthető, egyszerű, könnyen összegezhető paramétereken alapul.

Példa távérzékelés és információs rendszer alkalmazására a karsztok sérülékenységi vizsgálatában: a brit-columbiai módszer

Kanada legszebb karsztvidékei a Sziklás-hegységben, Brit-Columbia tartományban található. A tartományi Környezetvédelmi Minisztérium az 1990-es években bizottságot hozott létre a természeti erőforrások katasztrofizálására. Ebben azokra a gazdag tájértékelési hagyományokra is alapoztak, amelyek Kanadában az 1960-es évek óta alakultak ki (LÓCZY 2002). A bizottságon belül a karsztvidékek „*feltározására*” külön csoport szerveződött.

Zárójelentése (BC Ministry of Forestry 2003) világszerte az egyik legrészletesebb és legkorszerűbb módszertani dokumentum, tuajdonképpen kézikönyvként is használható. Térképezési egységenként, poligononként állapítja meg az általános sérülékenység mértékét. Először a karsztosodás mértékének jellemzésére kidolgozott paramétereket közlik (*II. táblázat*).

*II. táblázat
Table II.*

*A kanadai vizsgálatban felhasznált karsztosodási paraméterek és relatív jelentőségük. P = elsődleges jelentőségű tulajdonság (BC Ministry of Forestry 2003 nyomán, egyszerűsítve)
Karstification parameters and their relative significance in the Canadian system. P = primary property (after BC Ministry of Forestry 2003)*

<i>paraméter</i>	1.	2.	3.	4.	5.	
<i>az epikarszt fejlettsége</i>	ismeretlen (u), nem látható (n)	gyengén fejlett (s) – ritkán (>2 m-re) sekély (<0,5 m mély) oldódásos formák	közepesen fejlett (m) – közepes táv.-ban (<2 m) 0,5-1 m mély formák	jól fejlett (h) – sűrűn (<0,5 m), mély (1- 2 m) formák	erősen fejlett (i) – nagyon sűrűn (<0,25 m), mély (>2 m) formák	P
<i>a felszíni karsztfarmák sűrűsége (forma/ha)</i>	nincs megfigyelt v. feltételezett forma	kicsi (1-5)	közepes (5-10)	nagy (10-20)	igen nagy (>20)	P
<i>a felszín alatti karszt fejlettsége</i>	felszíni vízhálózat, üreg nem feltételezhető	nincs barlangbejárat, de bűvópatak van a közethatáron	ismert barlangbejárat, bűvópatakok, források	-	-	P

A karsztos felszínformákat az alábbi csoportokba osztják:

- barlangnyílások;
- pozitív formák (pl. humok);
- negatív formák (pl. töbrök, hasadékkarrok);
- vonalas elemek (pl. peremek, szurdokok);
- laterális formák (pl. sziklaívek, -hidak);
- a vizek eltűnésének és felbukkanásának helyei (víznyelők, ill. karsztforrások).

Térképi jelölésükre a Nemzetközi Barlangtani Unió (IUS) által javasolt jelkulcs módosított változatát használják (IUS 2005). A felszíni karsztfarmák sűrűségét a távérzékeléses forrásanyagokból a felszín érdekessége alapján is meg lehet becsülni. A terület jellemzését további – közettani és domborzati – paraméterek egészítik ki (*III. táblázat*). Külön figyelmet szentelnek a karsztos kisformák felszíni eloszlásának (*IV. táblázat*).

III. táblázat
Table III.

A Brit-Columbia-i karsztok felmérésében és sérülékenységi vizsgálatában felhasznált kőzet- és domborzati paraméterek. S = másodlagos; T = harmadlagos (BC Ministry of Forestry 2003 nyomán, egyszerűsítve)
Rock and topographic parameters in the vulnerability assessments of karsts in British Columbia. S = secondary; T = tertiary property (after BC Ministry of Forestry 2003)

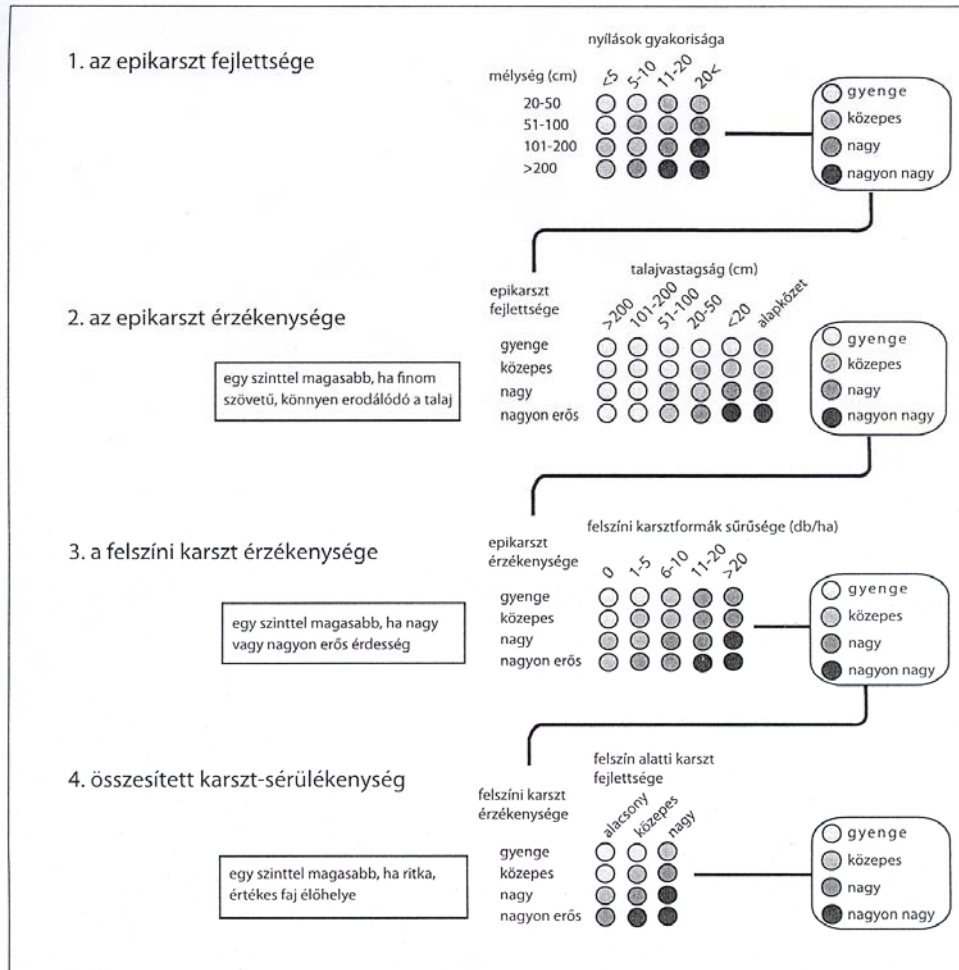
paraméter	1.	2.	3.	4.	5.	
oldódó kőzetek megnevezése	köcs (kód: s)	gipsz (g)	dolomit (d)	mészkö (ls)	-	S
oldódó kőzetfajták aránya a poligonban (%)	<10 (X-1)	10-20 (X-2)	20-50 (X-3)	50-80 (X-4)	>80 (X-5)	S
a felszíni kőzet vastagsága (cm), az alapkőzet felszínre bukkonása	2-20, gyakori (x)	20-50, többszöri (s)	50-100, kevés	100-200, ritka	>200, nincs	S
felszínalakító folyamat	hólavina (-A)	folyó oldalazó eróziója (-B, -E ^A), parterózió (-I, -J)	szélerózió (-D)	csuszamlás (-F), törmelékfolyás (-V)	karsztos süllyedések (-K, -P)	T
lejtőkategória(°)	igen meredek (>25)	meredek (15-25)	közepes (10-15)	enyhe lejtő (5-10)	sík (<5)	T
lefolyásviszonyok	kítűnő	jó	közepes	gyenge	-	T
sérülékenység általános foka	kicsi (L)	közepes (M)	nagy (H)	nagyon erős (V)	-	
a terepi megkutatottság mértéke (%)	teljes – 75-100	nagy – legalább kétszer felvételezett poligon – 50-75	közepes – egyszer felvételezett poligon – 20-50	kicsi – csak interpoláció v. műholdkép adat – <20	-	

A sérülékenység értékelése négy lépésben történik (2. ábra). A karsztvidék jellemzőit relatív jelentőségük (P, S vagy T) szerinti sorrendben minősítik – természetesen számos további kiegészítő táblázat felhasználásával. Először az epikarszt fejlettségét, majd – a fedő talaj alapján – érzékenységét, majd a felszíni, végül pedig a felszín alatti karszt érzékenységét minősítik.

IV. táblázat
Table IV.

A karsztos mikroformák (másodlagos tulajdonság, S) térképezése
Mapping karstic microfeatures (secondary property, S)

kód	a mikroformák és elhelyezkedésük leírása
kc	humok és mélyedések sűrű hálózata (<50 m táv. a humok között, >10 m magasságkülönbség)
kh	közepesen sűrű hálózat (50-100 m, 5-10 m magasságkülönbség)
kw	ritka hálózat (>100 m, <5 m magasságkülönbség)
kb	karsztos párkányok, lépcsők (<50 m szélesek, nem térképezhetők)
ki	sok mélyedéssel (pl. dolinák) erősen tagolt karsztos felszín
km	kevésbé tagolt karsztos felszín helyenként mélyedésekkel
ks	kissé tagolt karsztos felszín



2. ábra A sérülékenység értékelésének négy lépése (forrás: BC Ministry of Forestry 2003)
 Fig. 2: Four steps in vulnerability assessment (source: BC Ministry of Forestry 2003)

A módszer előnye, hogy

- a lehető legjobban kihasználja a karsztvidékek térképezéséből kialakított adatbázist, amely természetesen földrajzi információs rendszerként is kezelhető,
- egyszerű, jól áttekinthető minősítési rendszert alkalmaz.

Szembetűnő hátránya viszont, hogy

- még mindig több nehezen számszerűsíthető paramétert tartalmaz,
- a sérülékenység egyes paraméterekkel, pl. a felszín lejtésével gyengén korrelál,

- a helyi tényezők (formaegyüttesek) lényegesen befolyásolhatják a minősítés eredményét.

A sérülékenység mértékét erősen befolyásolhatja, hogy milyen jellegű a szennyezés, amely a karsztos víztározót éri. Egy adott víztározó kőzettest sérülékenysége eltérhet aszerint, hogy pl. mezőgazdasági eredetű nitráatterhelésről, egyéb tápanyagok, szerves anyagok bemosódásáról vagy éppen nehézfémekről vagy patogén organizmusokról van-e szó (FOSTER 1987).

Összegzés

A növekvő antropogén terhelés miatt szükség van a karsztvidékek sérülékenységének területileg részletes felmérésére. Az újabb minősítő módszerek alkalmazása lehetővé teszi, hogy környezetük hasznosítását gondosan lehesse megtervezni, védelmük érdekében pedig meg lehessen tenni a kellő intézkedéseket. A földrajzi információs rendszerek alkalmazása a közeljövőben valószínűleg lehetővé teszi majd a módszerek egységesítését.

IRODALOM

ALBINET, M.-MARGAT, J. (1970): Cartographie de la vulnérabilité a la pollution des nappes d'eau souterraine. – Bulletin BRGM, 2me series 3(4). p. 13–22.

ALLER, L.-BENNETT, T.-LEHR, J.H.-PETTY, R.J. (1987): DRASTIC: a standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. – U.S. Environmental Protection Agency, Ada OK. 123 p. (Report EPA/600/2-85/018)

ARTHUR, J.D.-BAKER, A.E.-CICHON, J.R.-WOOD, A.R.-RUDIN, A. (2005): Florida Aquifer Vulnerability Assessment (FAVA): Contamination potential of Florida's principal aquifer systems. – Division of Water Resource Management, Florida Department of Environmental Protection, Tallahassee, FA. 148 p.

http://suwanneehi.ifas.ufl.edu/documents/FAVA_REPORT_MASTER_DOC_3-21-05.pdf

BANTON, O.-POREL, G.-DELAY, F. (1997): Coupling of the Time Domain Random Walk Method with the Finite Fragment Method to Simulate Flow and Transport in 1-D Heterogeneous Media. – Journal of Hydrology 201.1/4. p. 49-61.

- BASTIAN, O.-SCHREIBER, K.-F.* (1999): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. – 2., neubearbeitete Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg-Berlin. p. 56-126.
- BC Ministry of Forestry (2003): Karst Inventory Standards and Vulnerability Assessment Procedures for British Columbia. – Version 2.0. Resources Information Standards Committee, Victoria, BC. 123 p. <http://srmwww.gov.bc.ca/risc> 2006. március 1.
- BERG, R.C.-KEMPTON, J.P.-CARTWRIGHT, K.* (1984): Potential for contamination of shallow aquifers in Illinois. – Department of Natural Resources Illinois State Geological Survey, Springfield, IL. 30 p. (Circular 532)
- CARSEL, R.F.-MULKEY, L.A.-LORBER, M.N.-BASKIN, L.B.* (1985): The pesticide root zone model (PRZM): A procedure for evaluating leaching threats to groundwater. – Ecological Modeling 30.1. p. 49-69.
- CHATWIN, S.* (1999): Karst vulnerability assessment procedure. – British Columbia Ministry of Forestry, Victoria, BC.
- CIVITA, M.-DE MAIO, M.* (2000): Valutazione e cartografia automatica della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento con il sistema parametrico SINTACS R5. – Pitagora Editrice, Bologna. 226 p.
- DOERFLIGER, N.-JEANNIN, P.-Y.-ZWAHLEN, F.* (1999): Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). – Environmental Geology 39.2. p. 165-176.
- ENFIELD, C.G.-CARSEL, R.F.-COHEN, S.Z.-PHAN, T.-WALTERS, D.M.* (1982): Method for approximating pollutant transport to ground water. – Ground Water 8: p. 339–357.
- FOSTER, S.S.D.* (1987): Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. – Environmental Geology and Water Sciences 13. p. 39-43.
- Geologic Sensitivity Working Group (1991): Criteria and guidelines for assessing geologic sensitivity of groundwater resources in Minnesota. – Department of Natural Resources, Division of Waters, St. Paul, MN. 122 p.
- HASHIMOTO, T.-STEDINGER, J.R.-LOUCKS, D.P.* (1982): Reliability, resiliency, and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation. – Water Resources Research 18.1. p. 14-20.
- HOWES, D.E.-KENK, E.* (1988): British Columbia terrain classification system. – BC Ministry of the Environment, Lands and Parks, Victoria, BC.
- HOYK, E.* (1999): Soil and vegetation on karst terrains in the projected Protected Landscape of Western Mecsek, Hungary p. 31-39 – In: Bárány-

- Kevei, I.-Gunn, J. (szerk.): Essays in the Ecology and Conservation of Karst. Acta Geographica Szegediensis 36. Special Issue.
- IUS (2005): A proposition for karst surface symbols. – International Union of Speleology
<http://www.sghbern.ch/surfaceSymbols/symbol1.html> 2006. március 4.
- Kentucky Geological Survey 2005. Groundwater Contamination in Karst. – University of Kentucky, Lexington, KT. 3 p.
<http://www.uky.edu/KGS/water/general/karst/gwvulnerability.htm>
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2002): Környezeti hatások a karsztökológiai rendszerben. – In: Mészáros R.-Schweitzer F.-Tóth J. (szerk.): Jakucs László. a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. MTA FKI, Budapest – PTE, Pécs – SZTE, Szeged. p. 139–155.
- LÁNG I. (főszerk.) (2002): Környezet- és természetvédelmi lexikon I-II. – Második, átdolgozott, bővített kiadás. - Akadémiai Kiadó, Budapest. 664 + 588 p.
- LÓCZY D. (2002): Tájértékelés, földértékelés. – Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs. 307 p.
- MCCALL, J.-MARKER, B. (eds.) (1989): Earth science mapping for planning, development and conservation. – Graham & Trotman, London. 288 p.
- MÓGA J.-HORVÁTH G. (2004): The viewpoints of the indication of the surface protection areas connected to caves p. 89-106. – In: HORVÁTH G. (szerk.): Soil effect on karst processes. ELTE, Budapest.
- MOORE, J.S. (1990): SEEPAGE: A system for early evaluation of the pollution potential of agricultural groundwater environments. – USDA SCS, Northeast Technical Center, Chester, PA. (Geology Technical Note 5)
- SCHMIDT, R.R. (1987): Groundwater contamination susceptibility in Wisconsin. – Wisconsin Department of Natural Resources, PUBL-WR-177-87. 27 p. (Wisconsin's Groundwater Management Plan, report no. 5)
- STEMPVOORT, D. van, EWERT, L.-WASSENAAR, L. (1993): Aquifer vulnerability index. A GIS-compatible method for groundwater vulnerability mapping. – Canadian Water Resources Journal 18.1. p. 25-37.
- SZÓNYI-MÁDL, J.-FÜLE, L. (1998): Groundwater vulnerability assessment of the SW Trans-Danubian Central Range, Hungary. – Environmental Geology 35.1. p. 9-18.
- TÓZSA I. (2001): A térinformatika alkalmazása a természeti és a humán erőforrás-gazdálkodásban. – Aula Kiadó, Budapest. 190 p.
- TROJAN, M.D.-PERRY, J.A. (1988): Assessing hydrogeologic risk over large geographic areas. – Minnesota Agricultural Experiment Station,

University of Minnesota, St. Paul, MN. 65 p. (Station Bulletin 585-1988, Item No AD-SB-3421)

VARNES, D.J.- IAEG (1984): Landslide hazard zonation – a review of principles and practice. – Commission on Landslides and other Mass Movements, UNESCO, Paris. 63 p.

VERESS M. (2004): A karszt. – Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 215 p.

VILLENEUVE, J.P.-BANTON, O.-LAFRANCE, P.-BLANCHETTE, C.-DESCHÈNESS, A. (1987): VULPEST version 2.0. Rapport INRS-Eau No. 234, Université du Québec, 88 p.

VRBA, J.-ZAPOROZEC, A. (1994): Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. – International Association of Hydrology, Hannover. 131 p. (International Contributions to Hydrology, Vol. 16)

ZAPOROZEC, A. (szerk.) (1985): Groundwater protection principles and alternatives for Rock County, Wisconsin. – Wisconsin Geological and Natural History Survey, Madison, WI. p. 34-36. (Special Report 8)

ZWAHLEN, F. (szerk.) (2003): Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers. – COST Action 620. Final Report. Neuchâtel. 297 p.

http://capella.unine.ch/chyn/php/publica_intro.php 2006. március 14.

ÖSSZEHASONLÍTÓ KARSZTÖKOLÓGIAI VIZSGÁLAT HÁROM MAGYAR KARSZTTERÜLETEN

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: Karsts are especially sensitive ecological system. Research on different aspect has been encouraged since the 1980s. The environmental impacts on karst regions have to be analysed, since these processes are very rapid. The future exploitation and management of the karst areas has to rely on knowledge of the function of karstecological system. The paper present some results of research into karstecological system in three home karst areas with special regard to surface-near processes.

Bevezetés

A karsztkutatások a kutatóktól széles spektrumú szakmai ismeretet kívánnak meg. Különösen igaz ez ma, amikor a komplex vizsgálatok adhatnak választ a karsztfelődés aktuális problémáinak megoldására.

Az 1970-80-as évektől kerültek előtérbe azok a karsztkutatások, amelyek a környezeti hatásokat értelmezték és vizsgálták azok szerepét a karsztrendszer változásaiban. A 90-es években előtérbe került a karsztrendszer gyakorlatorientált vizsgálata (PFEFFER 1990.), a karsztvízrendszer szennyezettségével foglalkozó kutatások (TRANTER-HUNTER-GUNN-PERKINS 1996), a karsztok konzerválásának kérdése (KEVEI-BÁRÁNY-GUNN 1999), a karsztok mezőgazdasági hasznosításának problémái (BURRI-CASTIGLIONI-SAURO 1999). A karsztökölógiai kutatásokat is a környezeti károsodások mértékének növekedése inspirálta (BÁRÁNY-KEVEI 2005). A légszennyezések hatására savas ülepedések következtek be, a savanyú oldatok nagyon gyorsan bemossák a karsztidegen anyagokat a karsztokba, ahol károsítják az ivóvízként hasznosított karsztvizeket, de a savanyú oldatok az évmilliók alatt kialakult cseppkőképződményeket is visszaoldják, s ezzel visszafordíthatatlan folyamatokat indítanak el. Ezek ismeretében napjaink karsztkutatásai a karsztok korábbi hasznosításának hatására megváltozott rendszer egészének feltárását célozzák. A tanulmány a karsztökölógiai rendszer vizsgálatának néhány eredményét mutatja be a Bükk-hegység, az Aggteleki-hegység és a Nyugat-Mecsek karsztos területeinek példáján.

Módszerek

A karsztökológiai rendszer kutatása a klasszikus geomorfológiai módszerek mellett használja mindazokat a társtudományi módszereket, amelyek a tájökológiai alrendszerek megismeréséhez szükségesek. Ezért a klimatológia, talajtan, botanika és ökológia kutatási módszereit használtuk fel. A mikroklíma méréseknél a talaj-közeli léghőmérsékletet (Assmann pszichrométer), a talajhőmérsékletet (higanyos és elektromos hőmérőkkel), a napfénytartamot (Campbell - Stockes napfénytartammérővel) mértük. Folyamatosan vizuális észleléseket is végeztünk.

A talajok vizsgálatához választott mintaterületen, feltárásokból, gyűjtöttünk mintákat laboratóriumi elemzés céljára. A talaj tulajdonságok közül a szemcseösszetételt (aerométeres elemzéssel), kalciumtartalmat (Scheibler készülékkel), pH értéket (elektromos pH mérővel), nehézfém-tartalmat (atomadszorpciós spektrofotométerrel) mértük. A talajok szervesanyag tartalmát kénsavas közegben, oldattal oxidálva, spektrofotométerrel határoztuk meg. A növényzet részletes felvételezése más-más célból több alkalommal megtörtént, nagyobb léptékben növényterképezést is végeztünk. Ehelyen az erdőgazdálkodás kérdéseivel illetve optimalizációjával foglalkozunk, a térképek ArchInfo szoftver segítségével készültek.

Eredmények

A klíma elsősorban az oldó víz és annak hőmérséklete révén válik a karsztosodás tényezőjévé, de a talaj és vegetáció típusának kialakításában is, mint zonális tényező, meghatározó. Közvetett hatása éppen ez utóbbiakon keresztül érvényesül a folyamatokban. A csapadék alapfeltétele a karsztosodásnak, s a kőzet vízáteresztő képességétől és a növényborítottságtól függően különbözőképpen mozog a talajban, illetve kőzetben. Növényborítás esetén evapotranszpirációval a vízgyűjtőre jutó csapadék egy része ismét a légkörbe kerül.

A hőmérséklet alapvetően megváltoztathatja a rendszer működését. Az alacsony hőmérséklet nagyobb gáznyelése ellenére, biogén CO₂ hiányában, mérsékli az oldási folyamatokat (JAKUCS 1971). A magas hőmérséklet gátat szab a nedvességkedvelő növények megtelepedésének. A déli kitettségű lejtőkön kiszárad a talaj, sok szárazságtűrő faj jelenik meg. Az északi kitettségben a sugárzás csökkenésével az átmedvesedett talajokon nedvességkedvelő növények telepsznek meg.

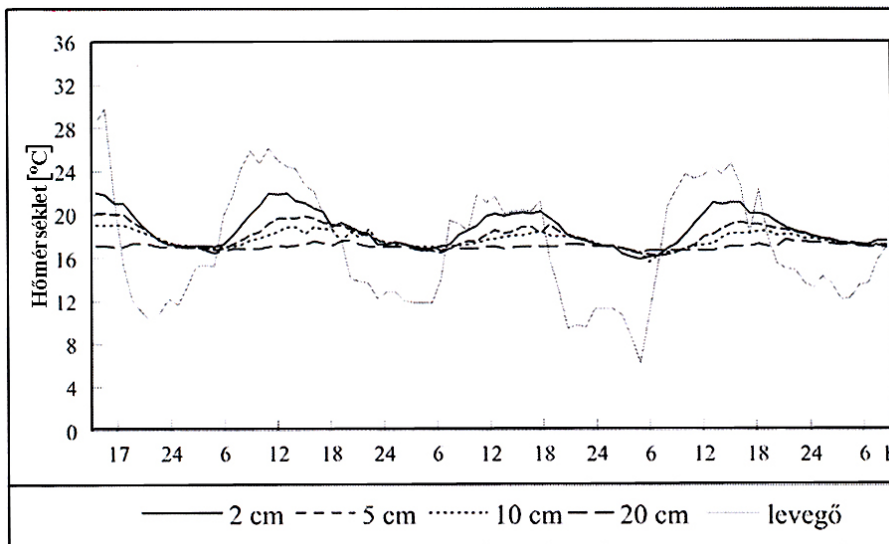
A mikroklíma szerepe a karsztosodásban nagyon jelentős, mivel a felszín közeli klíma folyamatok határozzák meg döntően az exogén hatások

nagyságrendjét. Aggteleken szembetűnő a léghőmérséklet szélsőségsége a karsztos depressziókban (*I, 2. ábra*), ami a hideg légtavak éjszakai kialakulásával kapcsolatos elsősorban (*WAGNER 1964, BÁRÁNY-KEVEI 1985*). Ez a szélsőséges mikroklíma a talajhőmérséklet járásában a dolina peremeken jelentősebb, mint a dolinák alján. Ugyanez a jelenség a Bükk-hegységben nagyságrendben megkétszereződik és nyári napokon 0°C alatti éjszakai hőmérsékletet eredményez (*BÁRÁNY-KEVEI 1999*). Mindez hat a talajtulajdonságokra és a növényzetre.

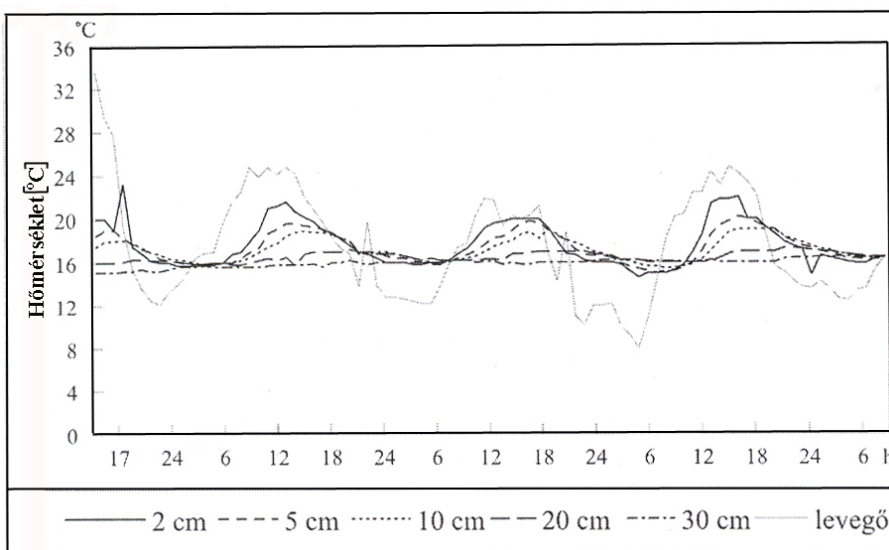
A karsztökölógiai rendszer változása szempontjából igen fontos a kőzetet borító talajok kémiai tulajdonsága. A talaj pufferelem a külső hatásokat, mivel a talajba a szervesanyagbontás során olyan enzimek kerülnek, amelyek hosszú ideig megmaradnak, s a talajdinamikát jelentősen befolyásolják (*SZABÓ, 1986*). A talaj belső dinamizmusa önálló, ami elsősorban a talaj kémiai tulajdonságaiban fejeződik ki, de mindenképpen hatással van a talaj szerkezeti elemeinek alakulására is.

A kémiai tulajdonságokat leginkább a pH érték és a kalciumkarbonát-tartalom befolyásolja. Több száz mintát vizsgáltunk meg a Bükk-fennsíkon, Aggteleken és a Mecsekben (*BÁRÁNY-KEVEI-HOYK-ZSENI 1999, BÁRÁNY-KEVEI-MEZŐSI 1999, ZSENI 2000, KEVEINÉ BÁRÁNY – ZSENI – KASZALA 2002, ZSENI 2003, KASZALA--BÁRÁNY-KEVEI-POLYÁK 2004*). A mintavételt 10 cm-ként végeztük a kőzet felszínig. Általában azonban 40-50 cm-ig jutottunk le, kivéve a töbrök alját, ahol több méter volt a talajréteg vastagsága. Itt a szelvényt 70 cm-nél mélyebbre nem mélyítettük. Az összehasonlító vizsgálatoknál a felszíni (5-10 cm) és az átlagos talajmélység (40-50 cm) szintjeinek adatait használtuk fel. Azért ezt a két szintet választottuk, mert a felszín közeli talajhorizontban játszódhatnak le azok a folyamatok, amelyek hatással lehetnek az oldó víz minőségére, de a vizsgálatainkhoz fontos puffer és filter funkció szempontjából is ez a szint a meghatározó.

A talajok pH értékei savanyú, gyengén savanyú illetve semleges kémhatást jeleznek (*I. II. III. táblázatok*). A mecseki és aggteleki talajok valamivel savanyúbbak. Korábbi ismereteink szerint a mészkövön kialakult talajok kémhatása általában nem savanyú. Több száz talajminta között sok 5,0 - ös pH érték is előfordult, ami jelzi ezeknek a talajoknak a savanyodását (Aggteleken például 1995 nyarán Callunát találtunk karsztfelszínen).



1. ábra. A talaj- és a levegő hőmérsékletének napi menetei egy aggteleki dolina alján.
 Fig. 1: The daily soil and air temperature on bottom of doline in Aggtelek Mountain



2. ábra. A talaj- és a levegő hőmérsékletének napi menetei egy aggteleki dolina peremén.
 Fig. 2: The daily soil and air temperature at the edge of doline in Aggtelek Mountain

I. táblázat

Table I.

A talajreakció (pH) különböző ökológiai viszonyok között a Ny-Mecsek karsztján
The soil reaction (pH) on West-Mecsek Karst by different ecological conditions

Kémhatás	Összes [%]	Tölgyerdő	Bükkerdő	Elegyes erdő
Erősen savanyú (<4,5)	1 (4 %)	0	1 (33 %)	0
Savanyú (4,5-5,5)	11 (46 %)	5 (50 %)	0	6 (55 %)
Gyengén savanyú (5,5-6,8)	8 (34 %)	3 (30 %)	2 (67 %)	3 (27 %)
Semleges (6,8-7,2)	2 (8 %)	1 (10 %)	0	1 (9 %)
Gyengén lúgos (7,2-8,5)	2 (8 %)	1 (10 %)	0	1 (9 %)
Összes	24 (100 %)	10 (100 %)	3 (100 %)	11 (100 %)

II. táblázat

Table II.

A talajreakció (pH) különböző ökológiai viszonyok között az aggteleki karszton
The soil reaction (pH) on Aggtelek Karst by different ecological conditions

Kémhatás	Összes [%]	Tölgyerdő	Rét	Fenyőerdő	Szántó
Erősen savanyú (<4,5)	2 (3,3 %)	2 (2,57 %)	0	0	0
Savanyú (4,5-5,5)	26 (42,6 %)	20 (57,1 %)	2 (11,1 %)	4 (100 %)	0
Gyengén savanyú (5,5-6,8)	16 (26,2 %)	6 (17,1 %)	10 (55,6 %)	0	0
Semleges (6,8-7,2)	7 (11,5 %)	4 (11,4 %)	3 (16,7 %)	0	0
Gyengén lúgos (7,2-8,5)	10 (16,4 %)	3 (8,6 %)	3 (16,3 %)	0	4 (100 %)
Összes	61 (100 %)	35 (100 %)	18 (%)	4 (100%)	4 (100 %)

III. táblázat

Table III.

A talajreakció (pH) különböző ökológiai viszonyok között a bükk karszton
The soil reaction (pH) on Bükk Karst by different ecological conditions

Kémhatás	Összes [%]	Bükk erdő	Elegyes erdő	Fenyő erdő	Csemetés	Rét
Erősen savanyú (<4,5)	2 (3,2 %)	0	2 (25 %)	0	0	0
Savanyú (4,5-5,5)	18 (28,6 %)	6 (31,6 %)	3 (37,5 %)	2 (16,7 %)	0	7 (35,0 %)
Gyengén savanyú (5,5-6,8)	28 (44,4 %)	7 (36,8 %)	2 (25,0 %)	6 (50,0 %)	2 (50,0 %)	11 (55,0 %)
Gyengén lúgos (6,8-7,2)	7 (11,1 %)	4 (21,1 %)	1 (12,5 %)	0	2 (50,0 %)	2 (10,0 %)
Lúgos (7,2-8,5)	8 (12,7 %)	2 (10,5 %)	0	4 (33,3 %)	0	0
Összes	63 (100 %)	19 (100 %)	8 (100 %)	12 (100 %)	4 (100 %)	2 (100 %)

A táblázatok elemzése alapján a talajok a karsztokon gyengén savanyú, esetenként savanyú és semleges kémhatásúak. A savanyodási tendencia az 1980-as évek eleje óta megfigyelhető. A savanyodás az eredetileg visszameszeződő karsztos talajokon szokatlan folyamat, s erősen befolyásolhatja az ion megkötést és közöttük a nehezfémek megkötését is. A növény borítottságnál szembevető a fenyvesek alacsony pH-ja, a szántó területek talajainak gyengén lúgos kémhatása a talajjavítással magyarázható.

A nehézfém vizsgálatokat azért emeltük ki a talaj vizsgálatok közül, mert a fémek karsztvízbe jutása fontos kérdés lehet a jövőben a lakosság egészséges vízellátása szempontjából. Egy 2000 évi rendelet alapján ismerjük a nehézfémek háttér koncentrációit, a szennyezettségi -, és megengedett határértékeit (ez utóbbit a fokozottan érzékeny területekre vonatkozóan, *IV. táblázat*).

IV. táblázat
Table IV.

A nehézfémek határértékei 10/2000 (VI.2) KÖM – EÜM – FVM – KHUM együttes rendelet alapján Magyarországon
Threshold limits of heavy metals in Hungary after ordinance 10/2000 (VI.2) KÖM – EÜM – FVM – KHUM

<i>Fém</i>	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
<i>Háttér koncentráció (A)</i>	15	25	30	100	25
<i>Szennyezettségi határérték (B)</i>	30	40	75	200	100
<i>Intézkedési határérték fokozottan érzékeny területen (C₁)</i>	100	150	200	500	150

A talajok nehézfém tartalmát a három vizsgált terület dolináiból vett minták alapján elemeztük (*V. VI. VII. táblázat*).

V. táblázat
Table V.

Fém tartalom egy aggteleki dolina különböző lejtőinek talajaiban
The metal content on different slopes of doline in Aggtelek Karst

	<i>Co/ppm/</i>	<i>Ni/ppm/</i>	<i>Cu/ppm/</i>	<i>Zn/ppm/</i>	<i>Pb/ppm/</i>
<i>É lejtő</i>	17, 5	37, 75	57, 4	148, 75	54, 75
<i>K lejtő</i>	24, 35	36, 45	18, 5	96, 25	38, 25
<i>NY lejtő</i>	23, 46	33, 61	18, 75	100, 0	27, 75
<i>DNY lejtő</i>	20, 25	32, 22	32, 5	126, 25	78, 75

VI. táblázat
Table VI.

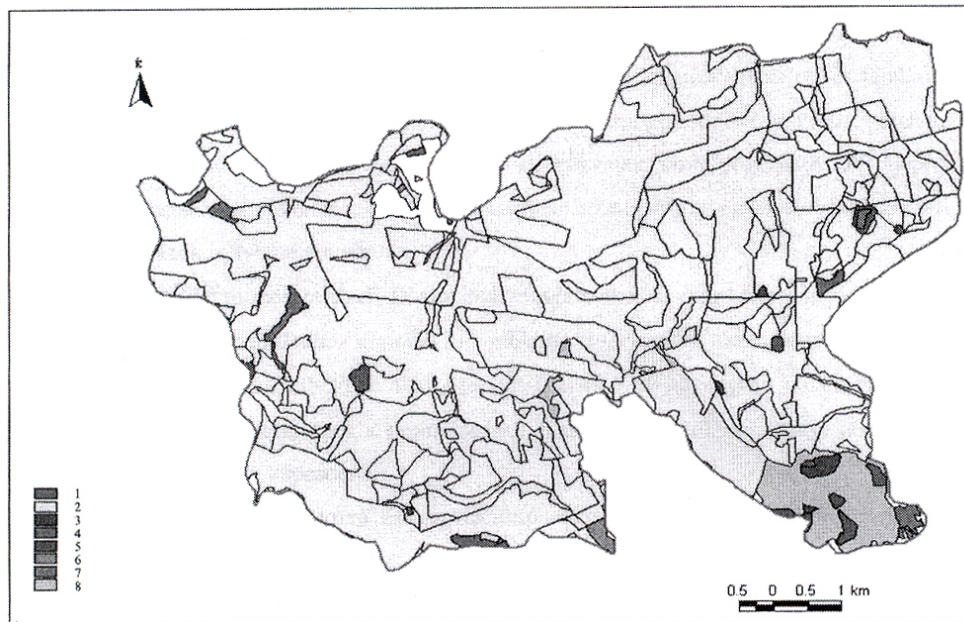
Fém tartalom egy bükki dolina különböző lejtőinek talajaiban
The metal content on different slopes of doline in Bükk Karst

	<i>Co[ppm]</i>	<i>Ni[ppm]</i>	<i>Cu[ppm]</i>	<i>Zn[ppm]</i>	<i>Pb[ppm]</i>
<i>É lejtő</i>	19, 48	31, 42	28, 25	105, 0	55, 5
<i>Dolina alja (20cm)</i>	12, 11	20, 91	19, 25	118, 75	46, 25
<i>Dolina alja (80cm)</i>	23, 32	24, 275	22, 25	123, 75	52, 5
<i>Déli lejtő (Fenyő erdő)</i>	21, 56	21, 44	12, 0	75, 0	52, 87
<i>ÉK lejtő</i>	16, 57	35, 32	50, 0	211, 25	58, 25

VII. táblázat
Table VII.

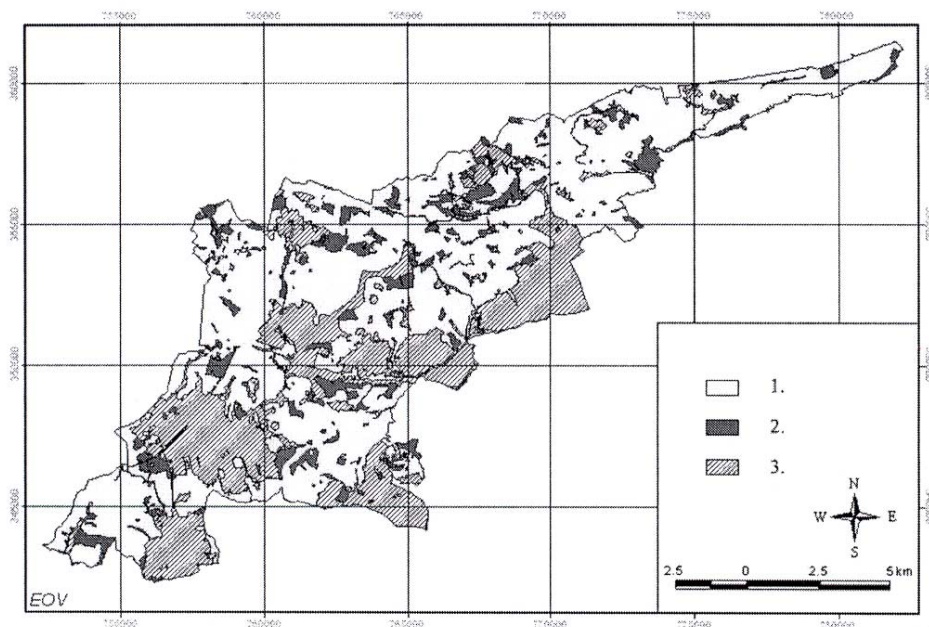
Fém tartalom egy mecseki dolina különböző lejtőinek talajaiban
The metal content on different slopes of doline in Mecsek Karst

	Co[ppm]	Ni[ppm]	Cu[ppm]	Zn[ppm]	Pb[ppm]
D lejtő	15,42	22,72	14,25	67,5	18,25
É lejtő	15,4	24,42	15,0	65,0	37,5
Ny lejtő	14,45	23,2	10,25	76,25	7,75
K lejtő	15,42	24,3	11,25	70,0	26,25



3. ábr.: Az erdővizsgálat eredmény térképe a Nyugat-Mecsek karsztján (HOYK, 2002)
Jelmagyarázat: 1. bükkös; 2. cseres tölgyes; 3. gyertyános kocsánytalan tölgyes bükkal; 4. gyertyános kocsánytalan tölgyes; 5. nem erdőült terület; 6. kocsányos tölgyes; 7. kocsánytalan tölgyes cserrel; 8. molyhos tölgyes.

Fig. 3: Result map of investigation of forest on West-Mecsek Karst
Legend: 1. Beech forest; 2. Sessile oak forest; 3. Hornbeam-oak forest with beech; 4. Hornbeam-oak forest (with Quercus robur); 5. Non forested area; 6. Oak forest (Quercus robur); 7. Oak forest (Quercus petraea); 8. Hairy oak forest.



4. ábra: Az Aggteleki Nemzeti Parkban végzett erdő optimalizációs vizsgálat eredménye (BOTOS-BÁRÁNY, 2001)
 Jelmagyarázat: 1. Megfelelő ökológiai állapotú erdő; 2. Változtatásra javasolt erdőterület; 3. Nem erdős terület.
 Fig.4: The optimalsed result in the planned forest of National Park Aggtelek
 Legend: 1. Forest in satisfactory ecological condition; 2. Forest patches suggested to be changed; 3. not forest area

Intézkedési határ-értéket meghaladó koncentrációt 1996-ban csak a Vörös-tónál találtunk. A legkevesebb mintában háttér-értéket meghaladó koncentrációt a mecseki területen találtunk. Ez szinkronban van azzal, hogy itt a pH értékek is alacsonyak, tehát a kimosódás a talajokból jelentősebb, mint pl. a bükkői dolinákban. Általában a talajok nehézfém visszatartása a pH mellett a szervesanyaggal is kapcsolatba hozható. Az aggteleki Béke barlang vízgyűjtőjén utóbbi vizsgálataink szerint (KASZALA-BÁRÁNY-KEVEI-POLYÁK 2004), a fedettkarsztos és a fedetlen karsztos terület összehasonlításánál egyértelműen kimutatható volt, hogy a fedetlen (csak talajjal borított) rejtett nyíltkarszton nem a pH-val, hanem a szervesanyag mennyiségével van kapcsolatban a nehézfém megkötés. A talajjal fedett részeken a magasabb szervesanyag tartalom miatt találunk valamelyest magasabb fém-tartalmat. Ez utóbbi jelenség azért vizsgálandó tovább, mert a talajban megkötött nehézfém nem juthat be a karsztba addig amíg a talaj szerves kolloidjai megkötik azokat. Mindez a karsztok jövőbeni hasznosításának fontos kérdése lehet. A legutóbbi méréseink (ZSENI 2003, KASZALA-BÁRÁNY-KEVEI-POLYÁK 2004) mind Aggteleken, mind a Bükk-hegységben

háttérkoncentráció feletti, több esetben a szennyezettségi határérték feletti Ni-tartalmakat mutattak. Határérték alatti Pb - tartalmakat mértünk az előző évekhez viszonyítva. A Co és Cr tartalom magasabb, a Cd tartalom alacsonyabb az aggteleki, mint a bükki mintákban. A bükki talajokban 7-9-szer magasabb a Cd tartalom a megengedettnél. A Ni- szennyezettség csak helyenként magas (a határérték 1,5-szerese). A nehézfémek közül a Zn, Cd, Pb és Cr többnyire a talajok felszíni rétegében található nagyobb mennyiségben, a Ni és Co a mélyebb rétegekben vesz fel kicsit magasabb értékeket. A Nyugati-Mecsek karszttalajainak nehézfém terhelési vizsgálata során megállapítottuk, hogy a pH értékek többsége savanyú talajt jelez. Ahol a pH érték alacsonyabb, általában ott a nehézfém tartalom is alacsonyabb (*BÁRÁNY-KEVEI-GOLDIE- HOYK-ZSENI* 2001). A nehézfémek közül az ólom tartalomban találtuk a legnagyobb eltérést az aggteleki és bükki mintákhoz viszonyítva a Mecsekben. Itt alacsonyabb volt az ólom tartalom, mint az előzőekben.

A növényzet vizsgálatát sokoldalúan végeztük, e-helyen az erdőgazdasági vizsgálatok eredményeit hasonlítjuk össze. Az erdőgazdálkodás lehetőségeit a termőhely határozza meg (*BABOS - HORVÁTHNÉ - JÁRÓ - KIRÁLY - SZODTFRIDT - TÓTH* 1966). A termőhely tulajdonságait a domborzi adottságok, az éghajlati tényezők, a vízgazdálkodási jellemzők, az alapkőzet és a talaj tulajdonságok alakítják ki, ezért ezek figyelembevételével készíthetünk erdőoptimalizációs javaslatot.

Az erdők állapotát Nyugati-mecsekben *HOYK* (2002) vizsgálta és megállapította, hogy az ideális és a jelenlegi állapot a terület nagy részén egybeesik. A vegetációt természetközelinek tekinthetjük. Az eltérések a déli részeken (Misina, Tubes, Jakabhegy déli oldala) mutatkoznak (3. ábra). Itt fenyőerdők vannak, amelyek nem természetes állományok. Ez azt jelenti, hogy a terület nagyrészen a természetvédelem alá helyezés indokolt. Ezt igazolták azok a korábbi vizsgálatok is (*HOYK* 2002), amelyek az alapkőzet és a vegetáció, a talaj és a lejtőszög, a talajtípus és a növényzet kapcsolatát elemezték. A fenyvesek (ültetett fekete fenyő) helyére kocsánytalan és cseres tölgyesek telepítése javasolható.

A mecsekihez hasonló erdőoptimalizációs vizsgálatot az Aggteleki Karszton végeztünk (*BÁRÁNY-KEVEI-BOTOS* 2001.). Az eredménytérképről megállapítható, hogy a terület nagy részén nincs szükség a jelenlegi állományok megváltoztatására. A nagyon gyenge, gyenge és átlagos természeti állapotban lévő erdők terület feltjain kívánatos megváltoztatni az erdő típusát. A javasolt változtatást a tájökölógiai értéknek megfelelően egyes bükkerdők, gyertyános bükkösök és gyertyános tölgyesek telepítésével kell megoldani.

Összegzés

A fentiekből kitűnik, hogy a karsztrendszer egészét érintik az antropogén hatásokra bekövetkező változások. Ha a kémhatás megváltozik, az meghatározza a talajbeli folyamatok irányát, de hat a növényzetre is. Mind a talaj kémhatása, mind a növényzet típusának megfelelő szervesanyag hatással van a talaj puffer és filter képességére. Ezt utóbbiak felerősíthetik vagy megakadályozhatják a karsztidegen anyagok bejutását a felszínalatti rendszerbe, illetve a karsztvízbe.

A növényzet változása megváltoztatja a mikroklímát, az erdőirtások hatására szélsőségesse válik. Az erdőtípusok megváltozása az Aggteleki karszton és a Bükkben (*II, III. táblázat*) kisebb-nagyobb foltokban több helyen kedvezőtlen irányú volt (fenyőerdők és fenyő csemetések), a Nyugat-Mecsekben csak kisebb foltokon figyelhető meg ez a változás.

Mind a mikroklíma, mind a talaj tulajdonságok természetéhez közeli visszaállításához törekedni kell a korábbi természetes vegetáció visszatelepítésére.

A bemutatott adatok értékelése alapján megállapítható, hogy a két Nemzeti Park vonatkozásában is vannak olyan tennivalók, amelyek az eredeti állapot visszaállítását célozhatják. A természetvédelem alatt nem álló karsztok méginkább magukon hordozzák az emberi tevékenység hatását, ezért valamilyen szintű védelem alá helyezésük a jövőben a fenti változások alapján indokolt.

IRODALOM

BABOS I. - HORVÁTHNÉ PROSZT S. - JÁRÓ Z. - KIRÁLY L. - SZODTFRIDT I. - TÓTH B. (1966): Erdészeti termőhelyfeltárás és térképezés Akadémiai Kiadó, Budapest.

BÁRÁNY - KEVEI, I. (1985): Ökologische Untersuchung der Karstdolinen unter besonderer Berücksichtigung des Mikroklimas. Acta Geographica Univ. Szegediensis. Tom. XXV. p. 109-130.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (2005): Genetic types, human impact and protection of Hungarian karsts. Acta Climatologica et Chorologica. Tom. XXXVIII-XXXIX. p. 17-23.

BÁRÁNY-KEVEI, I. - BOTOS, CS. (2001): Landscape-ecological problems in Aggtelek National Park with special regard to sustainable silviculture. Ekológia (Bratislava), Vol. 20. Supplement 4, p. 151-156.

- BÁRÁNY-KEVEI I.-HOYK E. - ZSENI A.* (1999) .: Karsztökológiai egyensúlymegbomlások néhány hazai karsztterületen, *Karsztfejlődés* III., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.79-91
- BÁRÁNY-KEVEI, I.- MEZŐSI, G.*(1999).: The relationships between soil chemistry and the heavy metal content of vegetation on karsts. p. 47-53 - In.: Bárány-Kevei, I.-Gunn, J. (szerk.): *Essays in the ecology and conservation of karst.*
- BURRI, E. - CASTIGLIONI, B. - SAURO, U.* (1999): Agriculture, landscape and human impact in some karst areas of Italy. - *Int. Journal of Speleology.* p. 33-54.
- HOYK E.* (2002).: Természetvédelmi szempontú geoökológiai értékelése tervezett Nyugat-Mecsek Tájvédelmi Körzet területén. PhD disszertáció, Kézirat, Szeged. 110 p.
- JAKUCS, L.*1971: A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- KASZALA, R.-BÁRÁNY-KEVEI, I.-POLYÁK, K.* (2004): Further dates of heavy metal content on the soil and vegetation of Aggtelek Karst (Hungary). *Acta Carsologica.* Vol. 33 – No.2. p. 169-179.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. – ZSENI A. – KASZALA R.* (2002).: A talaj és a növényzet nehézfém-tartalmának vizsgálata karsztos területen. *Karsztfejlődés.* VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 297 – 315.
- PFEFFER, K-H.* (1990).: in.: *Fragestellungen. Wissenschaftliche Informationen zu Karst-Ökosystemen-eine wichtige Aufgabe für praxisorientierte Forschungen und Planungen. Süddeutsche Karstökosysteme Beiträge zu Grundlagen und praxisorientierten Tübinger Geographische Studien.* p.1-35.
- SZABÓ I. M.* (1986): Az általános talajtan biológiai alapjai. Mezőgazdasági Kiadó. Bp. 902 p.
- TRANTER, J., GUNN, J. HUNTER, C. AND PERKINS, C.*(1997).: Bacteria in Castleton Karst, Derbyshire, England. *Quarterly Journal of Engineering Geology,* 30, p. 171-178.
- ZSENI A.* (2000).: Comparative analysis of some soil characteristics on Bükk and Aggtelek Karst (Hungary) with special regards to organic material. *Acta Geographica Szegediensis,* Tomus XXXVII. p.141-148.
- ZSENI A.* (2003): Karsztos mintaterületek talajainak kicserélhető kationtartalma és nehézfémterhelése. *Karsztfejlődés.* VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 273-295.
- WAGNER R.* (1964): Lufttemperaturmessungen in einer Doline des Bükk-Gebirges. - *Zeitschr. für Angewandte Meteorologie* 5, Heft 3-4., p. 192-199.

TALAJVIZSGÁLATOK A HARAGISTYA-LÓFEJ ERDŐREZERVÁTUM TERÜLETÉN¹

TANÁCS ESZTER²-BARTA KÁROLY³

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

³ SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék 6722 Szeged,
Egyetem u. 2. barta@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: The aim of our investigation was to gather general knowledge of the soils of the study area in order to create a basis for analysing the relationship between soil and vegetation. Since the Haragistya forests have been significantly altered over the centuries we plan an investigation of the potential vegetation for which requires spatial information on the soil. Thus we examined the relationship between soil properties and elevation and the possibility to extend our database with geostatistical methods. Our first results show that black and brown rendzinas are the most common soil types in the Haragistya area, with brown forest soils (characterised by clay illuviation) in the valleys and hollows and different transitional types on the slopes. The spatial pattern suggests a strong influence of the elevation on the soil types yet the correlation is not enough to extend the database with the help of the DEM. The regular grid we used for sampling and the relatively small number of sampling points might be a reason for that so we're planning further investigations.

Bevezetés

Az erdőrezervátumok kialakításának egyik elsődleges célja volt, hogy eszközül szolgáljanak az erdei ökológiai rendszerek természetes folyamatainak megóvásához és megismeréséhez (TEMESI 2002). Mivel a karsztökológiai rendszer tényezői szoros összefüggésben állnak egymással, a vegetáció és ezzel párhuzamosan a talaj fejlődése jelentős hatással bír a karszt egészének fejlődésére. (KEVEI-BÁRÁNY 2004). A Haragistya egykor a szádvárborsai uradalomhoz tartozó erdőit az elmúlt évszázadokban jelentős emberi hatás érte. Az 1980-as évekig tartó intenzív kezelés azonban a terület nagy részének erdőrezervátummá nyilvánításával gyakorlatilag megszűnt. A megindult változások értelmezéséhez szükség van a domborzat-talaj-növényzet rendszer átfogó ismeretére. Ennek megfelelően a vizsgálat azt a célt szolgálta, hogy a mintaterület talajtakarójáról általános ismereteket szerezzünk, és megalapozzuk a talaj és növényzet kapcsolatának későbbi kutatását. Mivel a Haragistya erdeit korábban jelentős mértékű bolygatás érte, a potenciális vegetáció vizsgálatát tervezzük a teljes területen, melynek feltétele a talaj ismerete. A terület jellemző talajait korábban már részletesen leírták (ZÁMBÓ 1986, ZÁMBÓ 1998), de a

¹ Készült a T048356. sz. OTKA támogatásával.

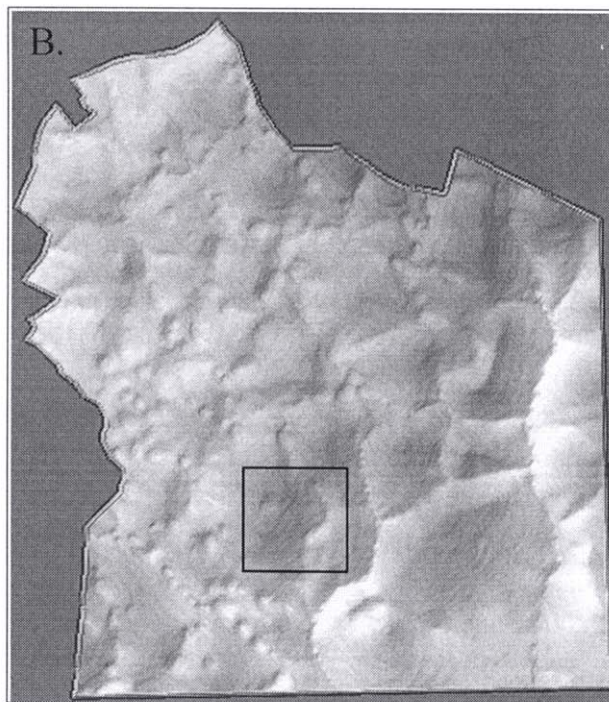
változatos mikrodomborzatú karsztfennsíkon ehhez a kutatáshoz részletes térbeli információra van szükség. A talaj vizsgálata során célunk volt tehát olyan kapcsolatok feltárása, amelyek segítségével a meglévő ismeretek – megfelelő ellenőrzés mellett – térben kiterjeszhetőek. A terepi megfigyelések alapján felmerült annak a lehetősége, hogy a terület talajait a digitális domborzatmodell, illetve a belőle származtatott paraméterek alapján modellezzük, és a modell segítségével kiterjesszük a tapasztalt jelenséget a megmintázott terület határain túlra. Ezért megpróbáltuk összefüggésbe hozni a domborzati adottságokat a vizsgált talajtulajdonságokkal.

A vizsgálati terület

A Haragistya-Lófej erdőrezervátum az Aggteleki Nemzeti Park szigorúan védett „A” zónájának az országhatár által körbeölelt csücskében található. A terület a nagyobb részben Szlovákiához tartozó Szilicei-fennsík része, 400-600 m tengerszint feletti magasságon, igen változatos mikrodomborzattal (*1. ábra*). Mészkö, dolomitos mészkő és dolomit építi fel, a dolomiton kialakult felszín jóval tagoltabb. A terület keleti részén több, É-D-i irányú, száraz, átöröklött karsztvölgy található, a nyugati és északi részeken azonban a vakon végződő völgyekben töbörök, másutt töbrökkel, uvalákkal szinte áttekinthetetlenül sűrűn borított területek váltakoznak (*HEVESI 1991*).

A természetes növénytakaró valószínűleg gyertyános tölgyes, a gerinceken száraz melegkedvelő tölgyes és a mélyedésekben, völgyekben bükkös, vagy büккеgyes tölgyes lehetett. Azonban sok közvetett jel – elsősorban földrajzi név – utal arra, hogy a területet, de legalábbis bizonyos részeit, az elmúlt évszázadok során legeltetéssel, sőt, szántóföldi növénytermesztéssel hasznosították (Káposztás-bérc, Ménes-hegy, Juh-lápa, stb.). A völgyoldalokban gyakori jelenség a kiszáradt boróka, ami egykori nyíltabb vegetációra utal. Az első katonai térképezés (1763-87) szöveges melléklete a szádvárborosai erdőket a „*ritkás*” szóval jellemzi, és a rengeteg láthatóan sarjeredetű fa jelenléte is intenzív hasznosításra utal. Ami bizonyos, és erdészeti dokumentumokkal alátámasztható, hogy az északi részen, az egykori erdészház környékén az 1930-as évek óta intenzív erdőhasználat és nagymértékű fenyvesítés folyt. A terület déli részein található őshonos fajok alkotta idősebb erdőkben azonban ebben az időszakban már nem történt jelentős beavatkozás.

A vizsgálati terület lehatárolása erdőtörténeti alapokon nyugszik; a Trianon előtt a Szádvárborosa (ma Borzova, Szlovákia), később Aggtelek községhatárhoz csatolt erdőterületeken folytatunk kutatásokat; ennek részét képezi a kisebb, mintegy 700x700 m-es négyzetben végrehajtott talajtani vizsgálat.



1. ábra: a. Az Aggteleki Nemzeti Park (forrás: www.anp.hu), b. A Haragistya domborzata, és a mintaterület
 Fig. 1: a. Aggtelek National Park (source: www.anp.hu), b. The elevation of the Haragistya plateau and the sampling area

Anyag és módszer

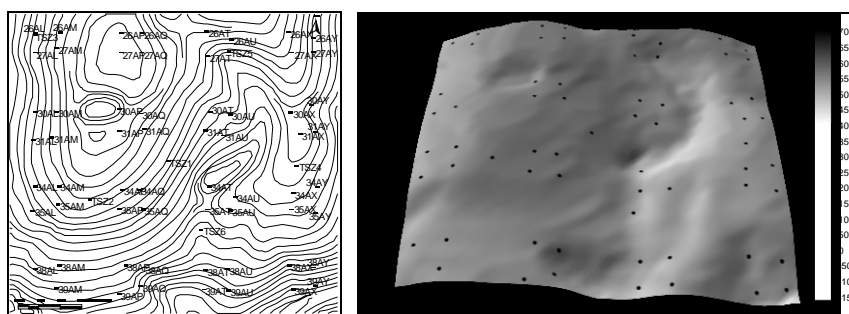
A rendelkezésre álló, talajtani adatokat tartalmazó adatbázisok közül az 1:100000-es felbontású agrotopotérkép az Aggteleki Nemzeti Park északnyugati részét talajtaniilag homogén területnek tekinti, így a célnak a legkevésbé sem felel meg.

Az erdészeti üzemtervekben fellelhető termőhely-leírások használatának elsődleges problémája – különösen karsztos területen –, hogy a tervezési egységek, vagyis az erdőrészek felbontása nem követi a terület változatosságának mértékét. Az üzemtervben található talajadatokat zömmel tényleges talajvizsgálatokra alapozták, ugyanakkor a tízévente megújított üzemtervben azonos erdőrészek esetén is gyakori a módosítás, ez az adat is legfeljebb tájékoztató jellegű információt nyújthat.

A Haragistya-Lófej erdőrezervátum ugyanakkor talajtani szempontból igen jól megkutatott terület, az itt előforduló talajokat Zámbo László írta le (ZÁMBÓ 1986, 1998). Az általa készített, a terület genetikai talajtípusait bemutató térképet szerettük volna alapul venni a potenciális vegetáció vizsgálatához. Problémát okozott azonban, hogy a foltterképen ábrázolt típusokat nem az általunk vizsgált területen található talajszelvényekkel írta le, hanem közülük még a legközelebbi is a Lófej-forrásnál található. A terület nagy részét lefedő 'vörösföld' kategória hármas osztályozása az erodáltság fokán ill. jellegén alapul, amit a vegetáció szempontjából nehezen tudtunk értelmezni. Mindazonáltal a mintaterület kiválasztásakor és a rácspontok helyének meghatározásakor figyelembe vettük az említett talajtípus-térképet.

A mintaterület kijelölése

A mintaterület és azon belül a rácspontok (2. ábra) helyének megválasztásakor a következő szempontok játszottak szerepet:



2. ábra A mintaterület és a mintavételi pontok elhelyezkedése
Fig. 2. The study area and the location of the sampling points

- a vizsgálat egy kis területen belül jól reprezentálja a talajviszonyok változatosságát,
- lehetőleg őshonos fajokból álló, viszonylag bolygatatlan erdőben történjen, hogy a kapott eredményeket felhasználhassuk a potenciális vegetáció meghatározásához,
- a kiválasztott mintaterület a majdani faállomány-szerkezeti felmérés területére essen,
- a vizsgálati pontok egybeessenek az 50x50 m-es hálóban elvégzendő faállomány-szerkezeti felmérés pontjaival,
- a ZÁMBÓ (1986) által meghatározott talajtípusok mindegyike legyen képviselve a szelvényekben és fúrásokban,
- a természetvédelem szempontjait figyelembe véve olyan mintaterületet kellett választanunk, hogy a talajszelvények helye az erdőrezervátum magterületén kívülre essen.

Mintavételi módszerek

A mintavétel 2005 okt. 19-23 között zajlott. Egy 700x700 méteres területen 63 pontban fúrtunk kézi fúróval, 6 helyen pedig talajszelvényt ástunk. A mintapontok végső száma 68 lett, mivel az egyik talajszelvényt fúrási pontban ástuk meg. Valamennyi esetben a talaj minden szintjéből vettünk bolygatott mintát – kivéve azokat a rendzinákat, ahol a C-szint már üde mészkő (vagy dolomit) volt. A hat szelvény mindegyikéből szintenként két ismétlésben 100 cm³-es bolygatatlan mintavételezés is történt.

A teljesen szabályos háló kialakítása a felsorolt szempontok figyelembe vétele mellett nehézségekbe ütközött, ezért döntöttünk a négyszögek mellett. A végrehajtás során a szabályos mintavételt a terepi körülmények nehezítették, a fák lombkoronája október végén még elég sűrű volt ahhoz, hogy zavarja a kézi GPS működését.

Laboratóriumi mérési módszerek

A fúrási pontok esetében laborban vizsgáltuk a vizes és KCl-os pH-t, szénsavas mésztartalmat, és a humusztartalmat. A talajszelvények esetében ez kiegészült a vízgazdálkodási jellemzők és a szemcseösszetétel vizsgálatával. A pH méréséhez Radelkis OP 211/2 kombinált elektródot használtunk, a szénsavas mésztartalom meghatározásához Scheibler-féle kalcimétert. A humusztartalom mérése Helios γ spektrofotométerrel, a 21470/52-83 szabvány szerint történt, míg a szemcseméret-meghatározás pipettás módszerrel az MSZ-08-0205-78 szabvány szerint. A vízgazdálkodási jellemzők közül a telített talajok vízáteresztő képességének (K-tényező) meghatározását szintén az MSZ-08-0205-78 szabvány szerint állandó,

illetve csökkenő víznyomás módszerével végeztük. A 2-3 napos telítési időszak után a mérést még a jó vízáteresztő képességű rendzinák esetében is több napig folytattuk, mivel az idő előrehaladtával lényeges csökkenést figyelhettünk meg a K-tényező értékeiben. A bolygatatlan talajmintákon mértük még a vízzel telített tömeget, lefedett állapotban telítés után 4-5 nappal az állandósult tömeget, illetve a kiszáritott tömeget. Ezekből meghatároztuk az egyes talajsintek térfogattömegét, szántóföldi és maximális vízkapacitását, illetve porozitását.

Az elemzéshez felhasznált szoftverek

Az adatsorok térbeli ábrázolásához az ArcView 3.2 térinformatikai szoftvert, a statisztikai elemzéshez az SPSS 11 programot használtuk fel. A domborzati paraméterek számítása a göttingeni egyetemen kifejlesztett SAGA GIS térinformatikai szoftver segítségével történt.

A vizsgált domborzati paraméterek

A domborzati paraméterek számításához a 10 m-es felbontású topográfiai térkép alapján készült digitális domborzatmodellt vettük alapul. A lefolyási irányok meghatározásához a SAGA GIS Multiple Flow direction algoritmusát használtuk (CONRAD 1998), amely a többirányú lefolyás lehetőségét is tartalmazza. A karsztos mintaterület sajátosságai miatt nem végeztük el az ún. „sink”-ek ilyenkor szokásos eltávolítását, hiszen ez teljesen meghamisította volna az eredményt. A paraméterek az alábbiak:

- Lejtőre merőleges és lejtőirányú lejtőprofil: a felszínt leíró függvény második deriváltja, a szintvonalakkal párhuzamos, illetve azokra merőleges irányban számítva.
- Vízyűjtő terület (Catchment area): azon cellák összterülete, amelyekből a víz (elvileg) az adott cellába folyik.
- Vízyűjtő átlagos lejtő: azon cellák átlagos lejtője, amelyekből a víz (elvileg) az adott cellába folyik.
- Talajnedvességi mutató (wetness index, W): megmutatja, hogy az adott cella mennyire hajlamos felszíni lefolyást produkálni. A számítási egyenlet $W = a/l_n S$ ahol 'a' a vízyűjtő terület, S a lejtőszög. Az algoritmus képes figyelembe venni a talaj transzmisszivitását (T0), de ilyen adat grid formátumban nem állt rendelkezésünkre, a meglévő információ kiterjesztése pedig befolyásolta volna az eredményt, ezért ezt nem használtuk.
- A lefolyás erőssége (stream power index, SPI): Ez a mutató az eróziós folyamatokhoz kötődik, jelzi, hogy mekkora egy adott helyen a lefolyás erodáló hatása. Számítása az alábbi módon történik:

$$SPI = aS$$

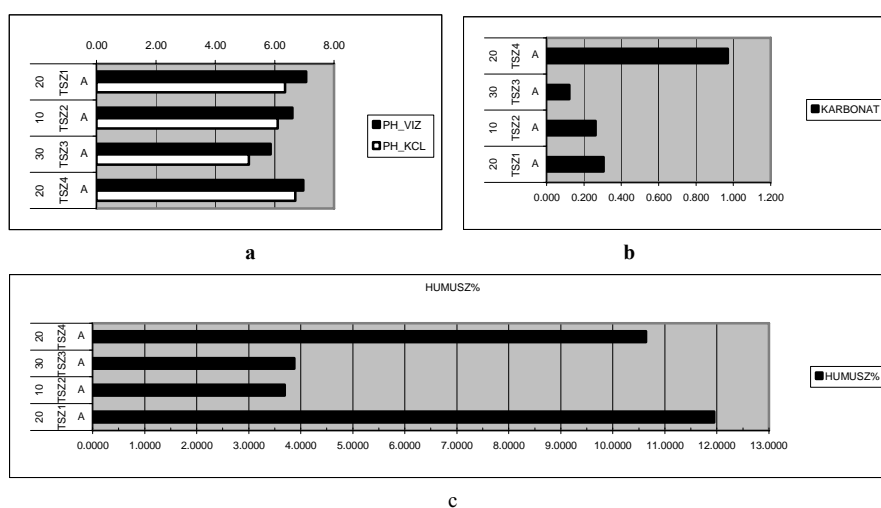
- LS-faktor: egy másik eróziós folyamatokhoz köthető paraméter, amelyet az egyetemes talajveszteség-becslési egyenlet (Universal Soil Loss Equation) is alkalmaz. A paraméter számolása ebben a programban a lejtőhossz helyett a vízgyűjtő terület segítségével történik.
- Egy domborzatmodellből származtatott, de eltérő jellegű adatnak is vizsgáltuk az összefüggéseit a talajmélységgel. Ez az adat a famagasság, amelyet a 2004-es légifotókból előállított 10 m-es felbontású felületmodell és a domborzatmodell különbségeként lett előállítva (*ZBORAY-TANÁCS* 2005). Az így kapott famagasság-térkép ugyan nem alkalmas egyes fák magasságainak meghatározására, de jól leírja adott pontban az uralkodó szint magasságát.

A talajszelvények leírása

A területet felépítő kőzet meglehetősen homogén, a Wettersteini Formációba tartozó mészkő és dolomit váltakozik. A negatív formákban (dolinák, völgyek, lejtőhajlatok) azonban legtöbb helyen olyan agyagos szedimentek jelennek meg, amelyek valószínűleg a korábbi földtörténeti időszakok üledékképződéseinek, illetve málladéktakaró képződéseinek tanújelei (pl. vörösayagok). A talajképző kőzetek, üledékek ezen eloszlása alapvetően meghatározza a kialakult talajtípusokat: a tetőkön, hátaikon, lejtőkön mindenhol rendzinát találunk, míg a fentebb említett negatív formákban, beleértve az egészen enyhe lejtőhajlatokat, nyeregszerű képződményeket is, a barna erdőtalajok különböző típusai fordulnak elő. A feltárt hat szelvényből három egyértelműen rendzina, kettő barna erdőtalaj, egy genetikai talajtípusának megállapítása pedig még a laborvizsgálatok ismeretében is problémás.

A maximum 30-40 cm mélységű rendzinák (1-es, 2-es és 4-es szelvény) *A-szintjének* két fő jellemzője, hogy rendkívül laza aggregátum-szerkezettel rendelkezik, illetve gyökerekkel igen sűrűn átszőtt. E két tulajdonság következményeként térfogattömegük extrém alacsony (0,96 - 1,1 g/cm³), maximális vízkapacitásuk magas (48-57 v/v% közötti). Száraz állapotban, illetve száraz állapotot követő telítés után 1-2 napig víznyelő-vízáteresztő képességük óriási (1400-3600 mm/h), amely 2-3 nap alatt meredeken csökken, majd néhány 10 mm/h-s értéken (22-65 mm/h) állandósul. E mögött a jelenség mögött feltehetően a szerkezeti elemek duzzadása áll. A vízáteresztő-képesség adatai alapján felszíni lefolyás csak a legnagyobb zivatarok és a leggyorsabb hóolvadások alkalmával valószínűsíthető, ez utóbbi esetben nagyban hozzájárulhat a lefolyás kialakulásához a fagyott talaj is. Vízgazdálkodásuk szélsőséges: bár

szabadföldi vízkapacitásuk meglepően magas (37-50 v/v%), sekély mélységük miatt kevés vizet képesek tárolni, és a száraz nyári és őszi időszakokban hosszú, szélsőséges vízhiány jellemezheti őket. Fizikai talajféleségük vályog, illetve agyagos vályog. Karbonáttartalmuk alacsony (1 % alatti), kémhatásuk semleges (3. abc ábrák). A vizes és a KCl-os pH különbsége jóval 1 alatt marad, tehát savanyodásra nem hajlamosak. Az A-C átmenet rendkívül éles, C-szintjük minden esetben üde mészkő (1, 2) vagy dolomit (4). Végül fekete rendzinaként írtuk le azokat a talajokat, amelyek humusztartalma 8-11 % között volt (1-es és 4-es szelvény), és barna rendzinának soroltuk be azokat, amelyek humusztartalma 3-4 % (2-es szelvény).



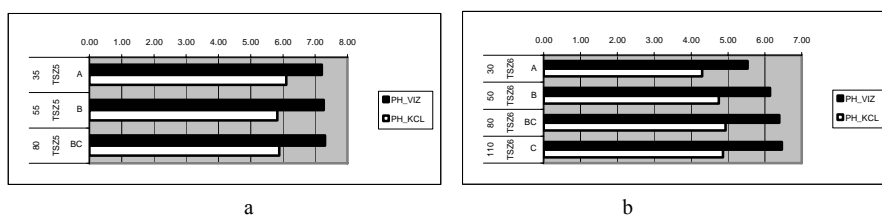
3. ábra: A rendzinaként meghatározott talajszelvények a. vizes pH-ja b. karbonáttartalma c. humusztartalma

Fig. 3: The a. pH(H₂O) b. carbonate content c. organic matter content of the soil profiles considered rendzina

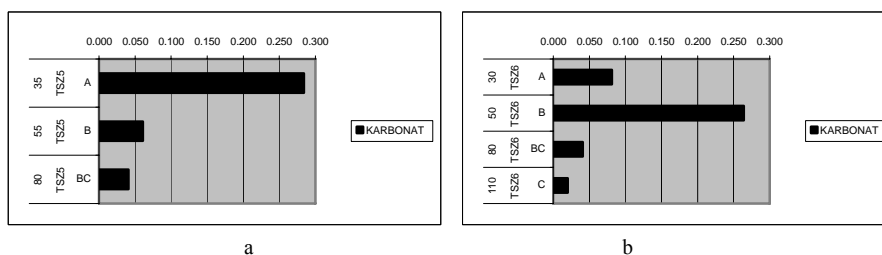
A barna erdőtalajok fő típusába a szelvények közül kettő tartozott (5-ös és 6-os). Mindkettő a Hosszú-völgyel párhuzamos, attól Ny-ra található szárazvölgy tengelyében, vagy annak közelében mélyült. A rendzináktól agyagos alapkőzetük, nagyobb vastagságuk és szintekre tagolódásuk egyértelműen elkülöníti őket. Annak eldöntése viszont, hogy agyagbemosódásos barna erdőtalajjal (a továbbiakban ABET), vagy Ramann-féle barnafölddel állunk-e szemben, nehezebb kérdés.

Az 5-ös szelvény 60 cm mély, végig agyag fizikai féleségű, diószemcsés szerkezettel. A felvételezés idejében – egy száraz őszi periódus végén – még a C-szint is csak enyhén nedves volt. Sötétbarna, 35-40 cm vastag A-szintje – a rendzinákéhoz hasonlóan – extrém magas, majd néhány nap után 15-20 mm/h körüli állandósuló vízáteresztő képességgel

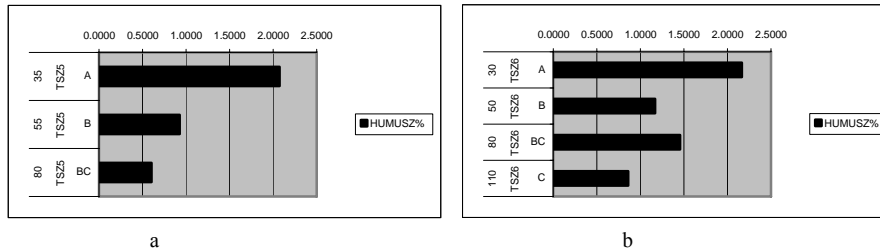
rendelkezik. Agyagos talajok esetében ezt a jelenséget beszivárgási vizsgálatai során Zámbó L. is leírta. (ZÁMBÓ-TELBISZ 2000). Egyéb tulajdonságaiban is hasonlít a rendzinákhoz (porozitás, térfogattömeg, makrorepedések, stb.), különbséget a jóval kevesebb gyökérzetben, humusztartalomban (2,1 %) és magasabb agyagtartalmában mutat. Vörösesbarna *B-szintje* 55-60 cm-ig nyúlik le. Gyökereket már alig találunk benne. Ez a szint 40 v/v% körüli porozitással és 1,45 g/cm³ körüli térfogattömeggel rendelkezik, K-tényezője (0,66 mm/h) a legalacsonyabb. 60 cm alatt *C-szintje* barnászvörös agyag, porozitása és térfogattömege megegyezik a B-szintével, szivárgási tényezője a felépítő agyagos üledékekre jellemző 1 mm/h körüli. A szintek között az átmenetek fokozatosak, a szelvényben kiválásokat és pezsgést sehol nem tapasztaltunk. Ugyanakkor az összes szintben 7,2 és 7,3 közötti vizes pH-t mértünk. A KCl-os pH 5,8 és 6,1 között változott, tehát lényegesen kevesebb, mint a vizes pH, ami a talajok savanyodásra való hajlamát jelzi. A savanyodási hajlam ellenére magas pH-értékeket magyarázhatja a lejtőn közvetlenül fölötté elhelyezkedő 26 AU pontban mért kiugróan magas szénsavas mésztartalom, mivel jelentős áthalmozás valószínűsíthető. A szelvény ABET-re jellemző tipikus vízgazdálkodási tulajdonságokat mutat, ugyanakkor a textúrdifferenciálódási hányados éppen csak eléri az 1,2-t. Viszonylag sekély volta és magas pH-ja miatt a Ramann-féle barnaföldekhez soroltuk (4-6. a ábrák).



4. ábra: Az a. 5-ös, b. 6-os számú talajszelvény vizes pH-ja
 Fig. 4: The pH(H₂O) a. of soil profile no 5., b. of soil profile no 6.



5. ab ábra Az a.) 5-ös, b.) 6-os számú talajszelvény karbonáttartalma
 Fig 5. ab The carbonate content of a.) of soil profile no 5., b.) of soil profile no 6.



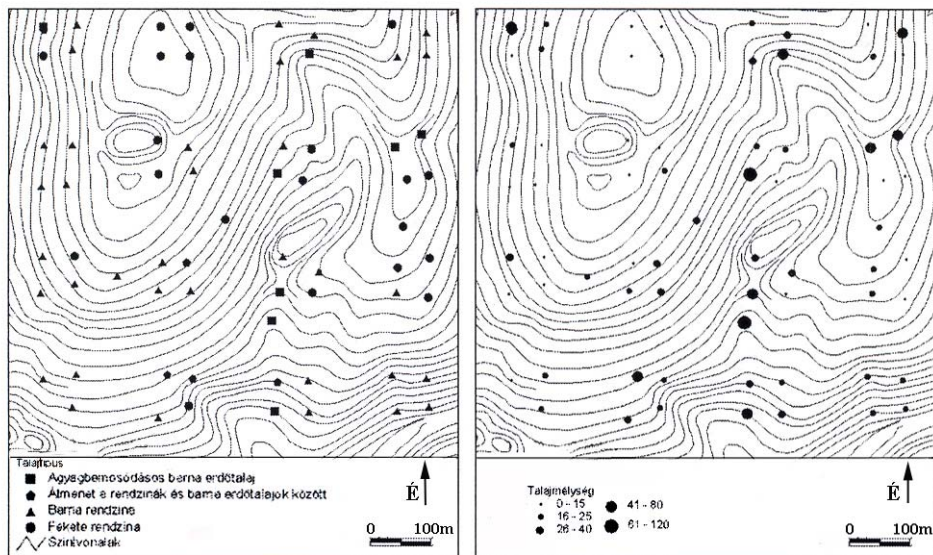
6. ábra: Az a. 5-ös, b. 6-os számú talajszelvény humusztartalma
 Fig. 6: The organic matter content of a. of soil profile no 5., b. of soil profile no 6.

A 6-os számú szelvény lényegesen mélyebb, 1 m-es. 3 cm vastag fekete A_0 -szintje diós szerkezetű agyagos vályog, sok gyökérzettel és éles átmenettel. Sötétbarna A-szintje 40 cm-ig tart, vályogos agyag fizikai talajféleségű, szemcsés szerkezetű, humusztartalma 2,2 %. Vizes pH-ja 5,53, KCl-os pH-ja 4,3. Kevés gyökér található benne, átmenete a B-be fokozatos. A 40 cm-től 100 cm-ig tartó vörösesbarna B-szint fizikai félesége agyag, szerkezete szemcsés, és a szemcsék felületén agyaghártyák voltak megfigyelhetők. Gyökérzet már alig hatol bele ebbe a szintbe. Vizes pH-ja 6,14, KCl-os pH-ja 4,75. Átmenete a C felé fokozatos. A talajképző kőzet sárgás-vöröses agyag. Vizes pH-ja 6,5, KCl-os pH-ja 4,9. Jellemző a szelvényre, hogy lényegesen nedvesebb az előzőnél. Agyagos volta ellenére viszonylag magas állandósult átszivárgási értékeket mutat (8-33 mm/h). Mélysége, pH-ja és textúrdifferenciálódási hányadosa (1,28) alapján a talajt ABET-nek határoztuk meg (4-6. b ábrák).

A 3-as számú szelvény egy olyan enyhe lejtőhajlatban található, amely az 1:10000-es méretarányú topográfiai térképen nem rajzolódik ki. Érdekessége, hogy a néhány méterre lévő 26AL ponton 70 cm-ig sikerült lefűrnünk, de a környéken sehol máshol nem tudtunk 30 cm-nél mélyebbre hatolni. A sekély mélység ellenére egy szintekre tagolódó, és szintenként lényeges különbségeket mutató szelvényt találtunk. A-szintje (0-16 cm) szintén a rendzinákkal mutat nagy hasonlóságot, miképp az 5-ös számú szelvényé is. Gyökerekkel sűrűn átszőtt, sötétbarna agyagos vályog, diós szerkezetű. A pH-ja feltűnően alacsony, 5,87. A felső 5 cm-e A_0 -ként elkülöníthető feketés barna, morzsás szerkezetű vályog. 16 és 30 cm között találjuk a B-szintet, mely vörösesbarna agyagból épül fel. Az előzővel ellentétben ez már enyhén nedves, enyhén pezseg, pH-ja 7,5, és lényegesen kevesebb gyökérzet van benne, mint a fentebbi rétegekben. Tömödöttsége feltűnő. A szelvény alapkőzete üde mészkő. Talajtípusa feltehetően átmenetet képez a barna vagy vörösayagos rendzina és a Ramann-féle barnaföld között. Mellette a 26AL már egyértelműen Ramann-féle barnaföld.

A talajtulajdonságok térbeli megoszlása

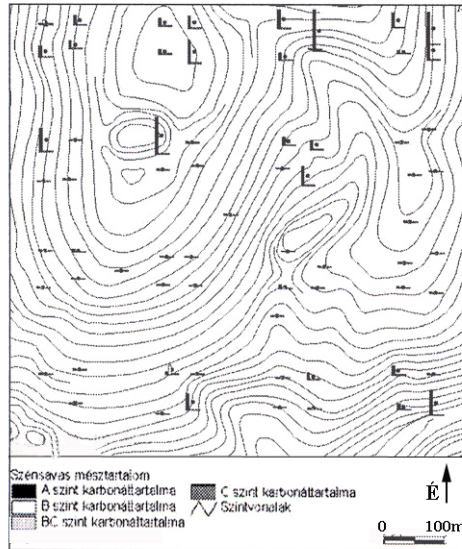
A terepi munka során szembevető volt a talajmélység és a domborzati helyzet összefüggése (8. b ábra). A mintaterület nyugati részét uraló Ocsisnya-tető tetőközeli, kis lejtésű területein a karbonátos anyakőzet jellemzően 10 cm körüli mélységben található, hasonlóan a terület keleti részén elhelyezkedő kisebb háthoz. A lejtőkön a talaj vastagsága már jelentősebb, akár a 30-40 cm-t is eléri, elsősorban azokon a helyeken, ahol a lejtő a fölötté lévőkhöz képest valamivel enyhébb. Felmerül a kérdés, hogy hogyan alakulhat ki a lejtőkön mélyebb talaj, mint a kis lejtésű platókon. Ennek oka valószínűleg a korábbi művelés okozta erózió lehet. A legmélyebb talajok (40-100 cm) az Ocsisnya-tető és a hát közötti aszóvölgyben találhatóak, valamint a terület ÉNY-i részén a Hosszú-völgy felé tartó kisebb horpadásban. Több helyen találtunk még viszonylag mélyebb szelvényeket, minden esetben mélyedésekben, illetve lejtőpihenőkben; azonban a 10 m-es felbontású topográfiai térképen, valamint a belőle készített domborzatmodellen ezeknek a mikrodomborzati elemeknek egy része már nem jelenik meg. A mélyebb talajok C szintje minden esetben vörösgyag.



a

b

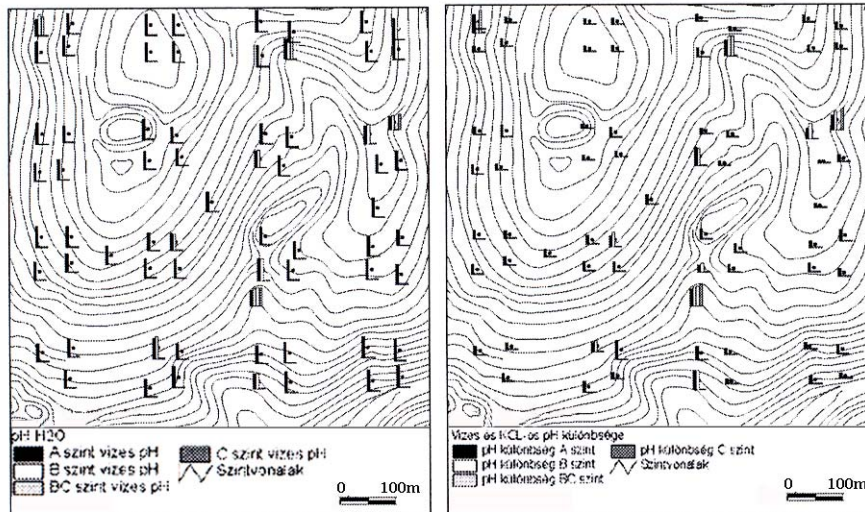
7. ábra: a. Genetikai talajtípus, b. Talajmélység
Fig. 7: a. Genetic soil type, b. Soil depth



8. ábra: A karbonáttartalom térbeli eloszlása
 Fig. 8: Spatial distribution of the carbonate content

Ahogy a 8. ábrán látható, a talajok szénsavas mésztartalma a mintaterület északi és délkeleti részén a legnagyobb. A terület kőzettani felépítését ábrázoló térkép valamint a terepi megfigyelések alapján ezekben a pontokban az alapkőzet dolomit. A látszólagos ellentmondás valószínű magyarázata a dolomitnak az a tulajdonsága, hogy nehezebben oldódik, így a gyorsan beszivárgó víz nem mossa ki a karbonátot a talajból. Kiugró értéket, 30% feletti mésztartalommal, 3 helyen találunk, a 26AU, 26AY és 30AP pontokban. A kiugró értéket okozhatják a talajban lévő apró kavicsok, amelyeket a minták megtörése során nem sikerült teljes mértékben eltávolítani. A mélyebb talajok esetében általában elmondható, hogy a B szintben megugrik a mésztartalom, kivéve az 5. talajszelvény esetében.

A mintaterület taljai nagyrészt a gyengén lúgos, semleges, vagy gyengén savanyú kategóriába tartoznak, 4 mintapont kivételével, ahol a pH(H₂O) alacsonyabb 5.5-nél. A savanyú talajok C-szintje minden esetben vörösayag, karbonáttartalma pedig minimális. A talajban lefelé haladva a pH általában nő, ez alól két pont képez kivételt, a 26AL és a 34AQ pontok. Előbbi esetében a B szintben a pH erőteljesen megugrik, majd valamelyest csökken, míg utóbbinál a B szintben mért érték alacsonyabb az A szintben mért értéknél (9 ab ábrák).



9. ábra: a. A $pH(H_2O)$, b. a $pH(H_2O)$ és a $pH(KCl)$ különbség térbeli megoszlása
 Fig. 9: The spatial distribution of a. the $pH(H_2O)$, b. the difference of $pH(H_2O)$ and $pH(KCl)$

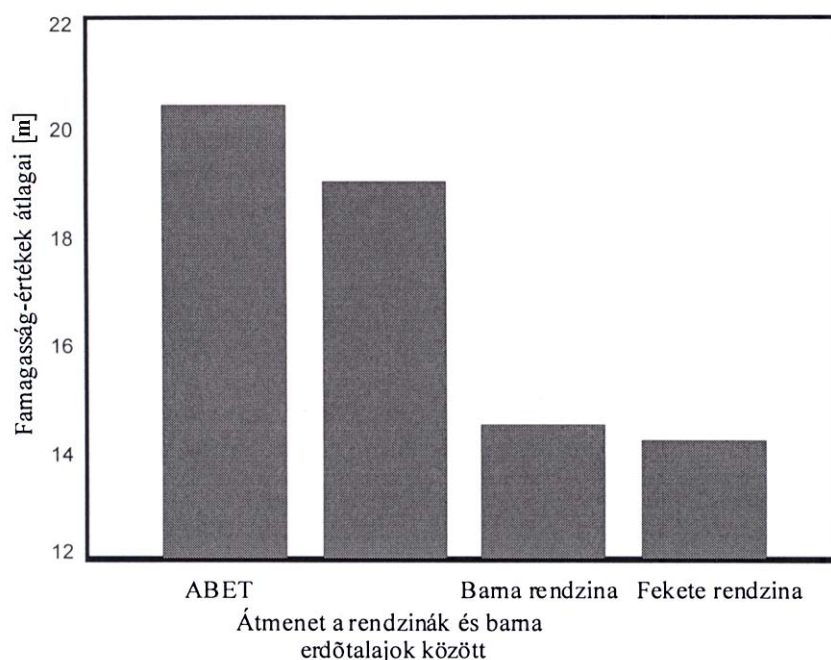
Növényzet

A mintaterületen a leggyakoribb fafajok a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*), mezei juhar (*Acer campestre*) és a gyertyán (*Carpinus betulus*). Jelentős számban található továbbá barkócaberkenye (*Sorbus torminalis*) és bükk (*Fagus sylvatica*). A délies kitettségű lejtők fekete rendzináin megjelenik a molyhos tölgy (*Quercus pubescens*). Elegyarányokat ezúttal nem vizsgáltunk, de általánosan jellemző, hogy a genetikai talajtípusok egymás közötti átmeneteit a fásszárúak hasonlóan fokozatosan változó fajösszetétele is tükrözi. A kocsánytalan tölgy a leggyakoribb faj, szinte minden domborzati helyzetben és talajtípuson előfordul. A mezei juhar és a gyertyán hasonlóan viselkedik, de az üdébb, jobb vízháztartású talajokon az előbbi ritkábbá, az utóbbi gyakoribbá válik. A legsekélyebb szelvényű, vízháztartás szempontjából legkedvezőtlenebb fekete rendzinákon megjelenik a molyhos tölgy. Ezekon a helyeken a beerdősülés a környezetüknél jóval lassabban zajlott le, az üzemtervekben mindenütt „a gerinc mentén üres foltok” megjegyzés szerepel, és néhány, már a legkorábbi rendelkezésre álló (1952-es) légifotón is meglévő tisztás még ma is létezik, holott a fennsík más területein az erdő azóta teljesen záródott. A sekély talaj gyökerekkel olyan sűrűn átszőtt, hogy jóformán a gyökérzet képezi a mátrixot a talajszemcséknek, és nem fordítva. A másik szélsőséget képviseli a mélyebb talajokon megjelenő, üdébb termőhelyet jelző, zárt

állományt alkotó bükk. A vörösagyagon kialakult mélyebb talajok savanyúságára, valamint egykori nyíltabb viszonyokra utal a bibircses nyír (*Betula pendula*) szórványos jelenléte a völgyben.

A cserjeszint és a gyepszint jellemzőit a faállomány által meghatározott fényviszonyok is nagyon jelentősen befolyásolják, ezeket ezúttal nem vizsgáltuk részletesen.

Ha genetikai típusonként megvizsgáljuk az adott talajokon található állományok jellemző magasságát, azt láthatjuk, hogy a rendzináktól az erdőtalajok felé haladva a famagasság nő (10. ábra). Ez részben következik a fajösszetételből, ugyanakkor az állítás igaz a különféle termőhelyeken megjelenő fajok egyes egyedeire is, például a kocsánytalan tölgyre. Nem elhanyagolható szempont, hogy a famagasságot jelentősen befolyásolja az állomány kora, de az üzemtervi adatok alapján a mintaterületen a legfiatalabb erdő is legalább 56 éves, az átlagos kor pedig 75 év. Mindezek fényében az adatok azt sugallják, hogy a térbeli kiterjesztésben fontos szerepe lehet a vegetációnak.



10. ábra: A terepen meghatározott talajtípusok jellemző famagasság-átlagai
 Fig. 10: The mean of tree height values characteristic of the different genetic soil types

A talajtulajdonságok összefüggése a domborzati paraméterekkel

Az egyszerűen és olcsón előállítható nagy felbontású (5-50 m) domborzatmodellek elterjedésével lehetővé vált a talajtulajdonságok közvetett meghatározása a domborzattal való kapcsolatuk alapján. Ilyen jellegű kutatásokat Magyarországon Dobos Endre folytatott Alacska község környékén, a Tardonai-dombság területén. Ő nem talált olyan szoros összefüggést a domborzat és a talajtulajdonságok között, mint a nemzetközi szakirodalomban leírtak, azonban az általa vizsgált terület egy komplett vízgyűjtő volt, és mint ilyen, erősen heterogén (DOBOS 2001).

Már a 90-es években megjelentek a különböző co-krigelési technikák, amelyek a krigelésben jelentkező bizonytalanságot egy ismert tényezővel (esetünkben a domborzattal) való korrelációval csökkentik (ODEH *et al* 1995). A használható eredményhez azonban egy erős lineáris kapcsolatra van szükség a vizsgált paraméter, és a kiterjesztéshez használt paraméter között. A talajtulajdonságok és a domborzati adottságok közötti erős lineáris kapcsolat kimutatása lehetővé tenné, hogy az előbbieket az utóbbiak segítségével modellezzük.

A talajmélység standardizált értékei szignifikáns kapcsolatban vannak a domborzati paraméterek többségével. A korreláció értéke a vízgyűjtő terület mérete és a többnyire ebből származtatott, erózióhoz kötődő paraméterek (W, SPI, vízgyűjtő terület) esetében a legnagyobb. Mivel azonban ezek egymással is szoros összefüggésben vannak, a 'lépésenkénti' (stepwise) regresszió végrehajtásakor az algoritmus egyedül a vízgyűjtő terület méretét vette figyelembe. Az így kapott R^2 érték 0,377 (0.05 szignifikanciaszinten). Az eróziós mutatókkal való szignifikáns kapcsolat arra utal, hogy van lejtőirányú anyagmozgás. A mért beszivárgási értékek alapján – mint korábban említettük – feltehetően ez az anyagmozgás epizodikus, és egy-egy extrém időjárási eseményhez (hóolvadás, zivatar) köthető, illetve elképzelhető, hogy ahol az anyakőzet kevésbé repedezett, a talajba való beszivárgás gyorsasága és a kőzetbe való beszivárgás gyorsasága közti különbség miatt a termőréteg és a kőzet határán alakul ki lejtőirányú vízmozgás.

Amikor a famagasság-adatokat is belevettük a vizsgált független változók körébe, R^2 értéke megnőtt (0,425), és az algoritmus a famagasság-adatot is beválogatta a regressziós modellbe. Bár az eredmények biztatóak, ezek az összefüggések még nem teszik lehetővé, hogy a domborzatra, illetve az átlagos famagasságra támaszkodva modellezzük a talaj mélységét. Ugyanakkor, ha figyelembe vesszük a talajmélység értékek nagy heterogenitását kis területen belül (vö 3. talajszelvény és 26AL pont) valószínűsíthető, hogy az adatok számát megnövelve az összefüggés számszerűleg jobban kimutatható lenne. A bizonytalanságot fokozza, hogy a

mintapontoknak csak kis hányada esik a völgy területére, vagyis a mélyebb talajok alulreprezentáltak. Hibát okozhat még a GPS-es helymeghatározás pontatlansága (5-8 m), bár azt a 4 pontot, ahol a térbeli bizonytalanság a legnagyobb volt, kihagytuk a térbeli elemzésből.

A vizes és a KCl-os pH nem mutat szignifikáns összefüggést egyetlen domborzati paraméterrel, sőt, a talajmélységgel sem. A szénsavas mésztartalommal ellenben szignifikánsan összefügg, a pH változását ez az érték 70 (vizes pH), illetve 81%-ban (KCl-os pH) magyarázza. A kétféle pH érték különbsége, amely utal a talaj savanyodási hajlamára, ugyanakkor a karbonát-tartalom mellett függ az SPI értékétől és a talajmélységtől is (a három változót együtt figyelembe véve $R^2=0,639$ (0.05 szignifikancia-szinten); a Pearson-féle korrelációs együttható a talajmélységre 0,519, SPI-re 0,444).

Összefoglalás

A mintaterület jellemző talajai platóhelyzetben a fekete rendzinák; a lejtőkön barna, a lejtőpihenőkben és kisebb mélyedésekben vörösbarna rendzinát találunk. A völgyfőkben, völgytalpak szélein mélyebb szelvényű Ramann-féle barnaföldek, sőt agyagbemosódásos barna erdőtalajok is kialakultak. A talajtípusok megjelenése szoros kapcsolatot mutat a domborzati helyzettel, és ez a fászfűz vegetáció fajösszetételében is tükröződik. A talajtulajdonságok domborzati paraméterekkel való összefüggésének vizsgálata azt az eredményt hozta, hogy a pH, illetve a karbonát-tartalom nem függ a domborzati helyzettől, a talajmélység és a savanyodási hajlam ellenben szignifikáns kapcsolatot mutat az eróziós mutatókkal. Bár az eredmények biztatóak, a kimutatott összefüggések nem teszik lehetővé, hogy a domborzatra támaszkodva modellezzük a talaj mélységét. Figyelembe véve a talajmélység-értékek nagy heterogenitását valószínűsíthető, hogy az adatok számát növelve jobb eredményeket kapnánk.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük az Aggteleki Nemzeti Park munkatársainak, elsősorban Szmorad Ferencnek, a támogatást és aktív segítséget. A vizsgálat nem lett volna kivitelezhető az SZTE geográfus hallgatói, Koltai Gabriella, Samu Andrea és Szabados Zoltán munkája nélkül. A minták feldolgozásában Kaszala Rita, Samu Andrea és Talabér Emánuel nyújtott segítséget. Témavezető Dr. Keveiné Dr. Bárány Ilona.

IRODALOM

- CONRAD, O.* (1998): Derivation of Hydrologically Significant Parameters from Digital Terrain Models. PhD Thesis. Dept. for Physical Geography, - University of Göttingen
- DOBOS E.* (2001): A domborzat, mint talajképző tényező kvantitatív modellezése digitális domborzati modellek felhasználásával - Földrajzi Konferencia, Szeged
- HEVESI A.* (1991): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. rész - Földrajzi Közlemények CXV (XXXIX.) kötet 3-4 szám p. 99-120
- KEVEI-BÁRÁNY I.* (2004): A karsztökológiai rendszer szerkezete és működése - Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 65-74
- ODEH I.O.A.-MCBRATNEY A.B.-CHITTLEBOROUGH D.J.* (1995): Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging - Geoderma 67 p. 215-226
- TEMESI G.* (2002): Az erdőrezervátumok fenntartásának általános irányelvei p. 38-45 - In Horváth F.-Borhidi A. (szerk.) A hazai erdőrezervátum-kutatás célja, stratégiái és módszerei
- ZÁMBÓ L.* (1986): A talaj-hatás karsztmorfogenetikai jelentősége - Kandidátusi értekezés, Kézirat, Budapest
- ZÁMBÓ L.* (1998): Talajtakaró p. 97-117. In: Baross Gábor (szerk) Az Aggteleki Nemzeti Park, - Mezőgazda Kiadó, Budapest, 519 p.
- ZÁMBÓ L.-TELBISZ T.* (2000): A karsztkorróziós talajhatás érvényesülése a karsztfelújulásban - Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 103-114
- ZBORAY Z.-TANÁCS E.* (2005): An investigation of the growth types of vegetation in the Bükk Mountains by the comparison of Digital Surface Models Acta climatologica et chorologica Universitatis Szegediensis, Tom. 38-39, p.163-169.

AZ ESZTERGOMI STRÁZSA-HEGYEK ÉS A SÁTORKŐ-PUSZTAI-BARLANG FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

SÁSDI LÁSZLÓ

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

Abstract: In the Dachstein Limestone of Strázsa Hill (which include the cave) already in the Cretaceous evolved little pits, which filled with red dripstone material. The eroded form of this material can be found at the level of the cave, near an open fault line. In the course of a newest karstic process new pits arrived at the Eocene, which filled at the Middle Eocene transgression with the siliciclastic sandstone of the Tokod Formation and parallel in this time with calcite veins. Probably, in the time of the Late Eocene – Middle Miocene volcanic activation formed the system of the boxwork fission cracks and the filling calcitic dikes, and later the pyrite-calcite-barite veins which are cutted this system. In the zone of the boxwork the Hall of Benedek Endre is a consequence pit. This pit filled later with Oligocene material. The filling material covered by dripstone and dolomite layers. On the layers grow up botryoids. These covered by gypsum layers. The evaporation of the temperate karstic water slacked the system of the channels and solution packets at the cold period of the Pleistocene. This procedure cutted in two phase with the grew up the botryids and the precipitation of the gypsum layer. The dissolved carbonate built up the dripstones of the lower levels.

1. Elhelyezkedés

A 324 m hosszúságú, 45 m vertikális kiterjedésű Sátorkőpusztai-barlangot magába foglaló Strázsa-hegyek Esztergomtól DK-re található, egy ÉNy-DK-i csapású hegyvonulatként. A barlangot magában foglaló Nagy-Strázsa-hegy magassága 307 m, míg az ÉNy-i Kis-Strázsa-hegyé 232 m. A kis magasságú hegyvonulat DK-i folytatásában a Pilis magasabb régióihoz csatlakozó 424 m-es Fehér-szirt és az 507 m-es Kétágú-hegy emelkedik. A Strázsa-hegyektől ÉK-re kis kiterjedésű medence terület, majd a Szentendre-Visegrádi-hegység vulkáni kőzetekből felépült hegyei következnek, DNy-felé a Dorogi-medence határolja. Közvetlen DK-i szomszédságában a vulkáni kőzetanyagú Babszky-(Tábla-) hegy található. A Sátorkőpusztai-barlang a Nagy-Strázsa-hegy DK-i végében, egy mára felhagyott kőbányában nyílik. A 272 m tszf. magasságban nyíló bejárat mellett még számos gömbfülke látható a falban, melyek egykor a rendszerhez tartozhattak, csak a bányászat során különültek el. A kőfejtőtől Ny-ra kb. 100 m-re található a hatalmas, felszakadt bejáratú szádával rendelkező, Strázsa-barlang, melynek szomszédságában további, de kis méretű üregek nyílnak.

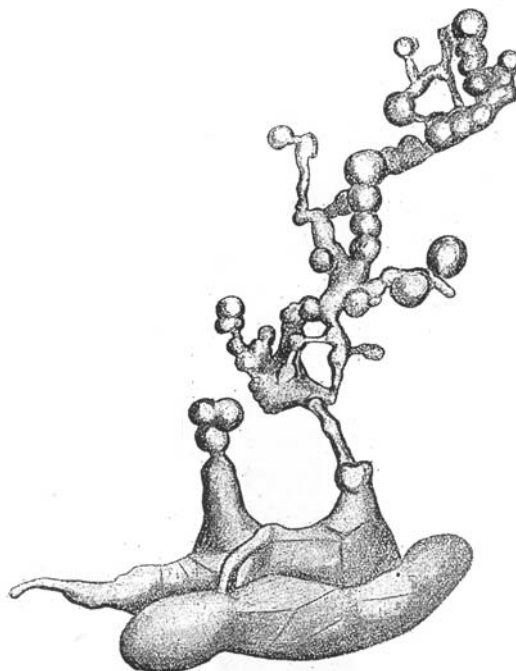
2. Kutatástörténet

A barlang 1944-ben nyílt meg a Strázsa-hegy DK-i végében akkoriban német fennhatóság alatt működő Honvédkincstári mészkőbányában, azonban első bejárására csak 1946-ban került sor, ami 5 dorogi fiatal természetjáró Krampe Géza, Lepény Károly, Várhidy Dezső, Várhidi Károly és Virágh Imre nevéhez fűződik. Híradásuk nyomán Jakucs László is bejárta a barlang felső szintjét. Ezt követően 1946 augusztusában Venkovits István, Jakucs László és Nick Matild járták be a járatok nagy részét, majd azokat a Földtani Intézet megbízásából (SZALAY 1947) Venkovits – az Intézet kísérletügyi segédtitkárja – az akkor még egyetemista Jakuccsal felmérte a barlang járatait, s ásványtani vizsgálatokat is végzett. Felmérésük alapján Jakucs László még abban az évben elkészítette a barlang 3D-s gipszmodelljét (1. ábra). Kutatásairól először előadásban számoltak be a Magyarhoni Földtani Társulat ülésén, ennek írásos anyaga is rendelkezésre áll (VENKOVITS 1946). Az eredmények, illetve a barlang vázlatos leírása több publikációban látott napvilágot (JAKUCS 1946, JAKUCS - KESSLER 1962). Jakucs László a barlangot a hévizes genetika prototípusaként említette, s Ő volt az első, aki a barlang keletkezését, illetve a gipszképződmények kialakulását Venkovits ötlete alapján (JAKUCS 1959) a kénsav szerepének tulajdonította. A gömbfülkék porló falának kialakulását aragonit kiválással, illetve annak kalcitá alakulása közbeni térfogatváltozása során fellépő porlódásnak tulajdonította. Sajnálatos, hogy az ásványtani elemzések adatszerű eredményei nem kerültek publikálásra, s a barlangról csak általános leírásokat közöltek. Későbbi ismertetések ezeken a leírásokon alapultak (KOCH 1985, KORDOS 1984.).

A továbbiakban többen is vizsgálták a barlangban, ezekről azonban csak szórványadatok kerültek közlésre. MIKSA (1955.) a kalcittelérek alapján 3 kiválási fázist különített el, csökkenő kiválási hőmérséklet mellett. NÁDOR (1990.) néhány elemzést közölt az itt található ásványokról. A barlang kialakulása, genetikája nem került kidolgozásra, csak részletes állapotfelvétele történt meg (KRAUS 1988). Ez a helyzet állt fent 2002-ben is, amikor a *“Magyarország fokozottan védett barlangjai”* című könyvben a barlang ismertetője (TAKÁCSNÉ BOLNER) a feldolgozatlanság következtében csak általános említéseket tudott tenni.

A szűkebb terület földtani, karszt-fejlődéstörténeti vizsgálata ugyan csak hézagos volt. Részletes földtani vizsgálatok szinte kizárólag a közeli Lencse-hegy térségében folytak fúrásos kutatással kiegészítve, ahol ezek eredményeként szénbányászat is beindult. A hegy térségében csak 10000-es méretarányú térképezést végeztek (NAGY 1964a,b. 1966, 1982.) melynek eredményei nyomtatott térképen láttak napvilágot (NAGY - SIPOSS 1969).

A Strázsa-hegy paleokarsztjairól csak említés szintű közlések kerültek publikálásra (SÁSDI 1991, SÁSDI 2001), illetve lokális, paleokarsztos (paleokarros) jelenségekről számoltak be (VERESS et al. 2005).



1. ábra A barlang Jakucs L. által készített gipszmodelljének rajza
Fig. 1: Gypsum modell of the Sátorköpuszta Cave by László Jakucs

3. Földtani környezet

3.1. Rétegtani felépítés

A Strázsa-hegyek területen és környezetükben ismert legidősebb kőzet felszínen és felszín alatt az egykori trópusi tenger vizében karbonátplatformon képződött felső-triász dachsteini mészkő. Ennek “B” (algagyep) és “A” (paleotalaj) tagozatai egyaránt ismertek, a “C” szint – Megalódusos rétegek – nem láthatók. Felszínen és a barlangban több helyen tanulmányozhatók az algalaminites “B” szint rétegei, míg a paleotalajos “A” szintek – néhol hullámváz által felkevert tömbjeivel – jelenleg csak a barlang felső szintű járataiban figyelhetők meg. A kémiai vizsgálatok szerint (I. táblázat) ezeknek a szinteknek az anyaga csak hematittal szennyezett mészkőnek tűnik, az RTG eredmények szerint nagyon kevés agyagásvánnyal. Számos helyen a

laminites-onkoidos rétegek hullámozás által felszaggatott tömbjei alkotják a kőzet anyagát. Itt teljesen rétegzetlen, máshol a rétegek dőlése általában ÉK-i, a dőlés szöge 30° körüli. A mészkő általában üde, fehér-világosszürke színű. A barlangban porlott változata is megfigyelhető, mely sok helyen szürkés, sárgás mállott felszínű.

I. Táblázat
Table I.

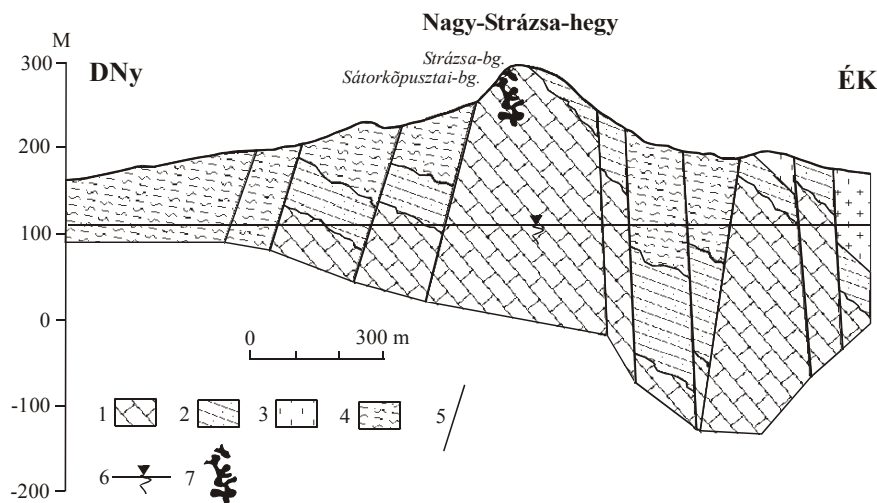
Barlangi kőzetminták kémiai összetétele
Chemical combining of cave rocks samples

Lelőhely	Anyag típusa	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	-H ₂ O	+H ₂ O	CO ₂	SO ₃
Felső-szint	Triász paleotalaj	0,286	1,39	2,22	52,9	0,521	0,19	1,83	40,3	0,197
Ferde-terem teteje	Sárga agyag	55,6	23,9	6,17	0,957	0,46	0,92	9,07	0,455	
Ferde-terem teteje	Kőzetmálladék	0,441	0,353		55,6	0,283	0,08	1,59	41,3	
Középső-szint	Vörös agyag (vékony)	8,65	8,22	0,921	44,5		0,14	4,02	32,9	
Középső-szint	Vörös agyag (vastag)	24,7	21,2	5,92	21,7		0,68	8,85	16	
Benedek Endre-terem	Szürke agyag	64,1	14,8	1,39	5,16	0,833	1,41	6,26	3,13	
Benedek Endre-terem	Szürke kéreg	2,33	1,38		31,7	12,5	5,5	2,72	29,4	13,8
Benedek Endre-terem	Gipszcseppkő	0,879	0,368	0,049	32,400	1,800	16,600	1,930	4,890	41,000
Benedek Endre-terem	Gipszkéreg	0,355	0,172	0,036	33,700		17,700	1,800	2,680	43,300
Benedek Endre-terem	Szürke réteg	0,707	0,495	0,080	34,800	8,060	8,120	1,800	24,400	21,300
Benedek Endre-terem	Csőves cseppkő	1,063	0,933	0,033	54,200	0,680	0,090		42,300	0,401
Benedek Endre-terem	Gipszoszlop belső	0,225		0,062	55,500	0,591	0,050		43,100	0,195
Benedek Endre-terem	Karbonát oszlop	0,301	0,111	0,098	55,700	0,411			42,900	

A Strázsa-hegy területén fiatalabb mezozoós kőzetek nem fordulnak elő. Jura üledékek (Hierlatz Mészkő F., Tölgyháti Mészkő F., Lókúti Radiolarit F. Pálhálási Mészkő F., Szentivánhegyi Mészkő F.) felszínen legközelebb az Öregszirten fordulnak elő, fúrásokban az Esztergom 61. és 80-as számúakban harántolták (KORPÁS 1998). Kréta üledékek (Berzseki Márga F.) a Strázsa-hegytől É-ra, csak fúrásokban váltak ismertté (E-61., E-80., E-91).

A Strázsa-hegytől KÉK-re az előzőekben már idézett földtani leírások szerint az alaphegységre települve középső-eocén édesvízi-csökkenésvízi- kőszenes rétegsorozat (Lencsehegyi F.), majd tengeri márgaüledék (Csolnoki Márga F.), ezt követően homokkő, kovás homokkő (Tokodi F.), felette alárendelten felső-eocén nummuliteszes mészkő (Szépvölgyi Mészkő

F.) települ. A Strázsa-hegy területén felszínen csak a homokkő helyenként erősen kovásodott, gyengén limonitosodott rétegeit (2. ábra) és az ezt fedő nummuliteszes mészkő roncsait találjuk meg. A homokkő rétegeket a kőfejtők feltárásaiban és a meredek sziklás felszíneken hasadék- és üregkitöltések formájában is megtaláljuk. Az eocén üledékek a mészkőben kialakult 1,5 m széles, 1-3 m magas árkokban azok aljzatára települve is fellelhetők a Strázsa-barlang nyugati szomszédságában, itt feltehetően egykori (középső-eocén ?) barlang felszakadt változatával van dolgunk. A kőbányákban található eocén üledékek (üregkitöltés, 1.kép) jól rétegzettek, a rétegdőlés 15-20° ÉK felé. Helyenként vörös kalcit törmeléke, pirit mállása során létrejött limonitcsomók, elvértve ép pirit található bennük. Egy helyen a homokkőves kitöltés nagykristályos kalcittal váltakozik, igazolva annak eocén időszaki kiválását.



2. ábra: Vázlatos földtani szelvény a Strázsa-hegyen át

Jelmagyarázat: 1. triász dachsteini mészkő 2. eocén üledékek általában 3. eocén-oligocén riódacit 4. oligocén üledékek általában 5. vető 6. karsztvíz piezometrikus szintje 7. barlangjárat

Fig. 2: Sketchy geological section of the Strázsa Hill

Legend: 1. Triassic Dachstein Limestone, 2. Eocene in general, 3. Eocene-Oligocene rhyolitic dacite, 4. Oligocene in general, 5. Fault, 6. Piezometric level of the karstic water, 7. Cave

A hegytől DNY-ra levő Dorogi-medence helyezkedik el. A határos terület rész földtani felépítésére csak az Esztergom 5. sz. fúrás adatai alapján alkothatunk képet (KORPÁS 1998). Itt a kb. 200 m mélységben elhelyezkedő dachsteini mészkőre közvetlenül a fiatalabb középső-eocén rétegek települnek, a széntelepes összlet hiányzik. A hegyvonulattól ÉK-re hasonló a helyzet, ezt viszont már több fúrás rétegsora igazolja.



1.kép: Eocén korú, paleokarstos kvarchomokkó kitöltés a Strázsa-hegy kőbányájában
Picture 1: Paleokarstic cavity filling by Eocene siliciclastic sandstone on the wall of the Strázsahegy Quarry

A Strázsa-hegytől DK-re található Tábla- (Babszky-) hegy tömegét riodácit és andezit alkotja, melynek anyaga egy késő-oligocén és egy korai-középső-miocén vulkáni működés eredményeként keletkezett (NAGY 1964, NAGY 1966, NAGY 1982.). A közeli Lencse-hegyi-bánya feltárásai alapján ezek a vulkáni kőzetek telér formájában az eocén és a magasabb helyzetű oligocén üledékeket átjárják. Dácit felszínén a Strázsa-hegytől néhány száz méterre ÉK-re is található kis felszíni kibukkanásban.

A korai-oligocén során először átmeneti kiemelkedés és lepusztulás történt, mely máshol a teljes eocén rétegsort lepusztította, itt azonban ennek mértéke lényegesen csekélyebb volt. Ezt követően először a Hárshegyi Homokkő, majd a Kiscelli Agyag, felette a Mányi Homokkő rétegei települnek (KORPÁS 1998).

A környezetben a helyenként 100 m vastagságot is elérő oligocén agyagos-homokos üledékeken pleisztocén időszakos homokos, gyéren kavicsos üledékek fordulnak elő. Az itt hiányzó pannon üledékek, legközelebb Úny térségében fordulnak elő. A Szentendre-Visegrádi-hegységi vulkáni kőzetek területünkön az említetteken kívül nem ismertek.

3.2. Tektonikai viszonyok

A területen a legjelentősebb tektonikai vonalak ÉNy – DK-i és erre merőleges irányúak. Ezek az irányok éppen a Strázsa-hegy peremén szembeötlőek, jól látható morfológiai változásokat is létrehozva, hiszen a Strázsa-hegy tömegének sasbérc jellegű blokkja ilyen csapású törésvonalak mentén emelkedett ki. Ettől ÉK-re a Lencse-hegyi szenterület medencéje, DNy-ra az idáig elnyúló Dorogi-medence süllyedékei találhatók.

A további törésvonalak és zónák elsősorban a kőbányákban tárultak fel. Ezeknek a töréseknek a falaira általában kalcit/barit, vagy mindkét ásvány kristályai váltakozva váltak ki, s a terület ismert barlangjáratai egy részének ezek az ásványtelérek jelölték ki későbbi irányukat. Nyitott, ásványkiválás mentes törésvonal a barlangban több ponton ismert, s mivel a víz által kialakított oldásformákat metszik, feltehetően a barlang kialakulása után keletkeztek, esetleg a legutolsó kiemelkedés során. Egy helyen (Ferde-terem felső szintje) sárga agyaggal kitöltött breccsazóna látható, míg több helyen fordulnak elő zeg-zugos repedésrendszerek, melyek vörösgyaggal vannak kitöltve. Ezek vastagsága 1-2 mm-től 2-4 cm-ig terjed.

4. Morfológiai megfigyelések

A Sátorkőpusztai-barlang oldásformái jellegük alapján morfológiailag három csoportba sorolhatók:

- a jellegzetes, 0,5-4,0 m átmérőjű gömbfülkékből, és helyenként ezeket összekötő áramlási csövekből álló felső-szint,
- zömmel áramlási csövekből álló középső szint (Ferde-terem térsége),
- a 35 X 15 m alapterületű Benedek Endre-terem és az alatta levő omladékos, gömbfülkés, eltömődött alsó szint.

Az alábbiakban a barlang oldásos formakincsét és a különféle kiválásfajtákat ismertetjük, melyek vizsgálata és ismerete alapján lehet megalkotni a barlang kialakulásának elméletét.

4.1. Oldásformák

A barlang igen szembetűnő oldásformái a gömbfülkék (2. kép), melyek a járatok jellegét a felső szinten meghatározzák. Ezek mérete 0,5 - 4 m közötti, általában egymásba fűzött egyedekből állnak.



2. kép: Kondenzvíz korrózióval keletkezett gömbfülkék a barlang felső szintjében
Picture 2: Solution pocket in the upper level of the cave, arose by corrosion with the condensed water

A legfelső szint gömbfülkéinek bejárat közeli részei egy ferde, vörös kalcit és dachsteini mészkő törmelékével, illetve felette kalcithomokkal egykor kitöltött repedés mentén alakultak ki. Legfelső részén a fülkék és az oldásformák egy része ezt a kitöltést is érintette, részben abba, valamint az az alatti, 5-10 cm-es vörös kalcitok törmelékéből és hasonló méretű dachsteini mészkő törmelékéből álló ősi kitöltésbe és az alatta levő kőzetbe is beleoldódva. Lejjebb a Ferde-terem környékén hasonló, repedés menti gömbfülke rendszer mutatható ki, itt azonban a preformációt egy vörös agyaggal kitöltött 1 cm-es repedés jelenti (Kacsa). Helyenként (Z folyosó) az is megfigyelhető, hogy a gömbfülkék egykori borsóköves kitöltését újabb oldás érte, s ennek során újabb üstös oldásformák jöttek létre benne.

A Ferde-terem feletti zárt gömbfülke legfelső zónájában a már említett breccsás szerkezet figyelhető meg a porlott kőzetben, a hézagok sárga, széleiken vörös színűvé váló agyaggal vannak kitöltve. Az agyagkitöltés a gömbfülke oldódása során kipreparálódott, maradványai tenyérnyi lapokkal kiállva törik meg a fülke falának gömbfelületét. Máshol a repedéskitöltések vörös színűek, amelyek jól elütnek a dachsteini mészkőben levő paleotalajok lilás vörös színétől, melyek rétegei számos helyen szembeötlőek. A felső szint alsóbb részein a gömbfülkék egymásba oldódásával, és viszonylag tágas terek jöttek létre (Kristály-terem bejárat zónája). Helyenként kūr-

tők alakultak ki. Egy helyen (Első létra alatti rész) megfigyelhető, hogy a gömbfülkés járat alján a paleotalajos törmelék oldási maradékként halmozódott fel. A rétegzett anyag rétegei közé és fölé illetve a járat oldalfalára borsókő kiválás került igazolva, hogy az oldási (gömbfülkeképződés) és kiválási folyamat itt egyszerre, egymást gyors ütemben váltva működött.

Számos gömbfülkében egyértelműen tapasztalható amit már *JAKUCS* (1946) is leírt, hogy a kőzet helyenként akár 10 cm mélységig porlott, kézzel igen könnyen kaparható. Eddig csak egy helyen sikerült a gömbfülke falán 2-5 cm vastag kalcitos (?) kiválást felismerni. Ez könnyen leválasztható a később porlódó kőzetanyagról, mögötte a porló fal látszatra a kemény kőzet szerkezetét mutatja, jól kivehetők az apró repedésrendszerek menti elválások, törési felületek. Apró kalcittelér hálózat is jól szembeötlő a kőzetben. A porló anyag az erektől lassan válik el. A kalcitérhálózat anyaga szintén mállott, ennek mértéke vastagságtól függő, mert csak a vékonyak puhák, kenhetőek. A fellazult réteg és a kemény kőzet között az átmenet 1-2 cm-vastagságú. A kémiai és RTG vizsgálatok alapján a porló anyag egyértelműen kalcit anyagú, tehát a mészkő egyfajta mállási típusával állunk szemben. A gömbfülkék és az ezeknél kisebb méretű gömbüstök aljzatán felhalmozódó por szintén a fellazult anyag helyben maradt terméke, így anyagszállítás csak a légteres részek egykori anyagát érintette.

Több helyen figyelhetők meg kerek, csőszerű járatok (pl. Nagyakna teteje), illetve félkör alakú ún. főtécstartornák (pl. Ferde-terem tetőzónája). Ezek kialakulása még vitatott: feláramló melegebb, párásabb levegő lecsapódó párájának oldó hatása során jöttek létre (Kraus S. szóbeli közlés), vagy buborékáramlási csatornaként funkcionáltak (*SÁSDI* 2002). Az ilyen csatornák felett általában gömbfülke sorok találhatóak, a Budai-hegységi példákhoz (Ferenc-hegyi, Szemlő-hegyi-barlang) hasonlóan. Számos helyen látható, hogy a csőjáratok a kőzeten kívül a borsókő képződményeket és idősebb cseppkőképződményeket is metszik (3. kép).

A barlang alsó szintjébe egy függőleges (áramlási) csőjáraton lebújva jutunk. Egyből feltűnik a felsőbb szintektől eltérő formakincsű hatalmas terem. Ennek oldásformáit a felső szakasznál lényegesen kisebb átmérőjű üstös oldásformák jellemzik, Szembetűnő azonban, hogy ezek az oldásformák a teremben csak egy bizonyos szinttől felfelé tanulmányozhatók. Elsősorban négy, kupola jellegű üregrészben láthatók, alatta csak a szögletes, omlott felületek figyelhetők meg, melyek nagy része későbbi kiválásokkal bevont.



3. kép: Dachsteini mészkőbe és borsókő kiválásba kondenzvíz korrózióval egyaránt beoldódott pára-áramlási csatorna
Picture 3: Channel solved by condensed water into the Dachstein Limestone and into the botryoid layer

Egyedi, érdekes oldásforma figyelhető meg a Benedek Endre-teremben. Ez egy kis oldalág bejáratának tetejében elhelyezkedő, kb. 15 cm mélységű és magasságú szinlő, mely gipszkéregben alakult ki.

4.2. Üledékes kitöltés

A barlang üledékeit mindenképpen célszerű külön tárgyalni, hiszen egyértelműen elkülöníthetők a helyben keletkezett és behordott törmelékes üledékek, továbbá az ásványkiválások között is különböző keletkezésűek és típusúak fordulnak elő, bizonyítva a barlang kitöltöttségének változatosságát.

4.2.1. Behordott törmelékes üledékek

A barlang bejáratí termecskéjében levő kalcittörmelékes repedés-kitöltésben vörös, sárga és fehér kalcitok szögletes törmeléke található meg, méretük 0,5-3 mm közötti. Kicsit magasabb helyzetű gömbfülkében uralkodóan vörös kalcit törmeléke található, átmérőjük a 10 cm-t is eléri. A vörös kalcitok képződési korát analógiák alapján késő-kréta – kora-eocénnek tarthatjuk, míg a fehérek kora feltételezhetően oligo-miocén. A kalcittörmelék

jellege és elhelyezkedése alapján mindenképpen felszínről származik. Behordódása az egykori üregbe mindenképpen két fázisban történhetett. Ezek ideje jelenlegi ismereteink alapján nem állapítható meg, csak a kitöltés keletkezésének gömbfülke kialakulását megelőző időszaka.

Mindenképpen külön tárgyalandó a Benedek Endre-terem szürke-sárga agyagja, mely helyenként az oxidáció miatt már vörös színűvé vált. A kitöltés anyagának nagy része két ponton juthatott be a szivárgó vizek segítségével a terembe, s töltötte fel azt. A víz jelenlétét a terem mélyén fakadó kis forrás bizonyítja. A több méter vastag agyagos kitöltés felett további, de helyben keletkező üledékek találhatók (lásd alább).

Különleges üledéknek számít egy zömmel szürke, fehér rétegekkel tagolt mészkő jellegű, meredeken rétegzett anyag, mely fosszilis repedéskitöltésnek minősíthető. Ez a középső és az alsó szinten egyaránt előfordul (Ferde-terem, Benedek Endre-terem). Mindkét helyen visszaoldása is megfigyelhető, ugyanakkor megjelenése telér jellegű. Valószínű, hogy egykori repedés mentén szivárgó vizek által jutott be és rakódott le, később az üregesedés során a kalcittelérekhez hasonlóan kipreparálódott. Kialakulásának kora és az anyag származásának helye nem állapítható meg.

4.2.2. Helyben keletkezett törmelékes üledékek

A barlangképződés során kialakuló, helyben keletkező üledékek a felső szint gömbfülkéinek alján tanulmányozhatók. Egyrészt az aljzaton felhalmozódó mészpor, továbbá a repedés- és lokális breccsa agyagkitöltések valamint a kalcitérhálózat szemcséinek aljzatra kerülő anyaga említhető, másrészt a vassal szennyezett paleotalaj oldási maradékként történő felhalmozódások. Az agyag vagy rétegszerűen épül be az üledékbe, vagy behullott darabok formájában (Ferde-terem tetőzónája). Ugyanott agyagtörmeléket kalcithomokban is találni. Az előforduló kalcithomok (nem a kréta-eocén kalcit anyaga!) időszakos kalcitkiválásra és visszaoldódás közbeni aprózódásra utal.

A Benedek Endre-terem agyagos kitöltése felett közvetlenül vörös cseppkő már átkristályosodott rétegei találhatók. Felette – illetve más helyen az agyag felett - kemény, rétegzett, gipszerekkel átjárt, 2-10 cm vastag üledék található. Belső repedései illetve réteglap elválásai egykori kiszáradás következtében jöttek létre. Helyenként apró törmelék darabok helyezkednek el benne. Anyaga helytől függően változó: néhol kalciumkarbonátos, néhol viszont meglepetésre dolomitos. Bár hasonlít, nem tévesztendő össze a már említett szürke, meszes paleokarsztos rétegekkel.

4.3. Ásványkiválások

Sajnálatos módon napjainkban már csak töredékét vizsgálhatjuk azoknak az ásványkiválásoknak, melyek egykor a barlang falait ékesítették, ami nagyban megnehezíti a keletkezés folyamatának megállapítását. Ez a pusztulás már a felfedezést követő években bekövetkezett, hiszen *VENKOVITS* (1951) már a felfedezéstől számított néhány év múlva a képződmények 70 %-os pusztulásáról számolt be. A falakat borító képződményeken kívül a legutóbbi tereprendezési munkák során előkerült, számunkra újdonságnak számító kiválásformák is előkerültek, melyek vizsgálatát elvégezhetjük.



4. kép: Mikroboxwork erek és azokat metsző kalcittelér a Kővirág-teremben
Picture 4: Microboxwork veins cutted by calcite dyke int he Kővirág Hall

4.3.1. Hidrotermális ásványkiválások

A barlang különleges morfológiai megjelenésű ásványkiválásai az ún. boxwork szerkezeteket alkotó kalcittelérek (4. kép), melyek a barlang kialakulását megelőzően keletkeztek. Ezek két csoportra oszthatók: az ún. mikroboxwork-re, illetve a kalciterekre, amiket makro-boxwork-nek is nevezhetünk. Először is érdemes tisztázni, mit értünk boxwork-on, melyeket hazánkban először *KOVÁCS – MÜLLER* (1981) tanulmányozott. Később a kalcittelérek anyagát *MIKSA* (1955) is vizsgálta, sajnos publikációja alap-

ján nem sikerült azonosítani, hogy megfigyeléseit a barlangban hol, melyik kalcittelére(ke)n végezte.

A barlang járatainak falain egy sűrű, hálózatos szerkezetű, nagy kiterjedésű kalcitér rendszert találunk, a telérhalmazok látszólag kipreparálódva helyezkednek el. Ezek mértéke a több cm-t is eléri. Vastagságuk olykor 5 cm is lehet, hosszuk pedig néhol több méteres. Az egyik ilyen – leghosszabb - kalcitér hosszan követhető a Benedek Endre-terem DK-i oldalában, e telér mentén húzódik a terem karbonátanyagú oszlopainak nagy többsége. Uralkodóak az ÉK-DNy-i csapású erek, melyek dőlésszöge szűk tartományban változó, az erre merőleges csapású erek lényegesen ritkábban. Több helyen a vastagabb, erek között igen nagy sűrűségben látható a mm-es erek igen sűrű hálózata (terem ÉK-i vége). Érdekes, hogy az ÉK-i részen a terem magasabb részein agyaggal kitöltött repedések kipreparálódott hálózata mutat a boxworkhoz nagyon hasonló szerkezetet. A boxwork szerkezet a barlangban lefelé haladva egyre határozottabban jelenik meg a légtérbe nyúló kalcitér maradványok alapján.

Egyértelműen megállapítható, hogy a sűrű rendszer vékony ereinek belső felére és helyenként a barlang falára az alsó szinten egy fennőtt, de csak mikroszkopikus szkaloéder kristályokból álló bevonat települt. A kevés látható hely alapján úgy tűnik, hogy először a sűrű hálózat keletkezett, majd ezt metszi a ritkább, de méreteiben lényegesen jelentősebb kalcitér hálózat. Miután a mikrokristályokon a későbbi ásványok egyedei nem láthatók, úgy tűnik, az egykori vízjáratok a kalcitkiválás által teljesen lezárultak.

A következő ásványkiválásnak a piritet tekintjük, melynek csak néhány tizedmilliméter nagyságú kocka alakú limonit pseudomorfózái ismerhetők fel. Ezek csak elvétve láthatók, inkább a limonitos erek és a kőzet erek menti limonitos színeződése utal egykori jelenlétére.

A pirit utáni kiválásnak tekinthetők az ún. makroboxworkok kalciterei. Ezek jelentős részét a Benedek Endre-terem ÉK-i részén tanulmányozhatjuk. A kalcit itt a 0,5-5 cm nyílású repedésekben egyértelműen a szálköre rakódott le (csak néhol látható alatta pirit), s a szkaloéderes kristályok befelé nőttek. Az alap fehér színű, a kristálycsúcsok irányába egyre zöldesszürkébbé válik. A kettő között helyenként egy sárga, kalcitos réteget látni, mely az első fennőtt kristályok közeit tölti ki, majd az újabb kiválás ennek sík felszínén kezdődik meg. A fennőtt kristályok zömében max. 1 cm hosszú szkaloéderek, azonban az élek és csúcsok helyenként enyhén visszaoldódtak. Egyedül a Benedek Endre-terem ÉK-i folytatásában, a Disznófürdő feletti részen ismerünk majdnem kocka alakú, max. 1,5 cm nagyságú romboéder kristályokból álló kalcittelért.



5. kép: Többgenerációs kalcittelér
Picture 5: Multigeneration calcite dyke

A terem ÉK-i végében olyan telért találunk, ahol a telér anyagától a szálkőzet letört. Itt a kalcittelér hátsíkjára, tehát az egykori kőzet felőli oldalán max. 3 mm magasságú, fehér, zömök, romboéder kristályok váltak ki (5. kép). Alakjuk hideg vízi keletkezésre utal. Hasonlóan fehér anyag a visszaoldott szkvenoéderekre is rakódott, vékony kéreg formájában. Ez a kéreg helyenként a gipszkéreg alatt is megtalálható a boxwork ereire és a mikrokristályokra rakódva.

A barlangban előforduló baritot már *VENKOVITS* (1946) is említette, majd rá hivatkozva *KOCH* (1985) írta le. A barlangban azonban a barit nagyon ritka. Eddig ugyanis csak egyetlen helyen, a Benedek Endre-terem ÉK-i részében, találtuk meg. Hófehér, enyhén áttetsző, 1-3 mm hosszú, 0,5 mm vastag táblái alig tűnnek fel. A barit a kalcittelér hátlapjára települ, azaz ellentétes kristálynövekedési iránnyal. Itt tehát az előzőhöz hasonlóan a telér kőzetfelületről történő elválására volt szükség. Kérdés, hogy máshol miért nem találkozunk ezzel az igen nehezen oldódó ásvánnyal.

4.3.2. Szivárgó vizekből keletkező ásványkiválások

Először a jelentéktelenebb kiválásokkal foglalkozunk, a szivárgó vizek mésztartalmából keletkező cseppkövekkel, melyeknek több fázisa is felis-

merhető. A legidősebb típus színe sötét drapp, vékonyan rétegzett, helyenként erősen visszaoldott. Ilyen réteges cseppkőkéreg a Ferde-terem feletti kürtőben szivárgó vizek által részben visszaoldva. A Benedek Endre-terembe vezető létra feletti kürtőben nagyobb vastagságban is látható, áramlási cső keletkezése következtében erősen visszaoldott állapotban.



6. kép: Kalcit anyagú, hézagos-héjas szerkezetű oszlopok a Kővirág teremben
Picture 6: Calcite stalagmite with crusty structure

A Ferde-teremben letört végű, külsejükön erősen borsóköves függőcseppkövekkel találkozunk. Fehér és szürke, enyhén hullámzó, szabálytalan koncentrikus körök láthatók a törési felületeken, a jellemző belső vízvezető csövecske kalcittal kitöltődött. Átmérőjük 1-10 cm közötti, hosszuk az 50 cm-t is eléri – letört állapotban.

A kiválások között igen jellemzőek a Benedek Endre-terem bejárata környezetében található, 10-80 cm átmérőjű oszlopok (6. kép). Sajnos csak kevés látható eredeti teljességében, a többi az 1950-es évek pusztításának esett áldozatul. Ugyanakkor a törési felületek kínálják az egyetlen megfelelő vizsgálati lehetőséget. A 0,5-10 m magas oszlopok belső szerkezete – bár első látásra borsókö és gipszbevonatos cseppkőoszlopoknak tűnnek - csak kis mértékben hasonlít az itteni cseppkövek szerkezetéhez. Egy-egy képződmény több, eredetileg önálló, később összenövő oszlopból forrt össze. Az egyedek hófehér, 1-2 mm-es, hullámzó, esetleg zeg-zugos, koncentrikus

rétegekből épülnek fel, közöttük légtéres hézagok tűnnek fel. A hézagok nem mindenütt jöttek létre, néhol a rétegek összenőve láthatók. A hézagokban befelé növvő ásványszemcsék keletkeztek. Az összenőtt oszlopok külsejét zömmel borsókő borítja, továbbá gömbhéjas szerkezetű kalcitkiválások, ezek olykor szintén szivacsos borsókőves megjelenésűek. Számos helyen a külső oldalon a bevonat héjas-gömbös szerkezete is egyértelműen látható.

Egyedi képződménynek számítanak azok a nem definiálható képződmények, melyek hasonlatosság alapján de eltérő méretük miatt embriónális oszlopoknak nevezhetők. Karbonátos anyagú, koncentrikus, nem szabályos gyűrűkből épülnek fel, a gyűrűk között anyaghiány mutatkozik, mely esetleg gipszgyűrűk kioldása során keletkezhetett. Nagyságuk eltérő, 1 cm-től 15 cm átmérő közötti kiterjedésűek. Ilyen képződményeket egyébként csak a terem közepén levő aljzati (egykori robbantási) törmelékben találhatunk. Egyes példányai szétrobbantott gipszoszlopok belsejéből kerültek elő, így valószínű, hogy ez utóbbiak a gipszkiválást megelőző, illetve annak keletkezésének kezdetén, esetleg azzal váltakozva alakultak ki.



7. kép: Borsókőre kiváló gipszkéreg
Picture 7: Gypsum layer ont he botryoids

A terem belsejében számos helyen találkozunk hófehér borsókőekkel. Ezek általában egy kicsit megnyúlt, ovális kifejlődésűek, végükön olykor visszaoldott kalcitkristályok találhatóak. Érdekesség, hogy ez a borsókő szabad felületen látható, a többi, más jellegűhöz képest ezeket nem borítja

gipszkéreg. A másik típus inkább mikroborsókőnek írható le, s mindig a gipszkéreg alatt található. Erősen visszaoldottnak tűnik. Egy harmadik, típusos borsókő is felismerhető, ezt azonban eddig csak törmelékben sikerült megtalálni. Különlegessége, hogy a borsókő vékony gipszerekkel váltakozik.

Az eddig említett borsókővek általában vékony bevonatot képeznek a barlang falain, s csak az alsó szinten. A középső és felső szinten akár fél méter vastagságú borsókő bevonatokat ismerünk, ezek olykor feláramlási csövek-csatornák mentén visszaoldódtak.



8. kép: Gipszcseppkövek roncsai, belsejükben visszaoldódott karbonátos cseppkövek maradványanyaga
Picture 8: Remains of the gypsum dripstones, in them resolved carbonate dripstone filling

A barlang alsó szintjének legjellegzetesebb kiválása a gipsznek leírt porcukor jellegű ásványi anyag. A terem falát akár 15 cm vastagságban borítja, de gyakoriak a mm vastagságú, apró kristályos (0,5 mm) kéreg (7. kép). Helyenként visszaoldott változat is megfigyelhető egyrészt a kéreg tövéénél, másrészt a makrokristályos változatoknál. Visszaoldás a vizet vezető kalcittelérek alatt is előfordul, de ilyen a már említett színlő is. A kéreg sok helyen földes megjelenésű, helyenként bennőtt, átlátszó gipszkristályok, illetve rostos gipszkötegek találhatóak benne. A makrokristályok mérete 10 cm-t is elér, a legnagyobb kristály-együttes a ma már nem látható, 70 cm-es Gipsztör volt. Kisebb üregekben vékony tús előfordulása is ismert. A napja-

inkban meglevők 1-2 cm hosszúak, de a 90-es évek elején még voltak 10 cm-esek is.

A gipszkéreg vizsgálata jelentős mennyiségben mutatott ki kalcitot. Felületi csiszolat esetén megfigyelhető, hogy a 10 %-os sósavval történő csepegtetés esetén kifelé egyre kisebb intenzitású a pezsgés, tehát kifelé csökken a kalcittartalom.

Az oszlopos gipszek a legjelentősebbek, melyek akár 1,5 m magasságot és 1 m átmérőt is elérnek. Ezek egy része megsemmisült, akárcsak a gipszcseppkövek zöme. Ez utóbbiak csomója a terem közepén látható (8. kép), de a törmelékből is került elő néhány kisebb példány. A gipszek általában a borsóköveken helyezkednek el, attól sok esetben légtérrel választva el. Ennek oka nem ismert, esetleg a borsókövek/gipszkéreg visszaoldódása eredményezhette.

5. Következtetések

A vizsgálatok alapján felvázolható a sokáig világviszonylatban is ritkaságnak számító barlang keletkezése, környezetének fejlődéstörténete.

A barlang bezáró kőzete a Dunántúli-középhegység egyéb területeihez hasonlóan a kréta folyamán tektonikai erőhatásoktól szenvedett. A késői-krétában megindult előbb a fiatalabb mezozoós üledékek, majd a lepusztulás eredményeként felszínre kerülő triász kőzetek karsztos lepusztulása. Ez a folyamat feltehetően a középső-eocénig tartott. Eközben a területen már kialakulhattak oldásos üregek, melyeket a környezetükben elhelyezkedő oldásmentes, nyitott repedésekkel együtt vörös kalcit töltött ki cseppkőbevonatok formájában. Ezek anyaga zömmel már csak törmelék formájában található meg a későbbi, középső-eocénig tartott üregkitöltésekben. Kivételt a Kis-Strázsa-hegyi kőfejtő egyik ürege jelent, ahol a vörös kalcit in situ állapotban, kőzetfalra kiválva található. A Sátorkőpusztai-barlang legfelső zónájában ismert, vörös kalcit törmelékével és kalcithomokkal kitöltött ősrég keletkezését és kitöltődését ugyancsak a korai-eocénre tehetjük.

A középső-eocén során a terület egyre inkább először édesvízi, később tengeri üledékképződés színtere lett. Az üledékek alapján a Strázsa-hegy ekkor félszigetként magasodott ki a térszínből, így az említett őskarsztos üregek kialakulását mindenképpen a nyílt, leszálló vizű karsztvíz zónájában képzelhetjük el. A helyenként csak limonitos, máshol kovás homokkővé váló homok már a Strázsa-hegy dachsteini mészkövét is befedte, így ettől kezdve beszélhetünk a terület fedett karszttá válásáról.

A Strázsa-hegy tetőzónájában kis méretű szurdokok találhatóak. Ezek nagy valószínűséggel egykori barlangok felszakadása során keletkeztek. A

hegy lejtőjén – így a barlang bejáratát feltáró bányában több ponton is – szürke meszes, illetve barna homokköves hasadék- és üregkitöltések is láthatók, anyaguk alapján a középső-eocén Tokodi F. homokkővel azonosíthatók. Fentiek alapján a területen a középső-eocén elején is kimutatható üregeződés.

Az általánosságban ismert infraoligocén denudáció itt kevésbé fejtette ki hatását, hiszen itt szinte teljes eocén rétegsorokat ismerünk, míg a Pilis más részein akár a triász rétegsorok egy része is hiányzik. Ez alól éppen a Strázsa-hegy kivétel, hiszen tetején megtalálható az eocén homokkő összlet alsó része. Felső részének lepusztulási ideje részben lehetett korai-oligocén, de a denudáció a plio-pleisztocénben is tarthatott. A környezetben az eocén üledékeket fedő oligocén üledékeket vastag agyag és homok összlet alkotja, mely a területet napjainkban csak a Strázsa-hegyek kiemelt blokkjainál nem fedti be.

Az oligocén későbbi részében folytatódott a terület süllyedése, így fedett, nyomás alatti mélykarszt alakult ki. Az oligocén elején és a középső-miocén során több alkalommal is dácit- és andezitvulkáni tevékenység zajlott, ennek következtében vulkáni anyagú hasadékkitöltések, illetve szubvulkáni testek anyaga jutott az idősebb kőzetekbe. Ezek egyelőre kellő mélységű feltártság hiányában csak a paleogén üledékekben, illetve felszínen ezek fedőjében ismertek. Ezen időszak következménye lehet a barlangban ismert mikro-boxwork szerkezet. Ez valamilyen (korai-oligocén vulkáni?) erőhatásra kialakult breccsazóna mentén jött létre, a breccsát alkotó kőzettömbök közötti hézagokban kalcit vált ki. Később, újabb hegységképző mozgások során alakulhattak ki azok az ÉK-DNy irányú törésvonalak, melyek a középső-miocén vulkanizmus utóvulkáni tevékenysége során keletkező pirittelérek, jelentős méretű kalcittelérek és barittelérek alapjául szolgálhattak.

Feltételezhetően az említett breccsa-, boxwork- és telérvónában kezdett el kialakulni a Sátorkőpusztai-barlang ma ismert zónájában az első üregrész, a ma ismertnél valamivel nagyobb mélységben. Ez később felszakadhatott a terület egy kiemelkedési fázisa során, s így preformálódhatott a felszakadás tetejében a barlang Benedek Endre-terme, ahol az oldási folyamatok csak kis mértékben folytatódtak a telérvék közötti mészkövet kioldva, a kalcitereket kipreparálva. (A felszakadás során keletkezett omlásos anyag alkothatja a terem jelenlegi aljzatát.) Később a tektonikus emelkedés következtében a Strázsa-hegy és az ismert üregrészek a karsztvízszintnél magasabbra kerültek. Közben, vagy ezt követően szürke agyag mosódott be a Benedek Endre-terembe – vizsgálati eredmények híján, de a környezet földtani felépítése alapján oligocén agyag áthalmozott anyaga

lehet – s az alatta levő résekbe, üregekbe. Az oldalfalakon levő tanúrétegek, üledékszínlők alapján a kitöltés néhol a terem tetőzónáját is elérte, s csak később süllyedt meg a szivárgó vizek kimosása hatására. A megsüllyedt agyagos üledékre elsőként cseppkő jellegű vörös kalcit vált ki a terem ÉNy-i részében. Ezt követően az üledék teljes felületét bevonó, nagyrészt dolomit anyagú szürke rétegek rakódtak le, 2-10 cm vastagságban. A lerakódást követően a csepegő-szivárgó vizek intenzitása átmenetileg lényegesen lecsökkent, a rétegek kiszáradtak, felrepedeztek. Ezen időszak után következett be a falakat bevonó borsókő kiválása. Ezt követően kezdődött meg a feláramló pára hatására az első gömbüstök és gömbfülkék kialakulása kondenzvíz korróziós oldás során. Ezután újabb borsókövesedés, és az ezeket borító gipszkiválások – kérges, oszlopok – képződése következett. Utóbbiak képződését a cseppkövekhez hasonló módon képzelhetjük el. A gipsz alapanyaga pirit volt. A szulfát kis részben a fedő homokkő gélpiritjéből (a lencsehegyi széntelepes összlet vizsgálata során kiderült, hogy a pirittartalom helyenként az 5 %-ot is eléri.), nagyrészt azonban a hévizes telérrpirit anyagából származhatott. A pirit a terület illetve a barlangot magába foglaló kőzet tömb karsztvízszint fölé emelkedése után limonitosodhatott s válhatott az anyaga a gipszkiválás alapjává.

Valószínű, hogy a kénsavas és hidrogénkarbonátos oldás egyidejűleg történt a barlang feletti kőzetben, de ez kis mértékű volt.

Újabb fázisban keletkeztek a drapp színű cseppkőkérges, melyek a Ferde-terem zónájában ismertek. Ennek képződését követte a magasabb szintek gömbfülke rendszerének további kialakulása, újabbak keletkezése a langyos, CO₂ tartalmú levegő feláramlása következtében ugyancsak kondenzvízkorrózióval. A gipszképződmények gömbfülkékben való hiánya, illetve a Benedek Endre-teremben az idősebb gömbfülkék gipszkérgének visszaoldottsága igazolja. A több fázist a köztes cseppkőképződés, borsókőkiválás, illetve a cseppkövek és borsókövek feláramlási csatornákkal való metsződése, visszaoldódása bizonyítja.

A barlang Benedek Endre-termében a lejárati acéllétra mellett ismert héjas szerkezetű karbonátanyagú oszlopok keletkezését a szivárgó vizeknek tulajdoníthatjuk. Anyaguk a felettük elhelyezkedő gömbfülkék kioldódása során oldatba kerülő kalcium-karbonátból keletkezhetett. A legutolsó fázisban keletkezettek a Ferde-terem borsóköves cseppkőképződményei.

A barlang életében sajnos igen jelentős pusztulást jelentett a felfedezést követő 10 éven belüli barbár pusztítás, ami a barlang képződményeinek 80 %-át érintette.

IRODALOM

- JAKUCS L.* (1948): A hévforrásos barlangkeletkezés. – Hidrológiai Köz-
löny. 28. k. 1-4 f. p. 1-6.
- JAKUCS L.* (1959): Felfedező utakon a föld alatt. – Gondolat Kiadó, Buda-
pest, 1959. 254 p.
- JAKUCS L.* – *KESSLER H.* (1962): A barlangok világa. – Sport Medicina,
Budapest, 264 p.
- KOCH S.* (1985): Magyarország ásványai. – Akadémiai Kiadó, Budapest,
562 p.
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó, Budapest,
326 p.
- KORPÁS L.* (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani
térképéhez. 1:50000. MÁFI Kiadvány, Budapest, 216 p.
- KOVÁCS J.* – *MÜLLER P.* (1981): A Budai-hegyek hévizes tevékenységé-
nek kialakulása és nyomai. – Karszt- és Barlang 1980/II. p. 93-98.
- MIKSA M.* (1955): A sátorkőpusztai kalcitok. – Hidrológiai Köz-
löny, p. 474-475.
- NAGY G.* (1964a): A Dorogi-medence K-i peremének hegyszerszerkezeti
képe. – MÁFI Évi jelentés az 1961. évről. I. rész. p. 183-194.
- NAGY G.* (1964b): A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. –
MÁFI Évi jelentés az 1962. évről. p. 315-321.
- NAGY G.* (1966): A Dorog-Esztergom-vidéki paleogén terület szerkezeti
helyzete. – MÁFI Évi jelentés az 1964. évről. p. 301-312.
- NAGY G.* (1982) A Pilis-hegység ÉNy-i részének szerkezetföldtani sajátos-
ságai és a Lencse-hegyi karsztvízvédelem. – Földtani Köz-
löny. 112. p. 129-
142.
- NAGY G.* – *SIPOSS Z.* (1969): A Dorogi-medence földtani térképe. 10000-
es térképsorozat. Készítőlc. - MÁFI kiadvány, Budapest.
- NÁDOR A.* (1991): A Budai-hegység paleo-karsztjelenségei és fejlődéstör-
ténetük. - Egyetemi doktori értekezés. Kézirat
- SÁSDI L.* (1995): Jelentés az 1994-ben végzett egyéni barlangkutató mun-
kámról. A Pilis karsztfejlődésére vonatkozó vizsgálataim összefoglalása. -
Kézirat, MKBT Adattár, Budapest, 40 p.
- SÁSDI L.* (2000): A Pilis karsztjának fejlődéstörténete. – Karsztfejlődés V.
BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 77-93.
- SZALAI T.* (1947): Igazgatói jelentés az 1946. évről. – MÁFI évi jelentés 27
p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2003): A Sátorkő-pusztai-barlang, p. 304-306. –
In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai 426 p.

VERESS M. – ZENTAI Z. – BAUER N. (2005): Paleokarrok a dorogi Strázsa-hegyen - Karszt és Barlang. 2000-2001. p. 51-62.

VENKOVITS I. (1946): A Sátorkőpusztai-barlang. – Az 1946 nov. 6-án a Földtani Társulat előadóülésén elhangzott előadás, Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest

VENKOVITS I. (1951): Levél az Országos Természetvédelmi Tanács Titkárságának. – Kézirat, BTI Adattár

A MECSEKI RUMBA-BARLANG VÍZNYOMJELZÉSES VIZSGÁLATA

SZŐKE EMÍLIA¹ – ORSZÁG JÁNOS²

¹Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,
6722 Szeged, Egyetem u. 2. szokeemilia@gmail.com

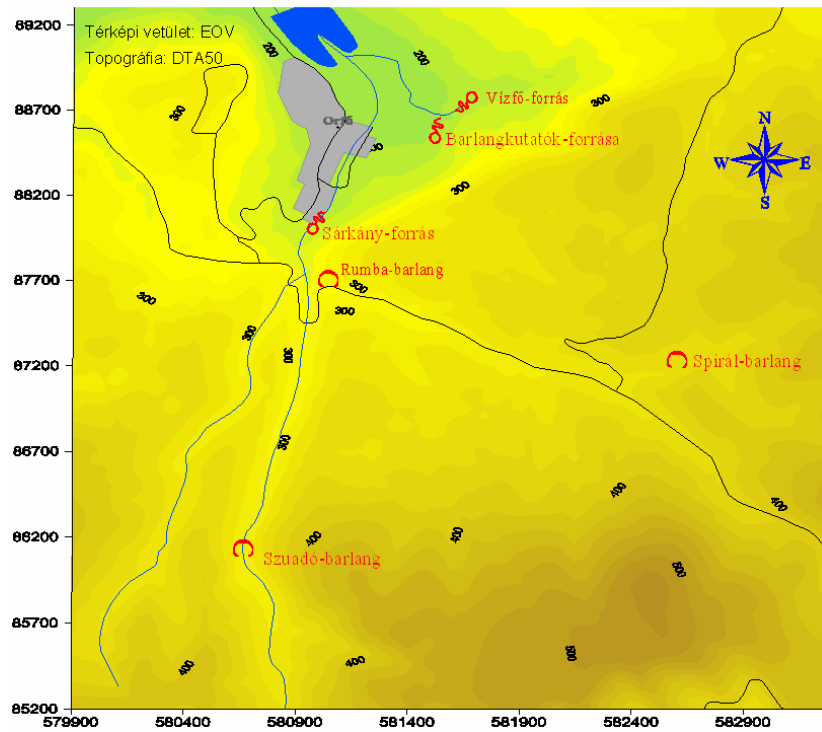
²Mecsekérc zRt. 7633 Pécs, Esztergál L. u. 19. orszagjanos@mecsekerc.hu

Abstract: The Rumba Cave, which was explored in 2000, can give us a new possibility to find the unexcavated cave system behind the Vízfő-spring, which is believed to be 6-8 kms long. Before demolishing and excavating the new cavern we studied it in order to optimize the sources and protect the system. We dyed the groundwater with the aim of getting further information on the sizes and other characteristics of the different levels and the degree of their accretion as well. Our primary intention was to determine, whether the Rumba Cave is a direct tunnel or a collateral line of the total system behind the Vízfő-spring. In this study we summarize our major results and conclusions of our water dyeing investigations done in March 2005.

Bevezetés

A Rumba-barlangot 2000 tavaszán fedezte fel néhány turista, amit még ekkor az egyik kirándulóról neveztek el. Ebben az évben a Szegedi Karszt- és Barlangkutató Egyesület tagjai elvégezték a bejárat rész megtisztítását és biztosítását. A következő években az objektum térképezése és az országos, közhiteles barlangnyilvántartásba helyezése történt meg. A barlang bejáratának lezárása 2004-ben a Pécsi Vízmű Rt. támogatásával valósult meg (SZKBE 2004, 1. kép). A víznyomjelzést 2005. tavaszán végeztük.

A barlang Orfű térségében, a Pécs - Abaliget közötti műút mellett található, attól 9 m-re északra, közvetlenül a Szuadó-völgyi kanyar előtt. A Rumba-barlang a Vízfő-forrás vízgyűjtő területéhez tartozik (1. ábra). A forrás mögötti barlangot nagy mélységű szifon zárja le (VASS 1961, RÓNAKI 1970). A szifon mögötti barlangrendszernek két fő ága valószínűsíthető, a Szuadó-völgy és a Remeteréti-völgy irányában (BARTA-TARNAI 1996, RÓNAKI 1962, RÓNAKI 1966). Ezek létezését támasztják alá, többek között, GILA (1996) korábbi vízfestéses vizsgálatai is. Feltételezhető, hogy a Rumba-barlang a Vízfő-forrás mögötti barlangrendszer valamely fejlett ágának közvetlen kürtője vagy oldalága lehet. Ez a barlang újabb lehetőséget nyújthat az eddig még fel nem tárt, 6-8 km hosszúságúra becsült barlangrendszer feltárására. Az erőforrások optimalizálása és a barlang védelmének érdekében egy járat-jelleg kutató víznyomjelzés vizsgálatot végeztünk a barlang bontása, feltáró kutatása előtt.



1. ábra: A vizsgált terület
Fig. 1: Schematik map of the investigated area



1. kép: Rumba-barlang bejárata
Picture 1: Entrance of the Rumba Cave

Előkészítés

A vízfestést irodalmazással, a korábban végzett nyomjelzéses vizsgálatok tapasztalatainak értékelésével kezdtük (I. táblázat, RÓNAKI 1962, RÓNAKI 1966, RÓNAKI 1977, RÓNAKI 1997, SÁRVÁRY 1969, SÁRVÁRY 1979, GILA 1996, THOMAS 2000). Mivel a korábbi évekről még volt rendelkezésre álló fluoreszceinünk, valamint lehetőségünk annak laboratóriumi elemzésére, nem volt kétséges a nyomjelző anyag kiválasztása. A festék mennyiségének meghatározása nagyobb feladatot jelentett. Mivel a fluoreszcein igen drága, igyekeztünk a meglévő mintegy 0,25 kg -os készlettel dolgozni. Félő volt, hogy ha kevés a festék, nem sikerül az észlelés. 0,25 kg festék 10.000 m³ víz megfestésére elegendő (JAKUCS 1995). Számolnunk kellett azonban az elégtelen oldódással, a savas közeg tompító hatásával, az agyagos üledék miatt fellépő adszorpciós veszteséggel és a felhígulással is. Kalkulációnk szerint a forrásnál 0,2 mg/l-es átlagkoncentrációnak kellett volna megjelennie. Valójában ennek kevesebb, mint a tizede jelentkezett.

1. táblázat
Table I.

Korábbi víznyomjelzéses vizsgálatok
Former tracer dye studies in the investigated area

Víznyelő neve	Forrás neve	A forrás és a nyelő távolsága légvonalban [m]	Beadott fluoreszcein mennyisége [g]	Belépő vízhozam [l/min]	A festék megjelenéséig eltelt időtartam [h]	A festék észlelésének időtartama [h]	Kilépő átlagos vízhozam [l/min]	Áramlási sebesség [m/h]	Víznyomjelzés dátuma
Viganvári-víznyelő	Abaligeti-bg.	1800			72			25	
Szuadó-barlang	Vízfő-forrás	2800	700	300-400	210	120	2000-2500	13,3	1960.
Körtvélyes-völgy	Vízfő-forrás	2700	500	100	147	100?	1000-2000	18,3	1961.
Gilisztás-barlang	Vízfő-forrás	2650		3000-4000	24	12		110	1996.03.30
Trió-barlang	Vízfő-forrás	2550	100	250	90	12	3600-4600	28,3	1998.04.03
Gilisztás-barlang	Vízfő-forrás	2650	200	500	65,6	28,5	3600	40,3	2000.01.24
Szuadó-barlang	Vízfő-forrás	2800	200	350	82,5	31	3600	33,9	2000.01.28
Büdösküti-víznyelő	Vízfő-forrás	2000		70	56	18	3600	35,7	2000.03.10
Gilisztás-barlang	Vízfő-forrás	2650		700	32,3	18,5	3600	81,9	2000.03.15
Rumba-barlang	Vízfő-forrás	1135	250	75	64	26	4815	17,7	2005.03.11

Előzetes számítást végeztünk a Martel-féle képlettel is (*JAKUCS* 1995).

$$N = L \cdot M \quad 0,18 \text{ kg} = 2,27 \text{ km} \cdot 0,08 \text{ m}^3/\text{s}$$

ahol: N a szükséges fluoreszcein [kg], L a felszín alatti vízfolyás hossza [km], M a forrás vízhozama [m^3/s].

Ez az előkalkulált mennyiség nem állta meg a helyét. Mi 0,25 kg-al festettünk, a számított mennyiség másfélszeresével. A festék tömege az utólagos számításunk szerint közel 1,5 kg-nak kellett volna lennie, hogy a kilépő átlagos koncentráció elérje a kívánt 0,1 mg/l-t. A képletbe tehát célszerű egy 10-es szorzó beépítése. Ezt támasztják alá *JAKUCS* (1995). korábbi példái is.

Javaulatunk szerint, igazodva az SI mértékegységrendszer dimenzió-ihoz, az alábbi képletet lehet alkalmazni:

$$M = L_b \cdot Q_f \cdot 10$$

ahol: M a szükséges fluoreszcein [kg], L_b a felszín alatti vízfolyás feltételezett hossza [km], Q_f a forrás vízhozama [m^3/s].

A 10-es szorzó alkalmazását a Mecsek hegységre elfogadhatónak találjuk. Genetikában és fejlettségben különböző karsztok esetében ez a szorzó eltérhet.

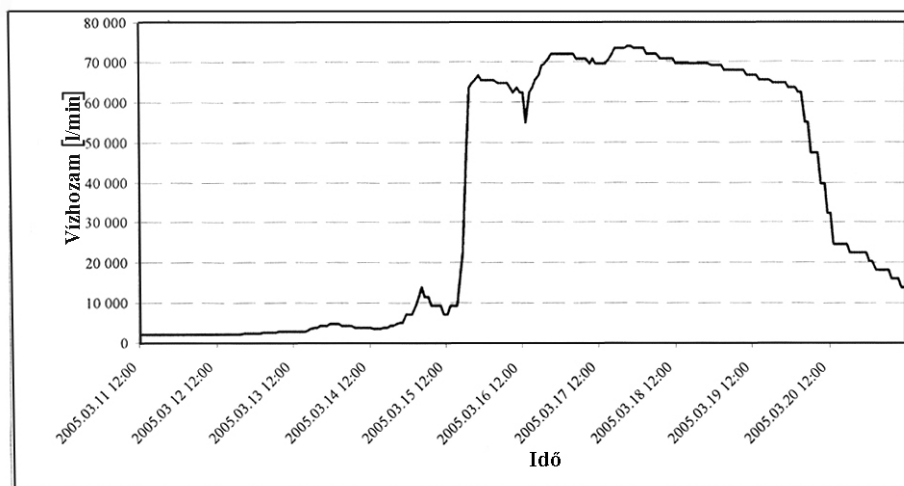
Eszközök és módszerek

A vizsgálathoz szükséges 9 m^3 vizet, és a szállító tartályautót a MECSEKÉRC zRt. és a ROTAQA Kft. biztosította a Husztót-1 vízműkútból. A megfigyelések során vett vízminták elemzését a MECSEKÉRC zRt. akkreditált laboratóriuma végezte fotometriás eljárással. A műszer típusa: FluoroMax-P spektrofluorométer, verzió: 2.0. Az alsó mérési határ 1 $\mu\text{g}/\text{l}$.

A víznyomjelzést az intenzív tavaszi hóolvadást megelőző időszakra terveztük. Sajnos a természet ezt nem vette figyelembe és éppen a festés hétvégén érkezett a tavaszt hozó melegfront. 2005. március 11-én és 12-én intenzíven csökkent a légnyomás, amelyet jelentős hőmérsékletemelkedés kísért ($-8 \text{ }^\circ\text{C}$ -ról $+9 \text{ }^\circ\text{C}$ -ra emelkedett). A hőmérséklet ezután már nem süllyedt $0 \text{ }^\circ\text{C}$ alá. Március 13-án hajnalban jelentős mennyiségű csapadék hullott, amely hatására a teljes hótakaró elolvadt.

A forrás vízhozama négy lépcsőben reagált a felmelegedésre. Először március 12-én délután emelkedett a hozam 2.000 l/min-ről 3.000 l/min-re a felmelegedés hatására. Majd 13-án délután 3.000 l/min-ről 4.000 l/min-re. 14-én délután jelentkezett először a frissen hullott csapadék hatása,

amely tovább emelte a vízhozamot 13.800 l/min-re. A legintenzívebb vízhozam változást 15-én délután észleltük, amikor szinte egyöntetű vízfalal érkezett az árhullám, és 7.000 l/min-ről 66.600 l/min-re növelte a Vízfő-forrás vízhozamát (2. ábra). Az ábrán látható árhullám görbe Maucha szerint (Maucha szóbeli közlése, 2006) furcsán levágott, szokatlan formájú. Ennek az oka valószínűleg az, hogy a DD KÖVIZIG által üzemeltetett, automata adatrögzítővel ellátott, összetett szelvényű vb. mérőszükszéklet méreténél fogva nem volt képes befogadni és pontosan regisztrálni a 60.000 l/min feletti vízhozamot. Szerencsére a festés eredményét csak kis mértékben zavarta a megnövekedett vízhozam. A vízhozam adatokat Berényi Üveges István bocsátotta a rendelkezésünkre.



2. ábra: A Vízfő-forrás vízhozamváltozása
Fig. 2: The runoff change of the Vízfő-spring

A festék beadását 2005. március 11-én 14.00 - 17.00 óra között végeztük. 14.00 - 15.00 óra között gravitációs úton 4,5 m³ vizet juttattunk be a barlang alján levő végponti elvezető járatba. Megközelítőleg 1 m³-nyi előmosatás után fokozatosan öntöttük a vízhez a 250 g előre bekevert fluoreszcint. Eleinte emelkedett a kisméretű medencében a vízszint, ezután beállt egy állandó szintre, majd lassan csökkenni kezdett. Kis idő elteltével újra állandósult egy alacsonyabb szinten, amelyet meg is tartott a vízbeadás ideje alatt (2. kép). A teljes szelvényében kitöltött járat meglehetősen lassan nyelte a vizet, mintegy 75 l/min-es hozammal. 16.00 – 17.00 óra között öblítővízként 4,5 m³ vízmennyiséget engedünk a járatba..



2. kép: Rumba-barlang végpontja
Picture 2: Terminus of the Rumba Cave

Észlelés

A három megfigyelt forrás közül (1. ábra), elsősorban a Vízfő-forrásnál volt várható a festék megjelenése. A másik két forrás, a Sárkány-forrás és a Pécsi Barlangkutatók-forrása esetében csupán a lehetséges kapcsolat kimutatására vagy cáfolására voltunk kíváncsiak.

Az észlelést SÁRVÁRY (1979) útmutatásai szerint, az első 24 órában 1 óránként, a második 24 órában 2 óránként, míg a harmadik és negyedik 24 órában már 4 óránként végeztük váltott 2 fős csoportokban. Az észlelés alapvetően vizuális megfigyelés volt, vízhozamméréssel kiegészítve. Bízunk benne, hogy a fluoreszcein koncentrációja megközelíti a 0,1 mg/l-t,

amely még szabad szemmel jól látható koncentráció. Továbbá digitális fényképezőgéppel kísérleti felvételeket végeztünk, mivel Zalán Béla tapasztalatai alapján (Zalán B. szóbeli közlése, 2005) a festék fluoreszkálása a vaku hatására felerősödik és lényegesen nagyobb biztonsággal érzékelhető.



3. kép: Fluoreszcein észlelése a forrásban
Picture 3: Visual observation of the appearance of fluorescent dyes in the spring

A festék első észlelése a beadástól (11-én 14.00 óra) számított 72 óra elteltével (14-én 14.00 óra) történt. A Vízfő-forrásból kilépő víz színe enyhén zöldes árnyalatot mutatott (3. kép). Két különböző digitális fényképezőgéppel is lefotóztuk, s meglepetésre, csupán az egyik esetében erősödött a víz zöldes színe, míg a másik esetében inkább tompult. 72 óránál vettük az első mintát (V-72). Ezután 4 óránként mintát vettünk a Vízfő-forrást (V-76, V-80 – V-116). Összesen 12 db mintavétel történt ebből a forrásból (II. táblázat).

II. táblázat
Table II:

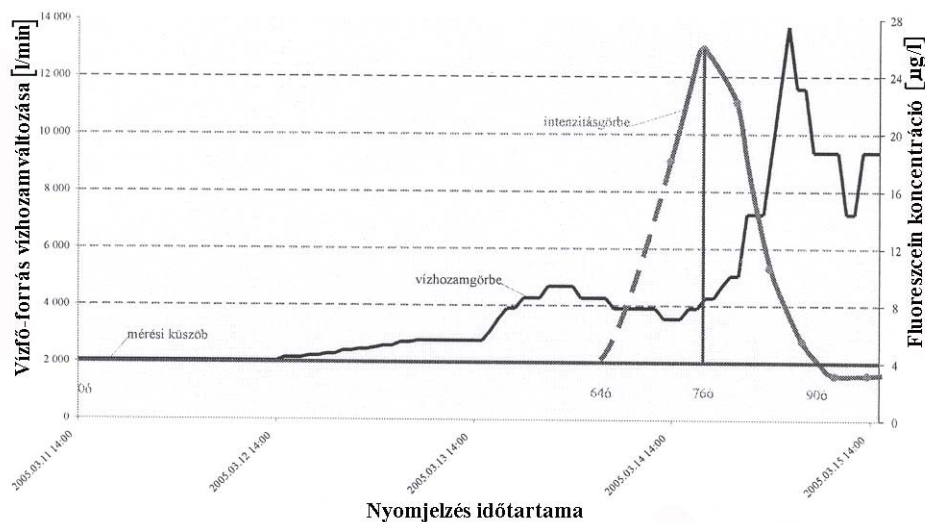
Relatív koncentráció értékek
Relative concentrations of the fluorescent dyes

<i>Idő</i>	<i>Fluoreszcein [mg/l]</i>	<i>Mintaszám</i>	<i>Forrás</i>
2005. 03. 14. 14:00	0,018153	V-72	Vízfő-forrás
2005. 03. 14. 18:00	0,025951	V-76	Vízfő-forrás
2005. 03. 14. 22:00	0,02223	V-80	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 2:00	0,010718	V-84	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 6:00	0,005673	V-88	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 10:00	0,003287	V-92	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 14:00	0,003312	V-96	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 18:00	0,002576	V-100	Vízfő-forrás
2005. 03. 15. 22:00	0,001559	V-104	Vízfő-forrás
2005. 03. 16. 2:00	0,001333	V-108	Vízfő-forrás
2005. 03. 16. 6:00	0,001075	V-112	Vízfő-forrás
2005. 03. 16. 10:00	0,001674	V-116	Vízfő-forrás
2005. 03. 14. 22:00	0,000	B-80	Barlangkutatók-forrása
2005. 03. 14. 22:00	0,000	S-80	Sárkány-forrás

A másik két forrás esetében nem tapasztaltunk festékmegjelenést. Biztonság kedvéért 80 óránál megmintáztuk azokat is, de az eredmény mindkét minta esetében negatív volt (*II. táblázat*).

Kiértékelés

Az intenzitási görbe alapján 64 órára becsüljük a festék első megjelenését a forrásban (*3. ábra*). Ez a vártnál hosszabb elérési idő. Az intenzitási görbe viszonylag keskeny alapú és közepesen meredek lefutású. Habár a görbét a forrás vízhozamváltozása kissé módosította, alakja mégis jól értelmezhető. A görbe alakja barlangi medencéket bőven tartalmazó medertípus jellegű barlangra utal (*JAKUCS 1995*). Az intenzitási görbe lecsengési viszonyyszáma ($14 : 12 = 1,16$) is ezt támasztja alá. A víznyomjelzés időhányadosa, ahol a festéstől az észlelésig eltelt idő és az észlelés időtartamának hányadosa ($64 : 26 = 2,46$). Ez látszólag ellent mond a *SÁRVÁRY (1979)* féle megállapításnak, miszerint a hullám lefutásának legalább olyan hosszúnak kell lennie, mint amennyi idő a beérkezésig eltelt. Esetünkben azonban az észlelés időtartamát jelentősen lerövidítette a forrás megnövekedett vízhozama.



3. ábra: A Vízfő-forrás vízhozamváltozása és a fluoreszcein relatív koncentrációja
 Fig. 3: The runoff change of the Vízfő-spring and the relative concentrations of fluorescent dyes

A Vízfő-forrás területén végzett korábbi nem árvízi vízfestések adatai alapján a területre jellemző átlagos áramlási sebesség 36 m/h-nak adódik (*I. táblázat*). A Rumba-barlang megfestésekor tapasztalt áramlási sebesség ehhez képest viszonylag alacsony érték, 17,7 m/h (*III. táblázat*).

Érdekes összefüggés olvasható ki a korábbi festések adataiból is (*GILA 1996*). A Gilisztás-barlangnál 700 l/min-es belépő vízhozam esetén már kétszer olyan gyors a víz áramlási sebessége, mint 500 l/min-nél. Ez arra utal, hogy a barlangban sok kisebb tározómedence található, amelyek kis és középvízkor feltartják a festék futását, míg magasabb vízállás esetén a medencék felett egységes áramlási rendszer alakulhat ki, ezáltal kiküszöbö-
 lödik azok visszatartó hatása. Tehát a Szuadó völgyi-ágban jelentősebb, járható járat lehet. A még magasabb belépő vízhozam esetén (3000-4000 l/min) már nem növekedik jelentősen az áramlási sebesség, mivel a víz teljes szelvényben kitölti a járatot, így a keresztmetszet jelentősen korlátozza azt.

Az észlelés ideje alatt közel 9.680 m³ víztömeg lépett ki a Vízfő-barlang forrásán. Ha feltételezzük, hogy a beadott festék teljes 250 g-ja elérte volna a forrást, akkor ebben a víztömegben hígult volna fel. Ebben az esetben az észlelés átlagos koncentrációja 0,0258 mg/l lett volna. A valóságban ez az érték 0,0148 mg/l volt. A veszteség tehát a kettő hányadosa, azaz 0,011 mg/l, tehát 106,5 g fluoreszcein, a beadott mennyiség 2/5-e. A

veszteség okaként elsősorban az agyagos üledék adszorpciós hatása jelölhető meg.

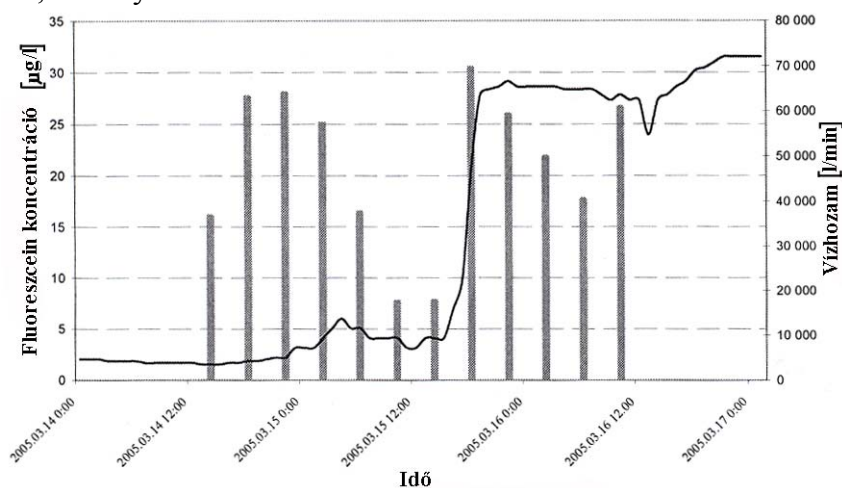
III. táblázat
Table III.

Összefoglaló adatok
Selected properties of the experiments the cave, and the spring

Hegység neve	Mecsek hegység
Település neve	Orfű
Nyelő neve	Rumba-barlang (4120-92)
Forrás neve	Vízfő-forrás (4120-3)
Víznyomjelzés dátuma	2005.03.11-15.
A forrás és a nyelő távolsága légvonalban (m)	1135
A feltételezett barlangjárat hossza (m)	2270
A forrás és a nyelő relatív szintkülönbsége (m)	82
A barlang átlagos lejtése (fok/dig)	20
Festés kezdete	14.00
Beadott fluoreszcein mennyisége (g)	250
Beadott víz mennyisége (l)	2 x 4500
Belépő vízhozam (l/min)	75
Festék beadásának időtartama (h)	1
Belépő koncentráció (mg/l)	2,777
A festék megjelenéséig eltelt időtartam (h)	64
A festék észlelésének időtartama (h)	26
Észlelés maximuma (h)	76
Kilépő maximális koncentráció (mg/l)	0,0259
Kilépő átlagos koncentráció (mg/l)	0,0148
Koncentráció küszöb, alapszint (mg/l)	0,004
Kilépő vízhozam (l/min)	2040 - 13740
Kilépő átlagos vízhozam (l/min)	4815
Áramlási sebesség, megjelenés ideje (m/h)	17,7
Áramlási sebesség, megjelenés maximuma (m/h)	14,9

A Rumba-barlang folytatásában feltételezhetően hosszabb szakaszon szűk, fejletlen és teljes szelvényben üledékkel kitöltött járatrésze kell számítanunk. Erre utal, a nyelő morfológiája, a vízbeadáskor tapasztalt lassú elnyelődés, a beadás után változatlanul kitöltött végpont, a hosszú megjelenési idő, valamint a jelentős festékveszteség. A vízbeadás közbeni enyhe vízszintemelkedés, majd süllyedés egy átázott, majd a növekvő nyomás

hatására eltávozó üledékdugóra utal. Itt talán a járat közel függőleges, meredek voltára következtethetünk. A kitöltött járaton keresztül átszivárgó festékes víz áramlása laminálisnak tekinthető. Ezt bizonyítja az intenzitási görbe keskeny alapja, azaz a festék észlelésének viszonylag rövid ideje és a közepesen meredek lefutási görbe. A festéket tartalmazó víztömeg feltételezhetően egy tömbként haladhatott a Rumba-barlang folytatását jelentő járatban, csekély abszolút széthúzással.



4. ábra: A Vízfő-forrás vízhozamváltozása és a fluoreszcein abszolút koncentrációja
 Fig. 4: The runoff change of the Vízfő-spring and the total concentrations of fluorescent dyes

A fejletlen járatot elhagyó víz a fejlett Szuadóvölgyi-ágba futhat, amely végül a Remeteréti-ággal egyesülve jelenik meg a forrásban. A fő járatrendszeren viszonylag gyorsan áthaladt a festékes víz, amit az olvadás okozta árhullám toló hatása erősített. Az ágak találkozási pontjait, a közöttük levő járatszakaszok hosszát nagyon nehéz megbecsülni. A fejlett járatrészekben az áramlás turbolens jellegű. Ezen a szakaszon a barlang enyhe lejtésű, alsó szakaszjellegű lehet, kötődve a karsztvízszinthez. Az üregrendszer a forráshoz közel feltételezhetően vízzel teljesen el van árasztva és a Vízfő-barlangot ismerve szifonokkal erősen tagolt.

Megszerkesztettük a fluoreszcein 4.000 l/min-re korrigált, abszolút koncentrációját (4. ábra). Érdekes, hogy három csúcs jelentkezik. Az első csúcs az intenzitási görbén is látható (3. ábra), a festék első megjelenését jelenti. Ezek alakban is jól korrelálnak. A második csúcs az árvízi hullámhoz kötődik, amikor a vízhozam 7.000 l/min-ről 66.600 l/min-re növekedett, amely a szifon mögött rekedt festék megjelenésének tekinthető. A harmadik

csúcs feltételezhetően a szűk és fejletlen járatrészből, a csapadék által utólagosan kimosott festékmaradék, bár egyesek szerint a mérési hiba sem kizárt.

Következtetések

A víznyomjelzést a kevés festék és a megváltozott időjárás zavaró hatása ellenére eredményesnek tekintjük. Sajnos az értékelések után levont következtetések nem ígérnek gyors sikert a Rumba-barlang és a Vízfő-barlangrendszer feltárási esélyeivel kapcsolatban. Feltételezhetően a nyelő folytatása szűk, jelentős mértékben üledékkal kitöltött, eleinte meredek dőlésű, hosszú és fejletlen oldalág.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton köszönjük a kutatásunk támogatását a MECSEKÉRC zRt-nek, a ROTAQUA Kft-nek, a Dél-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóságnak és Berényi Üveges Istvánnak.

IRODALOM

- BARTA K.-TARNAI T.* (1996): Karsztkutatás az orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtő területén - TDK dolgozat, Kézirat, JATE, Szeged, 52 p.
- GILA CS.* (1996): Vízfestés – szakdolgozat, Kézirat, Szeged, JATE, 36 p.
- JAKUCS L.* (1995): Általános Természeti Földrajzi Gyakorlatok – Nemzeti Tankönyvkiadó, p. 172-184. Budapest, 243 p.
- RÓNAKI L.* (1962): Az Orfűi Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai – Karszt és Barlang 2. sz. p. 51-55.
- RÓNAKI L.* (1962): Újabb vízfestés a mecseki karszton – Karszt és Barlangkutató Tájékoztató VI-VII. sz. p. 104-105.
- RÓNAKI L.* (1966): Az Orfűi Vízfőforrás vízgyűjtő területének vízföldtani viszonyai. Előadásanyag, Pécs, 9 p.
- RÓNAKI L.* (1966): Víznyomjelző festékek és kimutatási lehetőségük. A fluoreszcein – Karszt és Barlang 1. sz. p. 21-26.
- RÓNAKI L.* (1970): Vízfő-forrás és barlangjának kutatása – Karszt és Barlang 1. sz. p. 25-30.
- RÓNAKI L.* (1977): A pécsi Mecsek karsztjának és karsztvizének védelme a víznyomjelzési vizsgálatok ismeretében – Hidrológiai Tájékoztató, p. 45-49.
- RÓNAKI L.* (1997): A Mecseki Karsztkutató Csoport Jubileumi Évkönyve 1972-1997 – Pécs, 51 p.

- SÁRVÁRY I.* (1969): Víznyomjelzési kísérletek karsztos kőzetekben – Vízügyi Közlemények 2. sz. p. 218-232.
- SÁRVÁRY I.* (1979): Víznyomjelzési kísérletek néhány elvi és gyakorlati kérdése – Vízügyi Közlemények 3. sz. p. 449-476.
- Szegedi Karszt- és Barlangkutató Egyesület* (2004): Szőke E. et al. (szerk.) – Kutatási Jelentés, Orfű, Széchenyi út 1. ill. DDNPI Pécs és Barlangtani Osztály Bp. 10 p.
- THOMAS FIERZ* (2000): Tracer testing – Methodologies for Geological Disposal, Pécs, Kézirat 8 p.
- VASS B.* (1961): Vízfő-forrás barlangja – Műszaki szemle VI. évf. 2. sz. 4 p.

**MORFOGENETIKAI MEGFIGYELÉSEK
A NJEGUSI-POLJE (MONTENEGRO) NAGY BARLANGJAIBAN**

TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN

KvVM-TvH Barlangtani és Földtani Osztály
1025. Budapest Szépvölgyi út 162/b. takacsne@mail.kvvm.hu

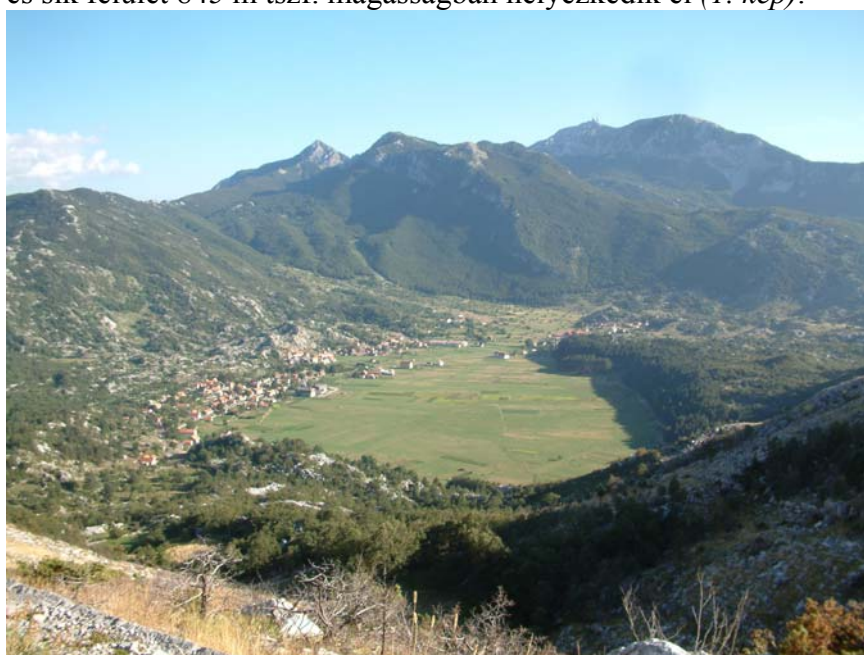
Abstract: Explorations carried out by Hungarian cavers in the two largest caves of Njegusi polje (Kotor area, Montenegro) have increased the length and depth of Duboki do to 2.3 km and -440 m, and those of Njegos Cave to 2,7 km and -250 m since 2003. Although the two systems are situated near to each other on similar elevations and in similar geological settings, their morphology and development history reveal significant differences. Duboki Do, that can probably be related to fluvioglacial process(es) effecting the area during the Pleistocene, is basically a drawdown meteoric system with branchwork pattern, vadose shafts and active canyons. The short phreatic sections with permanent and temporary sumps developed high above the karst water table here might be due to local stratigraphical and/or structural changes. Njegos Cave, on the other hand, displays a complicate multiphase system. Some 50 % of its known passages are fossile, subhorizontal phreatic galleries situated in a shallow depth, which are overprinted by at least two ancient vadose phase with routes differing from the modern ones. Vadose canyons in the active deep part of the cave have also started their evolution mostly under phreatic conditions, the interpretation of which requires a wider knowledge on the hydrological evolution of the region.

Bevezetés

Magyar barlangkutatók egy csoportja harmadik esztendeje végez kutatásokat kétéves nyári expedíciók keretében Montenegróban, a Kotori-öböl közelében lévő Njegusi-polje barlangjainak feltárása érdekében (KISS – TAKÁCSNÉ, 2006). A három expedíció során a térségben összesen közel 40 barlangban történtek felderítő bejárások, ám az eddig legjelentősebbnek bizonyult két rendszer feltárása még nem befejezett. A kutatóknak a 2,3 km hosszban és -440 m mélységig megismert Duboki do, ill. a 2,7 km hosszban és -250 m mélységig bejárt Njegos-barlang esetében is a további aknák leküzdéséhez szükséges idő és felszerelés hiányában kellett az elért végpontokról visszafordulniuk. Ezeknek, a magyar karsztvidékektől eltérő szerkezeti, fejlődéstörténeti és klímaviszonyok között kialakult aktív vízvezető barlangoknak a morfológiai képe a hazai tapasztalatokhoz képest több szokatlan elemet is mutat. A jelen tanulmány az ezekre vonatkozó eddigi megfigyeléseket összegzi.

Földtani-felszínalaktani és hidrológiai viszonyok

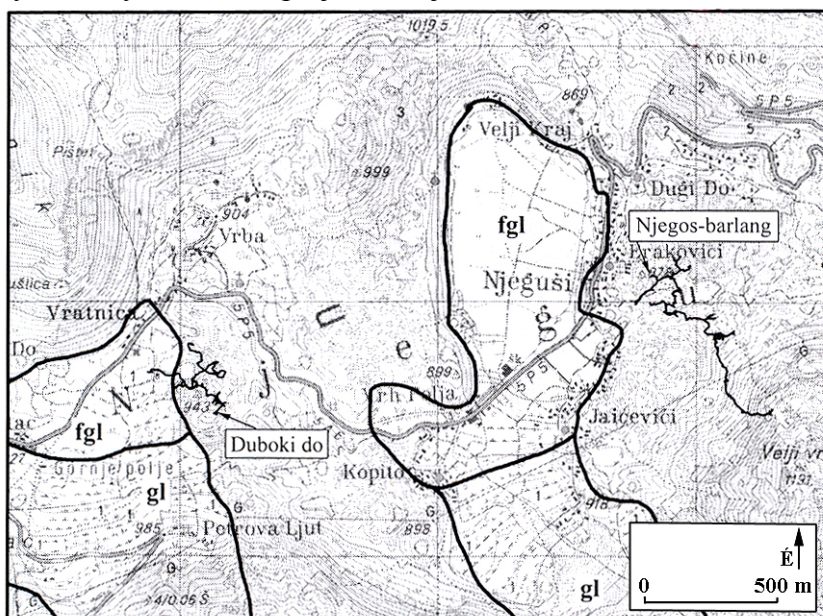
A tucatnyi apró települést magába foglaló Njegusi-polje a Kotori-öböl DK-i elvégződésétől alig 2 km-re Ny-ra kezdődik. A jellemzően 1200-1300 m csúcsmagasságú mészkővonulatokkal övezett zárt karsztmélyedés teljes kiterjedése mintegy 6 km², a polje legmélyebb részét képviselő, kb. 1 km²-es sík felület 845 m tszf. magasságban helyezkedik el (1. kép).



1. kép: A Njegusi polje, háttérben a Lovcen vonulatával (Kiss A. felvételei)
Picture 1: Njegusi polje with the Lovcen range in the background (photos by A. Kiss)

Földtanilag a térség a Dinaridák nagyszerkezeti egységei közül az ún. Dalmát-Hercegovinai- (régőbbi elnevezéssel: „Magas-karszt”) zónához tartozik, ami területünkől alig 2 km-re Ny-ra meredek feltolódási sík mentén érintkezik a szomszédos Budva-zónával. Az egység közettani kifejlődésére a középső-triásztól az eocénig tartó folyamatos sekélytengeri karbonátos üledékképződés jellemző; a főként mészkövekből álló, de helyenként dolomitot és márgát is tartalmazó rétegsor teljes vastagsága meghaladja a 3600 m-t (DIMITRIJEVIĆ, 1997). A legfiatalabb tengeri üledékeket mindkét említett zónában a paleogén flis képviseli, a térséget érintő fő hegységképző mozgások pedig az oligocén eleji illetve végi pireneusi és szávai fázisokhoz kapcsolódnak; azaz a kiemelt karbonátos tömegek karsztosodásához a feltételek több tízmillió éve adóttak.

A rendelkezésre álló részletes földtani térkép (N.N., 1969) alapján a polje belsejében felső-triász Dachsteini, alsó-jura tűzköves és középső-felső jura oolitos mészkövek bukkannak felszínre. Ezeket a polje alján, az innen D-re emelkedő, 1600-1700 m csúcsmagasságú Lovćen-vonulat felől lenyúló két pásztaban pleisztocén fluvioglaciális illetve glaciális üledékek fedik; amelyek egyúttal arról is tanúskodnak, hogy a Lovćen legalábbis az utolsó glaciális során – amikor a Dinári-karszt littorális zónájában a hóhatár 1250-1350 m magasságban húzódott (GAMS, 1987) – eljegesedett terület volt. A polje belsejének további, nyílt karsztos részein kb. 950 m tszf., azaz az utolsó záródó szintvonal magasságáig jellegzetes „töbörmezők”: meredek falú kisebb-nagyobb töbrök százaival és erősen karrosodott szikla-kibúvásokkal tagolt térszínnek alakultak ki. Ilyen töbörmezőkről, alsó-jura mészkőben nyílik a polje említett két nagy barlangja is (1. ábra). figyelemre méltó viszont, hogy bár hasonló töbörmezők hatalmas felületeket borítanak a tágabb térségben, a kiemelkedő kopár hegyvonulatok közötti fennsíkszerű részekben, azok egyetlen további esetben sem alkotnak zárt medencéket, s azokhoz fluvioglaciális lerakódások sem kapcsolódnak. Így akár annak a lehetősége is felmerül, hogy területünk csupán a földtörténeti közelmúltban, a fluvioglaciális behatás intenzív oldó és üledéklerakó tevékenységének eredményeként nyerte el mai polje-formáját.



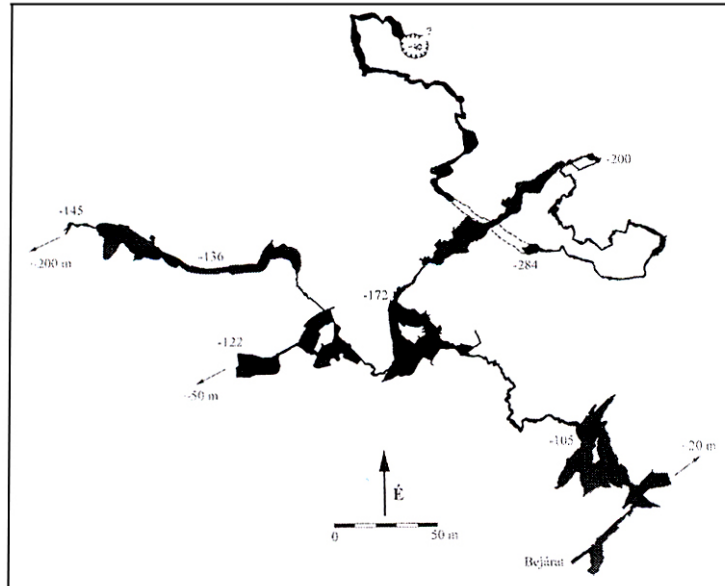
1. ábra: A vizsgált barlangok illetve a glaciális (gl) és fluvioglaciális (fgl) lerakódások elhelyezkedése
 Fig. 1: Situation of the investigated caves with areas of glacial (gl) and fluvioglacial (fgl) deposits

A Kotori-öböl térsége 2200 mm/év csapadékmennyiségével Európa legcsapadékosabb részeinek egyike, ez azonban egyenetlenül, főként az őszi-téli időszakban hull a felszínre. A polje területén állandó felszíni vízfolyások nincsenek, egyetlen jelentősebb karsztforrása, a polje-síkhöz É-ről csatlakozó tágas töbrben fakadó Koritnik a foglalását megelőzően még ugyanabban a töbrben el is nyelődött (*LAHNER*, 1919). A hóolvadást követően a polje alján összegyülemelő vizeket a polje-sík K-i oldalán lévő víznyelő vezeti el, amit napjainkban csupán egy hulladékkal szinte teljesen feltöltődött mélyedés és előtte egy rövid szakaszon kiépített kis meder jelez. Az itt elnyelődő vizek Kotorban, az óváros É-i ill. D-i kapuja mellett fakadó Škurda- és Gurdić-forrásokban lépnek ismét a felszínre (*RADOJIČIĆ*, 1987), az ezt megalapozó víznyomjelzésről azonban publikált adat nem áll rendelkezésünkre. A karsztvízszint helyzetére vonatkozóan ugyancsak nincs információnk, de a tenger közelsége, a tenger mentén (sőt a tenger alatt) fakadó bővizű karsztforrások, valamint a földtani viszonyok alapján nincs okunk feltételezni, hogy az a tengerszint felett jelentős magasságban helyezkedjen el.

Duboki do

A polje két nagy barlangja közül a polje-síkot Ny-ról övező töbörmező és a Stirovnik (1749 m) alól érkező hordalékpászta határának közelében, egy 150 m átmérőjű ovális szakadéktöbrben nyíló Duboki do az ismertebb, amelyet G. Lahner osztrák barlangkutató – a monarchia hadvezetésének felkérésére, az itt állomásozó csapatok vízellátási lehetőségeit kutatva – már 1916-ban bejárt sőt fel is térképezett egészen a 350 m felszín alatti mélységben elhelyezkedő szifonig. *LAHNER* (1917) a barlangot Stephan von Sarkotič tábornokról nevezte el, mely néven például *CHOLNOKY* (1936-37) is említi, a délszláv irodalomban azonban érthetően nem így, hanem az eredetileg a töbröt jelölő Duboki do néven szerepel.

A Lahner által elért szifon első sikeres átúszására csak 2003-ban, már az első expedíciónkat követően került sor; az 50 m hosszúságúnak és 9 m mélységűnek bizonyult szifon utáni légtéres járat következő aknájától azonban az egyetlen merülőbúvár már visszafordulni kényszerült. Így a szifonon túli részek érdemi feltárásának megkezdése már magyar sikernek, a 2005. évi expedíció eredményének számít. Ennek során a háromfős merülőbrigád által átvitt felszerelés további 300 m hosszúságú járat felderítésére bizonyult elegendőnek, amivel a barlang feltárt mélysége -440 m-re növekedett.



2. ábra: A Duboki do alaprajza (a 2003. és 2005. évi expedíciók felmérései)
 Fig. 2: Plan of Duboki do cave (surveys of the 2003 and 2005 expeditions)

A jelenleg 2,3 km összhosszúságban ismert rendszer 880 m tszf. magasságban nyíló bejáratához még időszakos vízfolyásra utaló meder sem vezet, jelenkori vízutánpótlását alapvetően a nyílt karsztos felszínen beszivárgó csapadékvizek szolgáltatják. Járatainak szerveződése ennek ellenére klasszikus víznyelőbarlang jelleget mutat, a Lahner által felmérthez képest jóval összetettebb, összetorkolló főág-mellékág rendszert alkotó, lépcsőzetesen mélyülő járatokkal (2. ábra). A lejtős bejárat folyosót követően a rendszer legfelső, kb. -105 m mélységig terjedő zónája nagyrészt vertikális kifejlődésű; tektonikusan preformált, 20-30 m mélységű hasadék-aknákkal és letörésekkel. A következő, kb. -180 m mélységig terjedő zóna – ami a helyenként tömegesen észlelhető *Megalodus*-kövületek alapján már triász mészkőben húzódik – jóval enyhébb lejtésviszonyokkal, valamint hullámkagylókkal tagolt falú, meanderező kanyonjáratok és tágas, omladékos termek váltakozásával jellemezhető; az ismert járatok zöme, beleértve a jelentősebb oldalágakat is, ebben a zónában fejlődött ki. Ez a zóna a nyári szárazság dacára már állandóan aktívnak tekinthető, a becsatlakozó oldalkürtők szivárgó vizeiből táplálkozó, s lefelé egyre határozottabbá váló kis vízfolyásokkal. A rendszer harmadik, a korábbi mélypontot jelentő szifonig terjedő zónáját egyetlen mélyen bevágódott, s többször is önmaga mellé-alá visszakanyarodó, pár m-es letörésekkel lépcsőzött kanyon képviseli, ahol a vízfolyás már folyamatos pataként csordogál. Az eddig megismert legalsó,

szifonon túli részen azonban – ami szokatlan módon mintegy 100 m-rel mélyebb szinten keresztezi a barlang legnagyobb terme utáni egyesült főág vonalát – a hazai „gyakorlattal” ellentétben ismét a vertikális kifejlődés jellemző, ahol a 300 m hosszban felderített szakaszon a barlang további 160 m-t mélyül, s az elért végpontot is egy jó 10-15 m átmérőjű, legalább 40 m mélységű akna teteje alkotja.

A jellemzően a gravitáció által vezérelt vízmozgást tükröző térbeli kifejlődés dacára a rendszerben több olyan szakasz is előfordul, ahol a szelvények alakja és oldásformái víz alatti kialakulásmódról tanúskodnak. Ilyen elemekkel már közvetlenül az első hasadékakna alatti, kb. 840 m tszf. magasságban lévő járatokban is találkozhatunk, ahol egy oldal-meander betorkollásánál mennyezeti üstök, az ehhez folyásirányban kapcsolódó szakaszon pedig egy ferde tektonikus sík mentén csőjáratok egész szövevénye alakult ki (2. kép). Ez utóbbihoz hasonló, nyomás alatt áramló vizet jelző ellipszis ill. szilvamag-alakú szelvények azonban csak három további szakaszon figyelhetők meg: a 595 m tszf. magasságban lévő állandó szifonban, valamint az ÉNy-i oldalág 745 m tszf. magasságban, illetve az egyesült főág 710 m tszf. magasságban kialakult rövid időszakos szifonjainál. Az ezekhez csatlakozó, közel szintes járatrészekben csak a szelvények feltűnő tágassága és a falak helyenként észlelhető üstös-öblös oldásformái utalnak a – legalábbis egykori – teljes vízzelborítottságra.

Ezek a freatikus jellegű szakaszok azonban kiterjedésük és járatkörnyezetük (úgy a befolyás mint a kifolyás irányában folyó vizes eredetű kanyonok) alapján valószínűleg nem egykori karsztvízszinteket jeleznek. Kialakulásukat – mint ahogy a magasan a jelenlegi karsztvízszint felett elhelyezkedő állandó szifonét – feltehetően valamilyen lokális akadály (pl. gyűrődés, vető, közetváltás) visszaduzzasztó hatása idézte elő, ami vagy a rendszerfejlődés korai fázisában, vagy a pleisztocén klímaingadozásaihoz kapcsolódóan, a megnövekedett vízhozamú időszakokban érvényesülhetett. Az adott járatok vízlevezető képességét meghaladó hozamok kialakulásában szerepe lehetett újabb vízbefolyási pontok létrejöttének is. A rendszer felső két zónájához ugyanis több olyan oldalkürtő csatlakozik, amelyek a kapcsolódás jellege szerint utólagos elemeknek tűnnek. Az ezeken át, nyilván eltérő úton és sebességgel leérkező vizek nemcsak a levezetendő hozamot növelték, de eltérő oldottanyag-tartalmuknál fogva a keveredési korózió révén is alakíthatták az érintett barlangrészek morfológiáját.



2. kép: Tektonikus sík mentén kialakult rövid freatikus járatszakas az a Duboki do felső zónájában
Picture 2: A short phreatic section controlled by tectonics in the upper zone of Duboki do cave



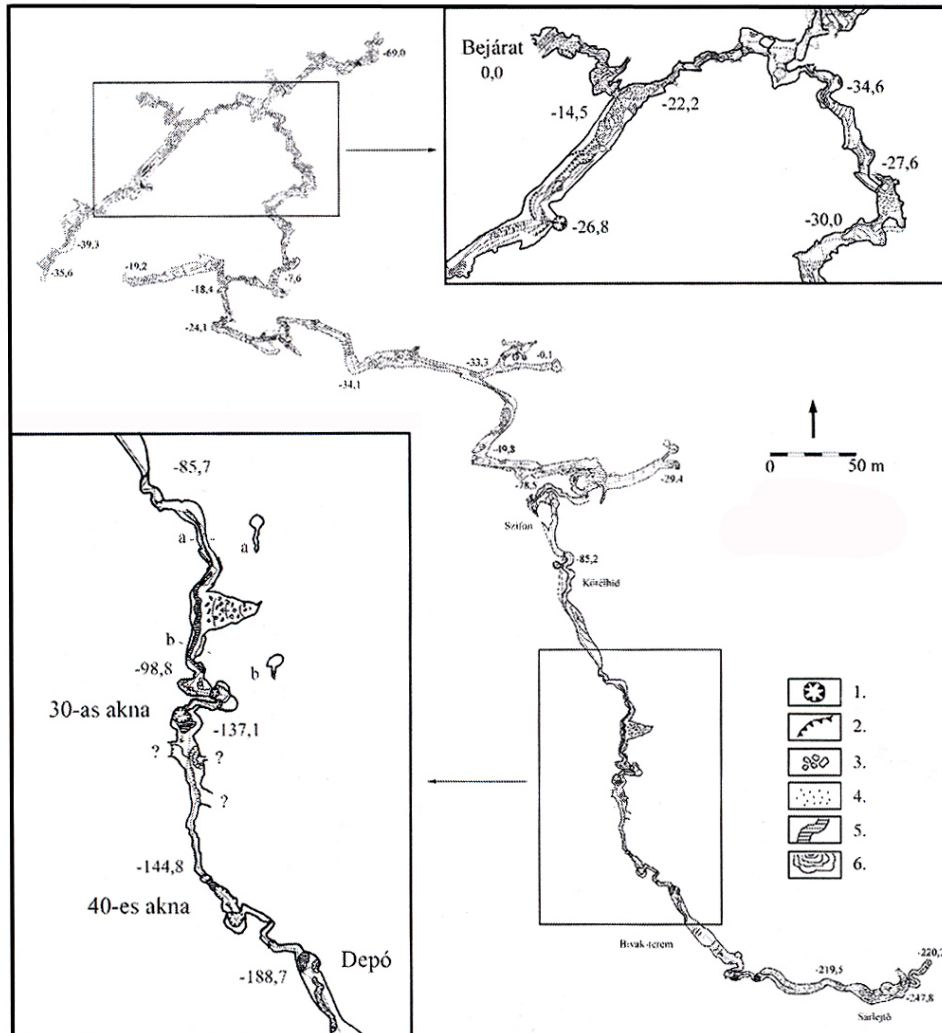
3. kép: Jelenkori visszaduzzadás nyomai a Duboki do ÉNy-i oldalágának időszakos szífonja mögött
Picture 3: Recent flood marks in the foreground of a temporary sump in the NW branch of Duboki do

Ilyen oldalkürtök mindkét időszakos szifon térségében előfordulnak, sőt az ÉNy-i oldalág esetében a falak feltűnő barna színzónája jelzi az akár 3-4 m magasságú jelenkori visszaduzzadás mértékét (3. kép). Ezen a szakaszon egyébként – még a 2003-as expedíció feltárásaként – a rendszer fejlődésének egy további érdekessége vált ismertté. Az oldalkürtöből alácsorgó patak vize ugyanis láthatólag már csak időszakosan folyik tovább a főág felé, alaphozamkor azzal ellentétes irányban, a barlang egyéb részeitől távolodva tart a mélység felé. Ez a járat mintegy 200 m hosszban, egy szűk szifonig követhető, ami felett a falak jó 30 m magasságig terjedő agyagbevonata példázza a még fejletlen folytatás visszaduzzasztó hatását.

Njegos-barlang

A terület másik nagy barlangja a polje fő víznyelőjétől alig 250 m-re, 874 m tszf. magasságban nyílik a polje-síkot K-ről övező töbörmező Jozova glavica nevű részén, két kis szomszédos szakadéktöbörbe nyíló kettős bejáráttal. Létezéséről a 2003. évi expedíció utolsó napjaiban, egy helyi lakostól szereztünk tudomást, aki szerint a nyolcvanas években angolok jártak benne, de nem jutottak a végére. Az általuk felderített, s a felmérés szerint alig 900 m hosszúságúnak bizonyult szakaszhoz képest itt 2004-ben és 2005-ben is jelentős magyar feltárások történtek, így jelenleg ismert hossza 2,7 km, mélysége pedig 250 m.

A Duboki do-val ellentétben e barlang ismert járatainak közel a felszínközelségben, a bejáráttól számított -60 m mélységig terjedő zónában húzódik, amelyre a tágas, akár 8-10 m szélességű, közel szintes lefutású folyosók jellemzők (3. ábra). Az üregtér fogat zömét itt a freatikus elemek: a közel kör- vagy a rétegdőlésnek megfelelően lapított ellipszis-szelvényű csőjáratok és a gömbüstös, sőt gömbfülke-szerű oldásformákkal tagolt terek határozzák meg. A freatikus üregképződés vadózus körülmények közötti közvetlen továbbfejlődésére utaló jellegzetes gomba-szelvény csak a DNY felé lejtő, cseppkövekben gazdag Szép-ágban figyelhető meg; ez a tágas kanyon azonban az aljzat szenilis, porlódó mésztufagátacskaiknak tanúsága szerint már régóta inaktív. A barlang ÉK-i ága egy ezzel ellentétes irányban bevágódott, nyilvánvalóan eltérő fejlődési fázishoz tartozó kanyonnal indul, ami azonban rövidesen egy újabb freatikus járatszakra torkollik rá. Ez lefelé, ÉK felé egy kiterjedt omladékkal záruló teremig, míg felfelé, a D-ről érkező ágban egy magasbanyúló kürtőrendszerig követhető. Az utóbbi térségben a freatikus és a vadózus üregképződés független voltának szemléletes bizonyítéka az az ablakszerűen fennmaradt, alig 2 m hosszúságú cső-szelvény, amit az előtte illetve mögötte a barlangra csatlakozó aknák sző



3. ábra: A Njegos-barlang alaprajza; a fosszilis felső szint és az alsó aktív zóna egy-egy részlete kiemelve
 Jelmagyarázat: 1. akna, 2. letörés, 3. kőzettörmelék, 4. agyag, 5. víz, 6. cseppkőlefolyás
 Fig. 3: Plan of Njegos Cave, insets show details from the fossile upper part and the active lower part
 Legends: 1. shaft, 2. vertical drop, 3. rock debris, 4. clay, 5. water, 6. flowstone

szerint „leszeleteltek” eredeti járatkörnyezetéről (4. kép). Végül a felső szint leghosszabb egybefüggő freatikus folyosójába a fentemlített kürtőrendszer oldalában kimászott, omladékos járat vezet át; a közel 500 m hosszban követhető, KDK felé lejtő folyosó felső végét omladék, az alsót törmelék-befolyás zárja. Ezeket a tágas, fosszilis járatokat a recens befolyó- ill. beszivárgó vizekhez kapcsolható formák csak egyes rövid szakaszokon harántolják. A becsatlakozó aknák vagy szűk meanderek alól induló, s az



4. kép: Vadózus aknák által levágott freatikus csőmaradvány a Njegos-barlang felső fosszilis zónájában
Picture 4: Remnant of a phreatic tube cut off by vadose shafts in the fossil upper part of Njegos Cave
(Hegedűs A. felvétele – photo by A. Hegedűs)



5. kép: Vadózus körülmények között továbbfejlődő freatikus járat a Njegos barlang aktív mélyzónájában
Picture 5: A typical cross section of combined origin in the active deep part of Njegos Cave

említett inaktív kanyonokhoz képest csorgaszerű kis medrek 10-20 m után oldalra kifutnak a szelvényből, folytatásuk fejletlenségéről a helyenként éles színzónaként jelentkező visszaduzzadási nyomok is árulkodnak.

Az egyetlen kivételt az a fokozatosan egyre határozottabb kanyonná szélesedő meder képviseli, ami a KDK-i freatikus folyosó mélypontján annak talpszintje alá bújva, a barlang aktív mélyzónájának a bejáratát képezi. Innen kezdve a rendszer lépcsőzetesen mélyül a 250 m mélységben lévő végpontig. E lépcsők függőleges elemeit 10-40 m mély vadózus aknák, közel szintes elemeit pedig 8-10 m mélységben bevágódott, meanderező kanyonok alkotják, ám a szelvények felső részében többnyire megtalálhatók a kezdeti freatikus fejlődési szakasz csőszelvényei is (5. kép). E két szelvényrész helyenként el is válik egymástól, ahol az el-elszűkülő, hol vizes- hol agyagszifonokkal tagolt aktív vízjárat helyett az idősebb freatikus járatok kínálják a továbbvezető utat; ezek keletkezésének időbeli kapcsolata a felső zónát alakító folyamatokkal azonban még tisztázatlan.

Az összképet tovább bonyolítja, hogy a felső zóna vadózus fejlődéstörténete több eróziós és akkumulációs fázist foglal magában. Több ponton észlelhetők – főként az ÉK-i ágban – kulisszaszerűen fennmaradt idős, aláoldott-átvágott cseppköleflyások. Az ág bevezető kanyonjának a végén például az egykori vízfolyás jó 6-7 m vastagságban vágta át saját korábbi lerakódásait, az aknaszerű letörésen alászivárgó recens vizek viszont ismét mészlerakó jellegűek. A DNY-i ág végén és a KDK-i folyosó egy oldalfülkéjében pedig jól koptatott mészkőkavicsokból álló kitöltésmaradványok tárulnak fel; ezek azonban elhelyezkedésük alapján a fenti jelenségeket előidéző vízfolyásokkal nem hozhatók közvetlen kapcsolatba.

1. táblázat
Table 1.

*A két barlang jellemzőiben mutatkozó legfontosabb különbségek
Main differences in the characteristics of the investigated caves*

<i>a barlang tulajdonsága</i>	<i>DUBOKI DO (880 m tszf., 2,3 km)</i>	<i>NJEGOS-BARLANG (874 m tszf., 2,7 km)</i>
horizontális és vertikális kiterjedés viszonya	350 m < -440 m	700 m >> -250 m
térforma	„klasszikus” főág-mellékág rendszer	különböző korú és jellegű barlangok kapcsolódása (?)
aktivitás	járatok zöme aktív	járatok zöme fosszilis
freatikus üregfejlődés	az aktív rendszer részeként, alárendelt	az aktív rendszertől zömmel független, uralkodó
vadózus üregfejlődés	folyamatos (?)	több, időben elkülönülő fázis
fő hatótényező	gravitációs vízmozgás, fluvioglaciális hatás (?)	nyomásvezérelt vízmozgás, hajdani karsztvízszint alatt (?)

Összegzés

Bár a Njegusi-polje két legnagyobb barlangja egymástól alig 2 km távolságra, gyakorlatilag azonos tengerszint feletti magasságban nyílik és földtani környezetük is hasonló, jellegük eltér egymástól (*I. táblázat*).

A Duboki do járatszerveződése, lefolyási viszonyai és formakincse jellemzően gravitációs vízmozgást és folyamatos üregfejlődést tükröz, melynek jelentős hatótényezője lehetett a területet ért fluvioglaciális hatás.

A Njegos-barlang 6-800 m-rel az erózióbázis szintje fölött húzódó, kiterjedt freatikus járatrendszere viszont a nyílt karsztos térszín jelenkori diffúz beszivárgásaitól gyökeresen eltérő hidrológiai viszonyok között alakulhatott csak ki, fejlődéstörténete pedig legalább két további, idős vadózus fázist is magába foglal. Mindezek korára azonban jelenlegi ismereteink szerint még csak becslés sem adható, hiszen a barlangfejlődés értelmezéséhez itt a morfológiai vizsgálatok folytatása mellett információk kellenének a térség általános karszthidrológiai fejlődésére vonatkozóan is.

IRODALOM

- CHOLNOKY J.* (1936-37): A Föld és élete. – Franklin Társ., Budapest. I. köt.: Európa, 738 p.
- DIMITRIJEVIĆ, M. D.* (1997): Geology of Yugoslavia – Geol. Inst. „GEMINI” Spec. Publ., Belgrád, 187 p.
- GAMS, I.* (1987): Geographic review of the Littoral Dinaric Karst, p. 135-151. – In: GAMS, I. – HABIČ, P. (szerk.): Guide Book to IGU Conference „Man’s Impact in Dinaric Karst”. Ljubljana.
- KISS A. – TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2006): Montenegro - Njegusi 2003. – Karszt és Barlang 2002-2003., p. 80-83.
- LAHNER, G.* (1917): Der westmontenegrische Karst und sein hydrologischer Zusammenhang mit der Bucht von Cattaro – Petermanns Mitt. 63. Jg. p. 297-302.
- LAHNER, G.* (1919): Im Karst der Schwarzen Berge – Mitt. für Höhlenk. 8-12. Jg. 2-4. füz. p. 1-36.
- N. N.* (1969): Osnovna geoloska karta SFRJ 1:100 000. K 34-50 Kotor – Saveznog, Belgrád.
- RADOJIČIĆ, B.* (1987): Nikšić–Hercegnovi, p. 193-205. – In: GAMS, I. – HABIČ, P. (szerk.): Guide Book to IGU Conference „Man’s Impact in Dinaric Karst”, Ljubljana.

**KARSZTJELENSÉGEK ÉS BARLANGOK ÚJ-ZÉLAND
DÉLI-SZIGETÉN A KAHURANGI ÉS AZ ABEL TASMAN NEMZE-
TI PARKBAN**

SZENTES GYÖRGY

Alte Frankfurter Str 22 B, D-61118 Bad Vilbel
szentesg@aol.com

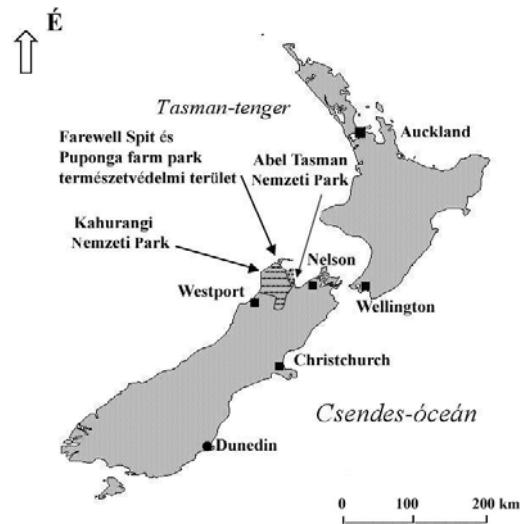
Abstract: The author visited and studied the karst region of the north western part of New Zealand's South Island. The karst ranges extend up to 1800 m and are composed of Ordovician marble. In the Western edge of the mountains karstified Oligocene limestone overlays the Devonian Karamea Granite. In the marble, spectacular surface karst forms and extended cave systems have developed. Such large caves are for example the 50 km long Bulmer System or the deepest cave of the southern hemisphere, the nearly 900 m deep Nettlebed Cave. The karst region lays in the Kahurangi and Abel Tasman National Parks. The author gives a general overview of the area and some detailed descriptions about the regions visited. He describes among others the Pupu Springs, the largest karst spring of New Zealand, and the Honeycomb Hill Cave which is developed in the Oligocene limestone and contains some subfossil bone finds.

Bevezetés

A terület (kb. 7000 km²) Új-Zéland Déli-szigetének Ény -i részén fekszik Nelson városától ÉNy -ra (1. ábra). A két nemzeti park Tasmán és az Arthur hegyvonulatot foglalja magába és földtani felépítésük is nagyjából azonos. Ezen a vidéken található Új-Zéland legnagyobb és leglátványosabb főleg márványban keletkezett karsztvidéke, kiterjedt és mély barlangokkal (BALÁZS 1981).

Kahurangi Nemzeti Park Új-Zéland második legnagyobb nemzeti parkja (4515 km²) kivételes szépségű felszíni formákkal, növény- és állatvilággal. A Buller-völgytől É-ra egész a Farwell-fokig húzódik, kelet felől a Golden-öböl nyugatról a Tasman-tenger határolja. Változatos geomorfológiai és földtani felépítése mellett a legjellegzetesebb formája a kiterjedt márványkarszt (WILLIAMS 1987). Itt a látványos felszíni karsztformák mellett százával figyelhetők meg a kisebb nagyobb víznyelők, függőleges és vízszintes barlangok. A Mount Arthur (1795 m) és az 1875 m magas Mt. Owen környékének karsztfennsíkjai alatt nagy kiterjedésű máig csak részben megismert földalatti vízrendszerek húzódnak (CROSSLEY 1988).

A Kahurangi Nemzeti Park Ny-i részén oligocén korú mészkő karsztosodott. A nemzeti park felügyelete alá tartozik még a Farewell Spit és Puponga Farm Park természetvédelmi terület.



1. ábra: A nemzeti parkok elhelyezkedése
 Fig. 1: Location of the national parks

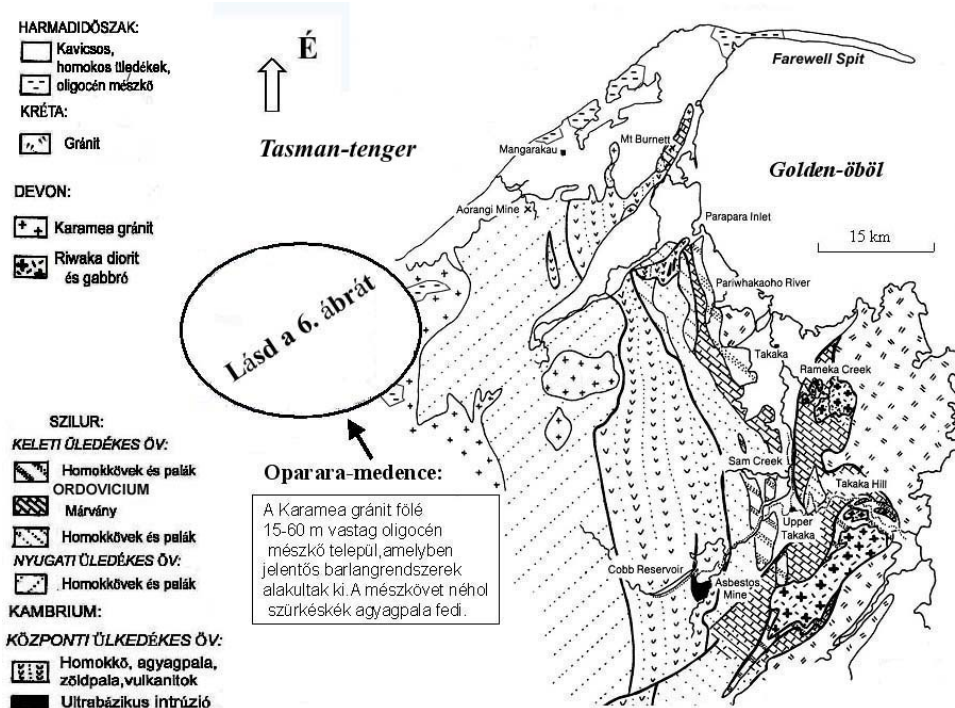
A jóval kisebb Abel Tasman Nemzeti Park (230 km²) tulajdonképpen az Arthur-hegyvonulat É-i része. Legkiemelkedőbb pontja az 1156 m magas Mount Evans. A terület közepén húzódik egy karsztos márvány hegyvonulat kiterjedt és mély aktív barlangrendszerek, fosszilis barlangok, látványos többsorok és oldási formák kíséretében. A park tengerparti része lagunákkal, kicsiny öblökkel tarkított, őserdővel borított kréta időszaiki gránitból felépített terület.

Az 1949-ben alakult Új-Zélandi Barlangkutató Társulat (NZSS) az ötvenes években kezdte vizsgálni a területet. 1957-ben találták meg a Harwood Hole-t, majd egy évvel később csörlő segítségével ereszkedtek le mintegy 200 m mélységbe. A vízfestések kimutatták a kapcsolatot a mélyebben nyíló Starlight-barlanggal, de bejárni csak 1975-ben sikerült a 375 m mélységű rendszert. A magasabban fekvő márványkarsztot csak az 1970-es években kezdték kutatni. A kiterjedt kutatómunka és a nagyszámú felfedezés ismertetésére jelen cikkben nincs lehetőség, így csak a legfontosabbakat említeném. A Mount Arthur környékén 1969-ben találták meg a a Nettlebed-barlangrendszer bejáratát és tíz év kutatómunkája során érték el a barlang ma ismert mélységét. 1985-ben kezdődött a Bulmer-barlangrendszer kutatása a Mount Owen alatt. A rendszer mai közel 50 km-es hosszát 1989-ben sikerült elérni. A kutatásokban számos barlangkutató csoport (Auckland, Christchurch, Nelson stb.) általában együttesen vett részt.

Ugyancsak a Mount Owen karsztfennsíkján 1992 és 1997 között a cseh barlangkutatók három expedíció során tárták fel a 10 km hosszúságú és 703 m mély Bohémia-barlangot.

A nyugati, alacsonyabban fekvő terület oligocén mészkövében keletkezett barlangokat a Bulmer Caving Group vizsgálja. Az 1980-as évektől kutatják főleg az Oparara-medencét. Legjelentősebb felfedezésük a Honeycomb Hill barlangrendszere (LIPYEAT - WRIGHT 2003).

A karszt- és barlangkutatásban magyar barlangkutatók is szerepeltek. Balázs Dénes tudományos kutatóútjai során Új-Zélandot is bejárta, különös figyelmet fordított a karsztvidékek és barlangok tanulmányozására. Tapasztalatairól és kutatási eredményeiről többek között az 1981-ben megjelent könyvében számol be (BALÁZS 1981). Kósa Attila 1990-ben kereste fel Új-Zéland számos barlangját és kisebb feltárásokban is segédkezett a Waitomo környéki barlangokban (KÓSA 1991 és 1997). Borzsák Sára 1997-ben vett részt a Nettlebed-barlangrendszer kutatásában (LIPYEAT - WRIGHT 2003).



2. ábra: A vidék földtani vázlata (J. Thornton után, 1985)
 Fig. 2: Geology of the region (after J. Thornton, 1985)

2. Földtani felépítés

Ezen a területen jelennek meg Új-Zéland legősibb kőzetei (2. ábra). Ezek túlnyomórészt üledékes kőzetek kevés ősmaradvánnyal. Három É-D-i csapású kőzetöv különíthető el. Egy központi zóna, amely vulkanitokat is tartalmazó üledékes öv. A keleti üledékes zóna, amely a vastag márvány rétegeket foglalja magába, és a főleg homokköveket tartalmazó nyugati öv. A kőzetövek tulajdonképpen áttolódásokkal elválasztott szerkezeti zónák.

A központi öv kőzetei főleg a kambriumban keletkeztek. Ebben a sorozatban agyagpalával kísért trilobitás mészkőrétegek és konglomerátum padok jelennek meg metamorf zöldpala kíséretében. Jellegzetesek a serpentiné alakult ultrabázikus intrúziók.

A keleti és nyugati öv üledékes kőzetei az ordoviciumban keletkeztek. A keleti zóna üledékei sekélytengeri mészkövek, melyek a későbbi metamorfizáció során márvánnyá alakultak. A nyugati öv üledékei viszonylag mélyebb tengerben rakódtak le. Ezt az üledéksort finomszemcsés homokkövek és graptolitás agyagpalák jellemzik.

A szilur időszakban csak a keleti zónában keletkezett kevés homokkő és agyagpala.

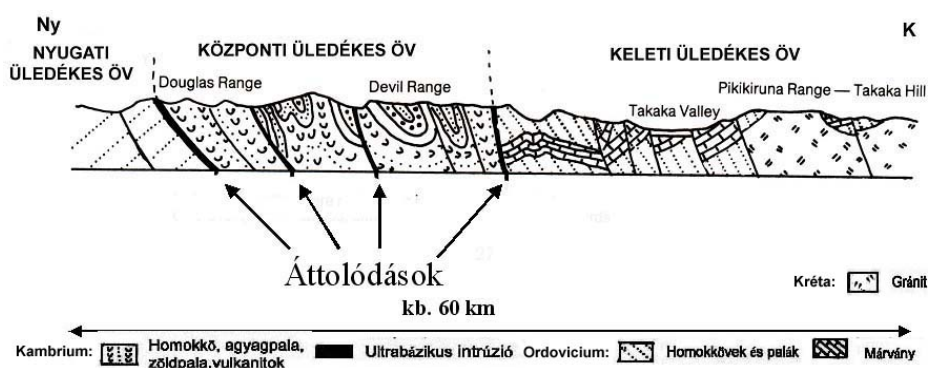
A devon időszakot a nagy kiemelkedések jellemzik, éppen ezért igen kevés devon üledék ismert Új-Zéland területén. A hegységképződés kiteljesedése a devon középső és felső részére tehető. A Tuhua orogenezisnek nevezett kiemelkedést erős metamorfizáció és gránit (Karamea Gránit), valamint gabbró (Riwaka Gabbró) benyomulás jellemezte. A kiemelkedés okozta metamorf hatásra alakultak márvánnyá az ordoviciumi meszes üledékek. A palás kőzetek egyrésze is metamorfizálódott, főleg gneisz és zöldpala formájában (THORNTON 1985).

Jelen tanulmánynak nem feladata Új-Zéland változatos földtörténetét a Tuhua orogenezis után követni, csupán a tárgyalt területet kívánja bemutatni. A terület az orogenezis után, akárcsak Új-Zéland többi része, a Gondwana-őskontinenshez kapcsolódott. Üledékekkel ismét csak a harmadidőszakban találkozunk. A kréta időszaki orogenezis, mely Új-Zélandot leszakította a Gondwana-őskontinensről, a terület keleti részén, az Abel Tasman Nemzeti Park keleti partvonalán, nagyobb gránitbenyomulást eredményezett.

A harmadidőszaki üledékek főleg a nyugati partvidék medencéiben jelentkeznek. A karsztosodás szempontjából is megemlítendő a 15-60 m vastag, kisebb területet borító oligocénben lerakódott mészkő. A mészkő néhol kékesszürke agyaggal fedett. A miocénben kavicsos homok és agyag keletkezett.

A negyedkor üledékei nagyrészt a jégkorszak maradványai, amely főleg gleccser és olvadékvizek szállította törmelékből áll.

A gyűrt és pikkelyezett formációk bonyolult szerkezetét az É - D -i és ÉÉNy - DDK -i csapású, az üledékes zónákat elválasztó áttolódások uralják (3. ábra). A hegyvonulatokat fiatalabb haránttörések szabdalják, lényegesen befolyásolva a földalatti vízrendszerek kialakulását.



3. ábra: Az üledékes zónák földtani szelvénye Jelmagyarázat: lásd 2. ábrát (J. Thornton után 1985)
Fig. 3: Geological section of the sedimentary belts, Legend: see Fig. 2. (after J. Thornton 1985)

3. Karsztosodás és barlangképződés

A terület legnagyobb részén az ordoviciumi márvány karsztosodott. A nyugati medencékben pedig a kisebb oligocén mészkő foltokon alakultak ki karsztjelenségek és a mészkőben pedig barlangok.

A márványkarszt a Tasman-hegység és az Arthur-hegyvonulat kiterjedt, közel 1000 - 1800 m tszf magasságú, erősen tagolt hegyvonulataiból és kisebb fennsíkjaiból áll. A legmagasabb hegyek közelében, a Mount Arthur (1795 m) és a Mount Owen (1875 m) környékén szélesebb fennsík az ún. "tableland" terület. Ezek Új-Zéland legrégebbi felszínformái (WILLIAMS 1982). Az ősi peneplán darabok, egykori tengerparti síkságok maradványai, melyeket később a tenger elöntött törmelékes és meszes üledékeket rakva felszínükre. A harmadkorban kiemelkedő síkságok feltöltődtek és begyűrődtek a hegyvonulatokba. A fedő üledékek nagyrésze lepusztult. Jelenleg a fedő apróbb foltjai figyelhetők meg a fennsíkok maradványain.

A magasabb régiók alpin karszt jellegűek. Itt a csupasz sziklafelszín váltakozik tundratalajjal fedett foltokkal. A csapadék évi 2500 - 4000 mm között mozog, a téli hónapokban (június-október) ez havazás formájában jelentkezik. Az alacsonyabb szinten megjelenik az erdő, amelyet csak az

erdőirtás következtében létrejött füves - bozotos, részben legelőnek használt területek szakítanak meg. A nyugati partvidéken a csapadék eléri az évi 5000 - 6000 mm-t is. Ezt a tájat, mint pl. az Oparara-medencét is, sűrű ún. új-zélandi esőerdő borítja.

A jégkorszakban gleccserek és jégmezők fedték a márvány karszt nagy részét. A jégfelület változásai, végleges visszahúzódása a gleccser alakította cirkuszvölgyek és U formájú völgyek jól felismerhetők (*JENNINGS* 1971). A felszíni karsztjelenségek és a barlangrandszerek fejlődéstörténete 1 millió és 10 000 év közötti időszakokban követhető a képződmények abszolút kormeghatározása, az üledéksorok és az őslénytani leletek alapján.

A tengerpartközeli nyugati rész oligocén karsztosodott mészkövei a periglaciális területen helyezkedtek el. Barlangjainak őslénytani leletei és eróziós formaelemei ugyancsak közel 1 millió év fejlődéstörténetét jelzik, különös tekintettel az utolsó 50000 évben végbement tengerszint változásokra.

A márványkarsztban mind a mikro, mind a makro karsztformák látványosan érvényesülnek. Töbrök, töbörök, vakvölgyek, karsztos szakadékok, víznyelők stb. változatos formái mutatkoznak. Terjedelmes karrmezők és igen különböző oldási formák jellemzik a márványfelszínt.

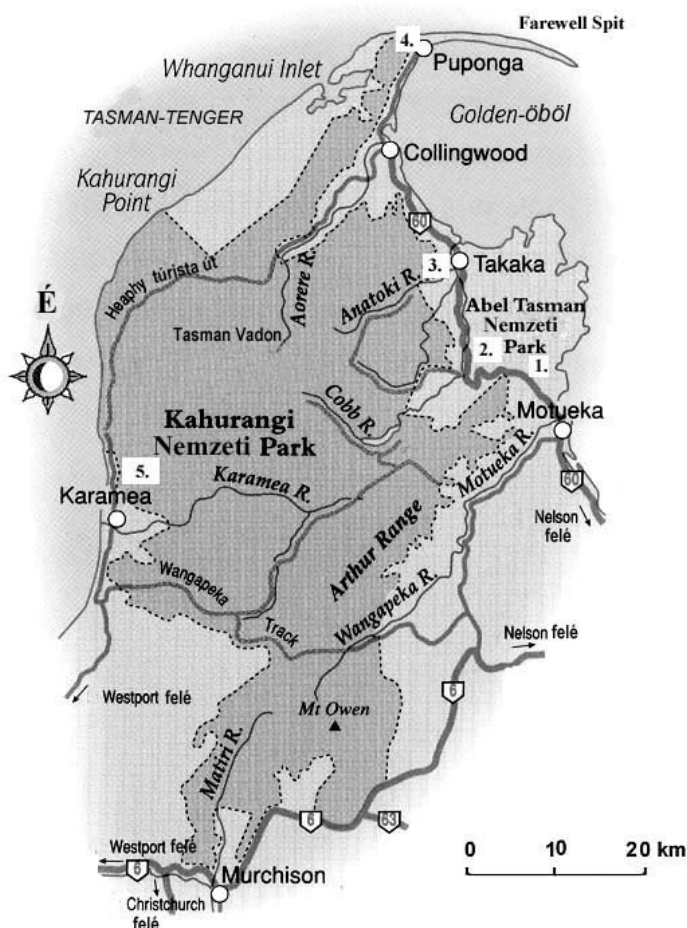
Ezen terület Új-Zéland legnagyobb potenciális barlangelőfordulása (*KÓSA* 1997). A Mount Arthur vidékén 1504 m a szintkülönbség a karsztfelszín és a legmélyebben fekvő karsztforrás, a Pears Rising között. Ez a potenciál a Mount Owen karsztfennsíkja esetében 1297 m.

A felszín alatti vízrendszerek kiterjedtek és bonyolultak. Nagyszámú aktív és fosszilis üregrendszer jelöli a jelenlegi és múltbeli földalatti vizek nyomait. Létrejöttükben az eróziós hatás játszott döntő szerepet. A hegyek lábánál nagyvízhozamú karsztforrások fakadnak. Megemlíteném a két legnagyobb és legismertebb rendszert. A Mount Arthur fennsíkja alatt a húzódik 889 m mély és 24,25 km hosszú Nettlebed-barlangrendszer, amely a déli félteke legmélyebb barlangja (*KÓSA* 1991). A Mount Owen fennsíkja alatt települt a több mint 50 km hosszú Bulmer-barlangrendszer (*LIPYEAT - WRIGHT* 2003).

A terület nyugati részén települő oligocén mészkőben a felszíni karsztjelenségek lényegesen alárendeltebbek. A Farewell Spit környékén mutatkozik néhány jellegzetes oldási forma. Az őserdővel fedett Opararamedence vékony oligocén mészkövében barlangrendszerek ill. ezek fekszakadása révén keletkezett karsztos kanyonok és sziklahidak a jellegzetesek. Leghosszabb a Honeycomb Hill Cave közel 14 km -es labirintusa.

4. A meglátogatott területek (4. ábra) ismertetése

4.1 Ngarua Cave és környéke



4. ábra: A tanulmányozott területek elhelyezkedése
Jelmagyarázat: 1. Ngarua Cave és környéke, 2. Harwoods Hole, Starlight Cave, Gorge Creek és Takaka-völgy, 3. Pupu-karsztforrások, 4. Farewell Spit és Puponga Farm Park, 5. Oparara-medence - Honeycomb Hill Cave - Box Canyon Cave és Crazy Pawing Cave - Oparara Ach

Fig. 4: Location of the study areas
Legend: 1. Ngarua Cave and its surrounding, 2. Harwoods Hole, Starlight Cave, Gorge Creek And the Takaka Valle, 3. Pupu Springs, 4. Farewell Spit és Puponga Farm Park, 5. Oparara Basin - Honeycomb Hill Cave -Box Canyon Cave and Crazy Pawing Cave - Oparara Ach

Az Abel Tasman Nemzeti Park déli részén kisebb fennsíkokkal megszakított hegyvonulatok alakítják a közel 1200 m tszf magasságig kiemelkedő Márvány-hegység északi részét, más néven a Takaka Hill-t. A terület keleti oldala enyhén lejt a tenger felé töbrökkel, töbörökkel tarkítva (1. kép).

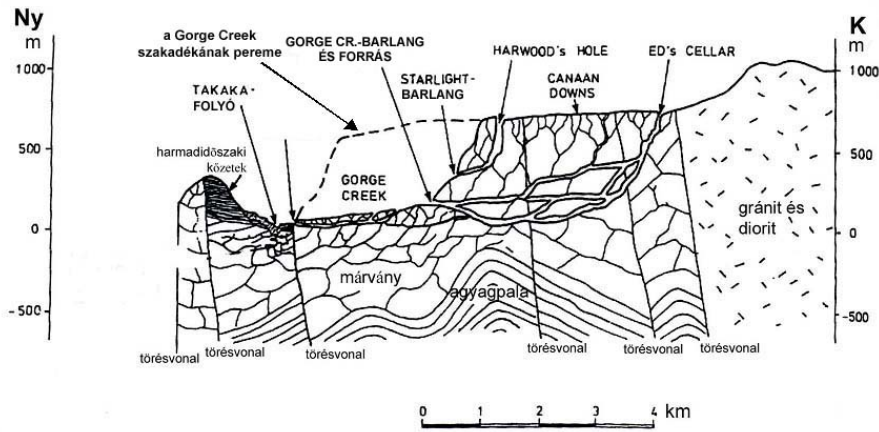


*1. kép.: Karsztos felszín a Takaka Hill keleti oldalán(fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 1.: Karst surface on the eastern slope of the Takaka Hill (photo: G. Szentes)*

Mindenütt látványos karrmezők és oldási formák figyelhetők meg. Itt nyílik 600 m tszf magasságban a mintegy 500 m hosszú Ngarua Cave (2. kép). A barlang egy nagyobb rendszer fosszilis maradványa. Az ÉÉK-DDNy -i törésvonalat követő egykori patakmeder színlői jól kivehetők. A barlangban fellelhetők a kipusztult moafélék néhány fajának csontjai.



*2. kép.:A Ngarua-barlang (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 2: The Ngarua Cave (photo: G. Szentes)*



5. ábra: Szelvény a Márvány-hegység és a Takaka-völgy között (NZSS gyűjteményéből)
 Fig. 5: Cross section between the Marble Mountains and the Takaka Valley (NZSS collection)

4.2 Harwood Hole, Starlight Cave, Gorge Creek és Takaka-völgy

Az Abel Tasman Nemzeti Park nyugati részén a márvány és a gránit határától Ny felé követhetők a karsztjelenségek kb. 900 m tszf magasságtól a helyi erozióbázist jelentő (50 - 0 m tszf magasságú) Takaka-völgyig (5. ábra). Hosszan elnyúló, dolinákkal és többsorokkal tarkított vakvölgyek alatt egyetlen bonyolult, sokszintű felszínalatti vízhálózat alakult ki. A csapadékviszonyoktól függően különböző aktivitású víznyelők és patakos barlangok ismertek. A gránit -márvány határ és a Takaka-völgy között egy teljes hosszában bejárható barlangrendszer még nincs teljesen feltárva, de az összefüggések egyértelműen bizonyítottak az évtizedek óta tartó kutatások, újabb feltárások és a víznyomjelzések alapján (LIPYEAT - WRIGHT 2003).

Nyugat felé a vakvölgyek egyesülnek és szurdokszerű süllyedéket alakítanak. A mélyedés alján egyre több víznyelő figyelhető meg. A szurdokvölgy óriás víznyelőben végződik, amely nem más, mint a híres 357 m mély Harwood Hole. A nagyméretű üregrendszerhez csak igen erős árvízkor jut el a víz, hiszen a mélyebben fekvő többszintes aktív rendszerek elvezetik a vizet. A barlang mögött egy többszáz méteres márványfal letörése alatt húzódik a Takaka-völgy vízrendszeréhez tartozó Gorge Creek szakadéka (3. kép). A szakadék felső végén van a Harwood Hole alsó bejárata a Starlight Cave. Kb. 200 m szintkülönbséggel alacsonyabban nyílik a Gorge Creek Cave forrása. Az 500 m hosszán ismert szifonsor a legmagasabban fekvő aktív megcsapolója a rendszernek. A Takaka-völgy alján fakadó Spittal -karsztforrásban bukkannak a felszínre a fő víztömegek.



3. kép.: A Gorge Creek és háttérben a Takaka-völgy (fényképezte: Szentes Gy)
Picture 3.: The Gorge Creek and the Takaka Valley in the background (photo: G. Szentes)

4.3 Pupu-karsztforrások

Kahurangi Nemzeti Park északi márványvonulatának karsztvizét csapolja meg a hatalmas Pupu-forrásrendszer. Ez Új-Zéland legnagyobb forrása. Átlagos vízhozama 14 m^3 másodpercenként (WILLIAMS-NIVEN-TURNER 2000). A mélyből nyomás alatt feltörő karsztvíz több ponton jut a felszínre. A fő feltörési pont egy tóvá szélesedő vízfelület (4. kép). Az ÉÉNy-DDK -i törésrendszert követő karsztvíz feltörése még a néhány km -re fekvő Golden-öbölben is nyomozható tengeralatti édesvízű források formájában.

4.4 Farewell Spit és Puponga Farm Park

A Déli-sziget északi csücske a 25 km hosszú Farewell Spit. A Kahurangi Nemzeti Park igazgatása alá tartozó természetvédelmi terület felszínét lényegében a szél és a hullámverés formálta (OMBLER 2001). A partvonaltól befelé, Puponga Farm Park területén, a konszolidálódott dűnesorok közötti dombokon az oligocén mészkő karsztos felszíne is előbukkan (5. kép). A

jégorszakban erősen letarolt mészkőfelszínen többsorok és oldási formák a mészkőben pedig kisebb barlangok is találhatóak.



4. kép.: A Pupu-források fő feltörési helye (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 4.: The Main Spring of the Pupu Springs (photo: G. Szentes)



5. kép.: Karstos oligocén mészkő feltárása Puponga Farm Parkban (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 5.: Karstic Oligocene limestone exposed in the Puponga Farm Park (photo: G. Szentes)

4.5 Oparara-medence (6. ábra): Honeycomb Hill Cave

Karamea településtől ÉK -re fekszik Kahurangi Nemzeti Parkhoz tartozó Oparara-medence. A terület alapját a kréta időszakban benyomult gránit, az ún. Karamea Gránit képezi. A gránitra keskeny sávban 15 -60 m vastagságú oligocén mészkő települ. A sekélytengeri, durvaszemcsés mészkőre néhol kékeszürke agyag rakódott le. A medencét körülvevő hegyvonulatok 1000 - 1200 m tszf magasságúak, míg a patak völgyek által erősen tagolt medence tszf magassága 300 - 600 m. A terület sűrű új-zélandi esőerdővel fedett, amely különösen a Déli-sziget nyugati partjára jellemző (LUSK 1983). Itt az évi csapadékmennyiség meghaladja az 5000 mm -t.



6. ábra: Az Oparara-medence vázlata
Fig. 6: Sketch of the Oparara Basin

A viszonylag vékony oligocén mészkőben fejlődött ki több kisebb barlang mellett, a Honeycomb Hill Cave (LIPYEAT - WRIGHT 2003). A barlangot a Buller Caving Group tárta fel az 1980 -as években. Járatai átlag 300 m tszf magasságban fekszenek. A barlang jelenleg ismert hosszúsága 13712 m, amely a Honeycomb Hill 800 x 1000 m -es területére szorítkozik. Ez egy bonyolult, többszintes epifreatikus labirintus rendszer, számos, aktív patakos szakasszal (6. kép) és felső fosszilis szinttel. Fejlődéstörténete közel 1 milli-ó évre vezethető vissza. A törésvonalak mentén létrejött eróziós barlangkép-ződésben fontos szerepet játszottak a jégkorszakok és a közties időszakok során bekövetkezett éghajlatingadozások okozta vízmennyiség változások. A járatok gazdagon díszítettek változatos formájú cseppkő-képződményekkel.

Külön érdekesség, hogy a rendszernek 70 bejárata ismert. Ez a számos keskeny magas hasadéknak és a vékony mészkőréttegnek köszönhető.

A barlangban nagymennyiségű és sokfajta recens és subfosszilis (0 - 50 000 éves) állati csontmaradvány található. A barlang évtízezredeként keresztül mintegy óriási csapda működött. Némely faj bemosódott, némelyik pedig a bejáratokon keresztül bezuhant a barlangba. Több mint 50 madárfaj maradványa ismert. Köztük 26 már kipusztult faj csontja (moa félek, a repülésképtelen óriás liba és óriás daru, az új-zélandi óriás sas stb.) került elő. A néhány száz éve kipusztult moafélék mind a kilenc fajának maradványai megtalálhatók. Leglátványosabbak az erdei törpe moa (*Pachyornis elephantopus*) és az óriás moa (*Dinornis giganteus*) maradványai (7. kép).

Továbbá gyíkok, békák és csigák maradványait határozták meg. A barlangban élő állatok közül a leglátványosabb a barlangi szöcskékre vadászó, a 12 cm -es nagyságot is elérő pók. Az aktív patakos járatok egyes részein a parázsférgek (*Arachnocampa luminosa*) világító lárváinak tömege figyelhető meg.



6. kép.:A Honeycomb Hill Cave egyik jellegzetes patakos járata (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 6.:A typical stream passage in the Honeycomb Hill Cave (photo: G. Szentes)



7. kép.: Honeycomb Hill Cave; az óriás moa (*Dinornis giganteus*) subfosszilis csontjai (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 7.: Honeycomb Hill Cave; subfossil bones of the giant moa (*Dinornis giganteus*) (photo: G. Szentes)

4.6 Oparara-medence: Box Canyon Cave és Crazy Pawing Cave



8. kép.: Crazy Paving Cave; a "Mozaik Padló-barlang", a barlang nevét adó száradási repedések a barlang alját borító iszapon (fényképezte: Szentes Gy.)
Picture 8.: Crazy Paving Cave; The "Crazy Paving", the cave gained its name from the dry mud with network of cracks on the floor (photo: G. Szentes)

A sok kisebb, főleg fosszilis üreg közül érdemes megemlíteni az Oparara-folyó partján egy elkülönült mészkőfoltban nyíló egykori nagyobb rendszer két maradványbarlangját. Az egyik a mintegy 80 m hosszú, keskeny, magas csarnok, a Box Canyon Cave (*LIPYEAT - WRIGHT 2003*). A barlang alját vastag homok borítja. Mellette nyílik a vele egykor összefüggött Crazy Paving Cave. Nevét a barlang altalaját borító iszap száradási repedéseiről kapta (*8. kép*). A kis barlang további nevezetessége a nagy számban itt élő barlangi pók (*Spelungula cavernicola*), melyek hálófészkei az egész barlangban megfigyelhetők.

4.7 Oparara-medence: Oparara Ach

A terület barlangjai mellett rendkívül látványos karsztformákat jelentenek még a sziklahidak. Egykori barlangrendszerek tanúiként megmaradt sziklahidak közül a legnagyobb a 219 m hosszú, 43 m magas és 79 m széles Oparara Arch. Ez Ausztrália legnagyobb sziklahídja.

5. Összefoglalás

Az meglátogatott területek vizsgálata érdekes bepillantást nyújt a déli félteke egyik legjelentősebb karsztjának kialakulásához. A közel 1 millió éves karsztfejlődés és barlangképződés jól áttekinthető folyamata adatokat szolgáltat a vidék jégkorszaktól napjainkig tartó kialakulásához. A két, földtani korban jelentősen különböző, karsztosodott kőzet, az ordoviciumi márvány és az oligocén mészkő jelenségei érdekes összehasonlítási alapot adnak a felszíni és földalatti formák kialakulásához. Az oligocén mészkőben kialakult Honeycomb Hill Cave világviszonylatban egy speleológiai ritkaság, úgy a barlangképződés, mint a paleontológia tekintetében.

IRODALOM

- BALÁZS D.* (1981): Ausztrália, Óceánia, Antarktisz - Panoráma Kiadó, Budapest, p. 708 - 710.
- CROSSLEY, P.C.* (1988): The New Zealand Cave Atlas - South Island, NZSS, Auckland, p. 25-31.
- JENNINGS, J. N.* (1971): Karst - The M.I.T. Press, London, p. 181-186.
- KÓSA A.* (1991): Impressions on New Zealand Karst and Caving. -The British Caver, Vol. 112, Summer, UK Cardigan, p. 1-8.
- KÓSA A.* (1997): Új-Zéland karsztjai és barlangjai. - Karszt és Barlang, I - II., MKBT Budapest, p. 26-30.

- LIPYEAT, M. - WRIGHT, L. (2003): Delving Deeper- Half a Century of Cave Discovery in New Zealand - NZSS, Hazard Press Publishers, Christchurch, New Zealand, p. 260-263.*
- LUSK, P.(1983): Oparara Guidebook - Friends of the Earth, Auckland p. 25-35.*
- OMBLER, K. (2001): National Parks and other Wild Places in New Zealand - New Holland Publishers (UK) Ltd., Auckland p. 97 -110.*
- THORNTON, J. (1985): Field Guide to New Zealand Geology - Reed Publishing (NZ) Ltd., Auckland, p. 25-44.*
- WILLIAMS, J.-NIVEN, C.- TURNER, P. (2000): New Zealand - Lonely Planet, Melbourne, Auckland, London, 491 p.*
- WILLIAMS, P.W. (1982): Karst in New Zealand - chapter in "Landmarks", Longman Press, Auckland p. 12-14.*
- WILLIAMS, P.W. (1987): The Significance of Karst in New Zealand National Parks - The New Zealand Geographer 43(2), Auckland p. 3-8.*

PÉRIGORD-QUERCY ÓSEMBERBARLANGJAI

KÜRTI LÍVIA¹- JEAN-NOËL SALOMON²

¹Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722
Szeged, Egyetem u.2. kurtliv@freemail.hu

²Université Michel de Montaigne, Bordeaux III, Laboratoire de Géographie
Physique Appliqué, Bordeaux

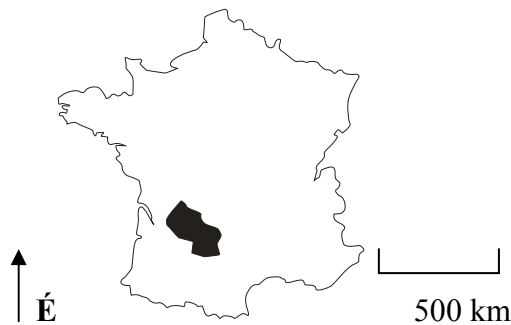
Abstract: The région Périgord-Quercy is situated on the south-west part of France. The most famous karst area here is the Gramat Causse. It offers an exceptional range of landscapes which have long made the area renowned. The aim of this paper is to show the exceptional values of this landscape. The well developed karst systems were known in the era of the first homo sapiens. This area undergoing serious economic problems due to agricultural changes, ecotourism provides a promising and attractive alternative as has been illustrated by the creation of the Quercy regional natural park. It is in this context that the development of the karst legacy should be given impetus and the water resources, which are more and more valuable and another asset of the area, should be protected.

Bevezetés

A Vézère mentén találtak rá a régészek a 19. században a cro-magnoni ősember maradványaira és lakóhelyére. A leletek különlegessége abban rejlik, hogy itt egyetlen régió belül megtaláljuk a neandervölgyi és modern ember kultúráinak maradványait, vagyis nyomon követhető az ember fejlődése. Quercy karsztvidékei jól fejlett karsztrendszereket rejtenek számos barlanggal, melyek kiváló menedékként, kultikus helyként szolgálhattak az ősember idején.

Számos barlang magán viseli ezeknek a korai kultúráknak a kézjegyét, amelyek abban is segítenek, hogy képet alkothassunk a pleisztocén folyamán bekövetkező klíma- és környezetváltozásokról.

Ebben a tanulmányban csak néhány barlang (Rouffignac, Cougnac, Pech Merle) bemutatására van mód, köztük a leghíresebb Lascaux. A barlangok többsége azonban az ősember rajzokon kívül is számos látnivalót is rejt. A régió elhelyezkedését az 1. ábra mutatja.



1. ábra: Périgord-Quercy elhelyezkedése
 Fig. 1: The situation of Périgord-Quercy in France

Geológia

Quercy karsztfennsíkjai azokhoz a táblás vidékekhez hasonlítanak, amelyeket kevés törésvonal szabdal fel. Legnagyobb tömegét jura mészkő alkotja, amely keleten a Massif Central paleozoós talapzatára települt. Itt kerülnek felszínre a Liász márgás rétegek, amelyeken kialakult gazdag talajokat a mezőgazdaság hasznosítja, pl. Limargue és Terrefort.

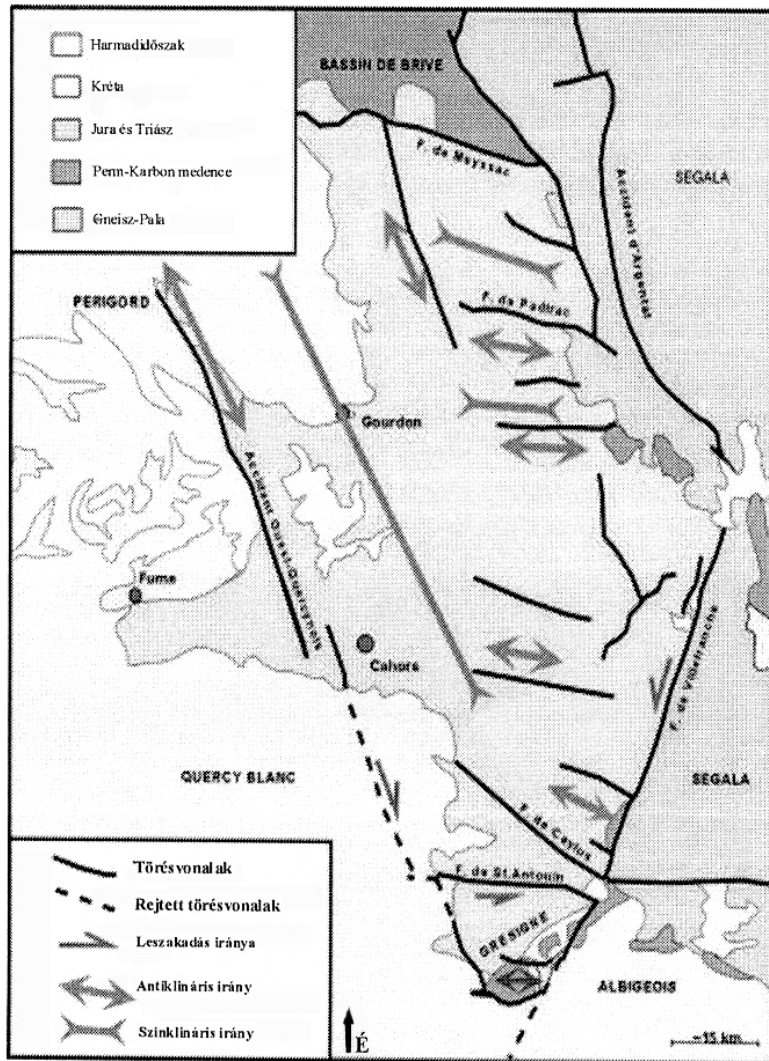
SALOMON (2000) szerint Dogger és Malm mészkövek a puha Liász márgás rétegeken fekszenek, amely át nem eresztő réteggé kitűnő erózióbázist jelent a folyóknak (Cère, Bave, Célé). A rétegek általában észak-nyugat, az Aquitaniai-medence felé dőlnek, ahol eltűnnek a harmadidőszaki molassz alatt. Monoklinális felépítése a Charentes-Quercy szinklinális rendszer második gyűrődési hullámában alakult ki. Périgord-Quercy geológiáját a 2. ábra ismerteti.

A táj kialakulásában négy nagy karsztrendszer játszott fontos szerepet: Causse de Martel, Gramat, Limogne és Saint Antonin.

A meghatározó üledékes kőzetek képződése a Liász elején, mintegy 200 millió évvel ezelőtt kezdődött, korallban gazdag meleg tengerben. A tenger egészen a Massif Centralig húzódott és bizonyosan a Rodezi szorosba is benyomult. Az intenzív üledékképződés egészen a Portlandi emeletig tartott és mintegy 140-135 millió évvel ezelőtt ért véget.

Az alsó-krétában a tenger teljesen visszahúzódik Quercy területéről, amely ily módon az első szárazföldi eróziós időszakká válik. Ugyanakkor a mezozoós mészkő karsztifikálódik, ami talajképződéssel is együtt jár. A folyamatok igen intenzívek és gyorsak, tekintve, hogy trópusi klíma uralkodott. *ASTRUC* (1988) szerint ennek az eróziós folyamatnak az eredményeképpen néhol akár 50 m vastag mállási törmelék is képződhetett. A nedves trópusi éghajlat alatt a karsztrendszer is gyorsan fejlődött és jelentős méretű

endokarszt keletkezett, barlangokkal, nagy galériarendszerekkel, amelyek később a mállási törmelékek áthalmozódásával eltömődtek.



2. ábra: Périgord-Quercy geológiai térképe (ASTRUC 2003)
 Fig. 2: Geology of Périgord-Quercy (ASTRUC 2003)

95 millió évvel ezelőtt újabb tengerelöntés következett, amely mintegy 5 millió évig tartott. A Campanien időszak végén azonban a tenger végérvényesen elhagyja Périgord-Quercy vidékét, melynek felszínfejlődése ezután kontinentális éghajlat alatt folyik tovább. Ez újabb endokarszt-

rendszer kialakulásához vezet. Ennek nyomait a mai kutatók az úgynevezett dombokban, „*pech*”-ekben vélik felfedezni.

A harmadidőszakban újra a trópusi klíma lett domináns, mely a vasas, kaolinitos mállásnak kedvezett. A periódus végén az átöröklött barlangrendszerek eltömődtek és megkezdődött a quercy-i foszforit lelőhelyek kialakulása. A harmadidőszaki kontinentális klíma végét az oligo-miocén határon jelentkező pireneusi molassz képződés jelzi, amely mintegy 30 millió évre „*fossilizálta*” a tájegységet.

A negyedidőszaki hegységképződéssel együtt Quercy molassz rétegei is pusztulni kezdtek. Elsősorban északon, ahol az üledék vékonyabb, és ez az erózió hátrál dél felé. A folyóvölgyek bevágódása már a harmadidőszak végén, a negyedidőszak elején megkezdődött, amelyet a táj emelkedése is kísért. Ennek köszönhetően számos barlangrendszer került szárazra (*BOU - SALOMON* 1998).

Az eróziós üledékek nagy része nyugat felé távozott és az Aquitániai-medence feltöltődésében játszottak fontos szerepet.

Karsztjelenségek

Quercy karsztplatói mintegy 800 km² területen húzódnak. A karsztjelenségeket 3 nagy csoportba sorolhatjuk *ASTRUC* (2003) szerint, figyelembe véve történetüket, kialakulásukat:

- Paleokarsztok: a pliocéntől az alsó-miocénig, illetve a plio-quaterner időszakban kialakult jelenségeket sorolja a fenti szerző ide. Teljesen eltömődött barlangok.
- Átöröklött barlangrendszerek, ahol a betemetődés, feltöltődés csak részleges volt és az ember bizonyos mélységig könnyen behatolt, a barlangok esetleg újra víz alá kerültek.
- Jelenlegi barlangrendszerek (Mindel utáni idősaktól korunkig), amelyek emberek által könnyen elérhetőek. E képződmények gyakran patakos barlangok.

A karsztrendszer fejlődése kisebb-nagyobb szakaszokkal mintegy 7 millió éve tart. Quercy karsztvidéke a fluvio-karsztok közé tartozik. Számos víznyelő barlang vezet el a csapadékvizet és folytatódik föld alatti pataként.

3. Périgord-Quercy barlangjainak rajzai

Alább a Périgord-Quercy karsztvidékén található négy barlang rajzait mutatjuk be. Természetesen Franciaország számos más barlangjában is előfordul-

nak rajzok. Az I. táblázatban láthatók az ország barlangi rajzzal rendelkező barlangjai.

I. táblázat
Table I.

Ősember barlangok Franciaországban
Cave prhistorian at France

<i>Kor (B.P)</i> <i>Date</i>	<i>Korszak</i> <i>Period</i>	<i>Barlangok</i> <i>Caves</i>
3000 5000 10000	Vaskor Neolitikum Mezolitikum	
12000	Felső Magdalén	Teyjat
13000		Rouffignac Bernifal Font de Gaume Combarelles Saint-Cirq
15000	Közép Magdalén	Bédeilhac Niaux Cap Blanc
17000	Alsó- Magdalén	Lascaux Bara-Bahau Villars Cognac Pech merle
19000	Sloutré	Pataud Le Poisson
23000	Gravettien	Pair-Non-Pair Cosquer Gargas
30000	Aurignacien	Chauvet

A Cougnac-barlang

A cougnac-i barlangról először 1949-ben esett szó egy radiszteziológus és egy gourdoni fiatalember között. A beszélgetést tett követte és 7 helybéli fiatal lázas kutatásba kezdett, melynek eredményeképpen egy konkréciókban igen gazdag barlangra bukkantak, amelyben azonban semmiféle jel nem utalt korábbi emberi hatásra. A felfedezést csak 1952-ben tették közzé (LORBLANCHET-JACH 1997), amikor felfedezték a második barlangot, amely egy pincéből indult ki. Ez a barlang fantasztikus cseppkőgazdagsággal és végezetül ősember rajzokkal dicsekedhet.

A barlangot felépítő mészkő homokköves betelepülésekkel jelentősen szennyezett, és a tektonikus mozgások következtében erősen töredezett is.

A barlang különlegessége a rajzokon kívül abban rejlik, hogy igen nagy sűrűségben találunk itt szalmacseppköveket.



1. kép: Szalmacseppkövek sokasága a cougnaci barlangban. (JACH 1997)
Picture 1: Dripstone macaroni in Cave Cougnac(JACH 1997)

Kb. 50000 évvel ezelőtt a moustéri időszakban a barlang első pár méterét a neandervölgyi ősember már lakta, de ő még nem volt művész. Ugyanakkor a barlang egészét kihasználta, szerszámaikat a barlang legbelső termében is megtalálták.

Csak 25000-14000 évvel ezelőtti időszakban a felső-paleolitikumban képződtek a barlangi festmények, a cro-magnoni ember keze által. Ez éppen egybeesik a jégkorszak hidegebb periódusaival, ebben az időszokban az emberek elsősorban rénszarvas vadászok voltak. Az ásatások szerint ezek a művész-vadászok nem éltek a barlangban, mint elődjeik. A barlang mintegy kultikus hely, mint egy szentély jelent meg számukra. A freskók alkotói minden bizonnyal csak néhány kilométerre laktak a barlangtól és jól ismerték a környéket. A Cougnac-barlangban mintegy 302 ábrát találunk, amelyből 274 jel, 22 állatábrázolás, 4 emberi ábrázolás, 1 kéz és egy azonosítatlan ábra.

A jelek számos esetben egyszerűek, vagy egyszerűen ujjlenyomatok, vonalak, görbék. Azonban csak a barlang bizonyos részeiben csoportosulnak ezek az egyszerű formák, közülük 11 madár alakú ábra.

Az állatábrázolások között a kőszáli kecske a legtöbb, de láthatunk mintegy 7 szarvast, 6 mamutot és egy lovat. A rajzok vagy vörösek vagy, feketék, a testek többségét oldalról ábrázolták, viszont a szarvakat mindig

megkettőzték. Az ábrázolások között akad olyan is, ami erősen stilizált, pl. a mamutok, viszont a kőszáli kecskéket részletesen kidolgozták.



2. kép: Részlet cougnac-i barlang festményeiből (JACH 1997)
Picture 2: Frise of images prehistrian of Cave Cougnac (JACH 1997)

Az emberábrázolások mindig nagyon elnagyoltak és feketék. Kétféle formában jelennek meg; két fejsziluet (fantom) arc nélkül és 3 emberi kontúr, amelyek közül kettő sebesült.

A cougnaci művészek alapvetően két színt használtak. A feketét, melyet mangán-dioxidból nyertek, a vöröset amelyet okker színű agyagból kapak.

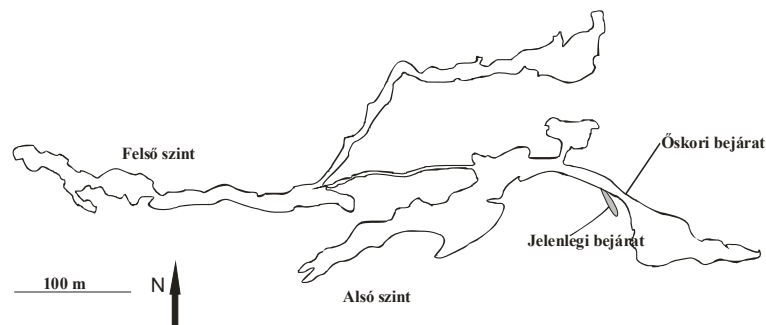
A festmények kora egyértelműen több, különböző művészeti korokra utal:

Bizonyos fekete pontok 14000 évvel B.P. keletkeztek, azaz a közép magdalén korban. Viszont a C¹⁴ kormeghatározás szerint a Mégacéros ábrázolás B.P 25000-19000 év között keletkezett. Ezek egy idősek Quercy másik híres ősemberbarlangjában, a Pech Merle-i barlangban található rajzokkal.

A Pech Merle-barlang

A barlangot, amely a Lot-völgyében található 1922-ben fedezte fel két serdülőkorú fiú: André David és Henri Duerte. Feltárása egészen 1949-ig tartott, és 1924-től látogatható. Napjainkban azonban korlátozzák az érdeklődők számát, ezzel próbálva lassítani a festmények pusztulását.

A barlangot alkotó mészkő mintegy 150 millió évvel ezelőtt képződött, a barlangképződés *ASTRUC* (2003) szerint csak az eocénben indult meg. A barlangrendszer többször is szárazra került, erről árulkodnak a visszaoldódás és korrózió jeleit magukon hordozó sztalaktitok. A jelenleg látogatható járatrendszert a 3. ábra mutatja be.



3. ábra: A Pech Merle-i barlang alaprajza (: RENAULT 1969)
 Fig. 3: Map of Pech-Merle (RENAULT 1969)

Mintegy 670 festett vagy vésett motívumot számoltak meg a barlang különböző részein. Az állatábrázolások között találunk mamutot, bivalyt, bika-rajzokat és a barlang jelképét, a lovakat. Alapvetően két szín jelenik meg itt is, mint Cougnac esetében. Fekete és vörös. Hasonlóan az előzőekben leírtakhoz itt is több korszak freskóit találjuk meg. Pl. az első ún. fekete teremben található rajzok faszénnel készültek. TEYSSEDOU-FAURIE-URIEN (1999) szerint a C^{14} kormeghatározásuk B.P 14000 év. Ugyanakkor a barlang egyéb termeiben gyakran előforduló non-figurális vörös jelek (pontok, vonalak, kézfejek) idősebbnek bizonyultak (B.P 20000 év).

A barlang leghíresebb rajzai a lóábrázolások, melyek valószínűleg a legfejlettebb korabeli technikát mutatják. Az akkori művészek minél jobban igyekeztek kihasználni a barlang falának előnyeit, így pl. számos esetben olyan helyekre helyezték állataikat, amelyek testet, kitöltést adnak nekik. De a pöttyös lovak esetében is kitűnően megfigyelhető a helyi adottságok ilyen kihasználása. (3. kép)



3. kép: A Pech Merle-i lovak (TEYSSEDOU-FAURIE 1999)
 Picture 3: Horses of Pech Merle (TEYSSEDOU-FAURIE 1999)

A lovak majdnem póni méretűek, tekintve, hogy mintegy 1,6 m hosszúak és 0,9 m magasak, viszont szembeszökő aránytalanul kicsi fejük és lábuk.

A rajzok mellett a barlang különlegessége egy lábnyomat, amely egy, a barlang viszonylag nehezen megközelíthető helyén, agyagkitöltésben maradt meg (4. kép).



4. kép: Ősember lábnyom (TEYSSÉDOU-FAURIE 1999)
Picture 4: Trace of human in Pech Merle (TEYSSÉDOU-FAURIE 1999)

A természet eme járatrendszerét a rajzok nélkül is érdemes lenne meglátogatni, hiszen méretei és képződményei is lenyűgözők. A barlangban jellegzetesek a cseppkő-lemezek (5. kép) és cseppkőgyöngyök.



5. kép: Cseppkőlemezek a Pech Merle-i barlangban (TEYSSÉDOU-FAURIE 1999)
Picture 5: Dripstone disques in the Pech Merle's cave TEYSSÉDOU-FAURIE 1999)

A Rouffignac - barlang

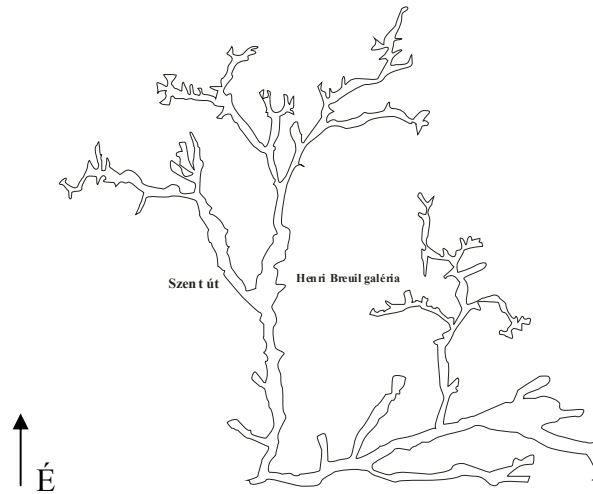
A barlang Quercy ÉNy-i vidékén a Binche és a Malestride völgyek közötti karsztplató oldalában nyílik, mintegy 110 m tengerszintfeletti magasságban. Már a 15. század óta ismert az első pár száz métere, erre bizonyosságot a barlangban talált korabeli „*graffitik*” szolgáltatják, melyet az egykori látogatók korommal rajzoltak a falra, vagy a plafonra (6. kép).



6. kép: Rouffignac-i graffiti (M. Plassard 1995)
Picture 6: Graffiti rom Rouffignac (M. Plassard 1995)

A barlangot felépítő kőzet 80 millió évvel ezelőtt rakódott le, campanien időszakban. A mészkő nagyon porózus, és gyakoriak benne a tűzkő kiválások. A járatrendszer mintegy három szintre tagolódik, és ebből 8 km a látogatható elektromos kisvonattal. (4. ábra)

Különlegességét valóban a rajzok adják, hiszen a barlangot 157 mamut díszíti, és további 100 állat és nonfiguratív elem található meg itt. Érdekes, hogy a rajzok 50 % egy 300 méteres folyósóra korlátozódik, míg a további 45 % további 2500 méteren oszlik el. A jelenleg látogatható szakaszok között van a Henri Breuil galéria, és a „Szent út”. A barlang legeldugottabb részén található a legnagyobb rajzsűrűség, a mennyezeten, amely egy nagyon szép kupola. A rajzok úgy készültek, hogy az alkotójuk valószínűleg soha nem látta teljes egészében művét, mert a barlang ezen része akkoriban annyira ki volt töltve agyaggal, hogy csak csúszva lehetett megközelíteni. Ennek ellenére a rajzok többsége rendkívül arányos (7. kép).



4. ábra: A Rouffignac barlang alaprajza (M. PLASSARD 1995)
 Fig. 4: Map of the cave Rouffignac (M. PLASSARD 1995)



7. kép: Az eredeti képek (M. PLASSARD 1995)
 Picture 7: And the original pictures (M. PLASSARD 1995)

Az Henri Breuil galéria is igen nevezetes, hiszen itt látható a barlang jelképének számító mamut fríz, 10 szimmetrikusan elhelyezkedő állattal, melyek közül a két középső ábrázoláson bemutatott épp egymással viaskodik. Itt jól látható az is, hogy a barlang „él”, hiszen a mamutok lábai eltűnőben vannak az időközben kivált kalcit kiválások takarják be őket. (8. kép)



8. kép: Mamut fríz Rouffignac-ban (M. PLASSARD 1995)
Picture 8: Mammouth in Rouffignac cave (M. PLASSARD 1995)

A „Szent Út” tulajdonképpen az 1956-ban felfedezett bevéséseket jelenti, melyek nagy része szintén mamut, de találunk orrszarvú és kőszáli kecske ábrázolást is. A bevésések gyakran egyetlen vonalból állnak és nem igényeltek különösebb eszközt. A mészke ugyanis ezeken e helyeken annyira puha, hogy ujjal lehet bele rajzolni.

A barlangnak van még egy különlegessége, melyet az emberek megjelenése előtt itt telelő medvék hagytak hátra. Mivel a barlang nagy része agyagos üledékkel volt kitöltve, a medvék „könnyűszerrel” készítettek vackot maguknak télire. Ezeknek a fészkeknek lenyűgöző a mérete. Abban biztosak a kutatók, hogy mire a művészek megérkeztek medvék már rég nem használták a barlangot.

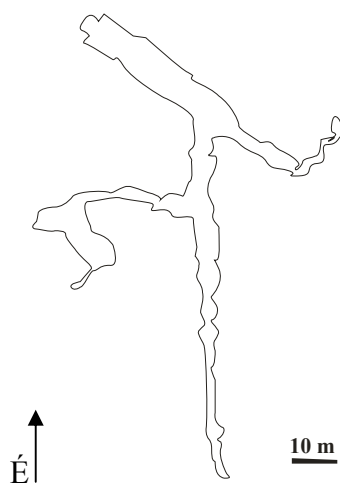
A műalkotások korát a tudósok B.P. 13000 évre teszik és így közel egyidős a Lascaux-i festményekkel.(PLASSARD 1995).

A Lascaux-barlang

Lascaux méltán a leghíresebb az eddig ismertetett barlangok közül. A barlang Montignac mellett található Périgord ÉK-i részén. Hasonlóan más barlangokhoz ezt is fiatal fiúk fedezték fel 1940-ben. Nincsenek cseppkövek és hasonló képződmények, csak egy egyszerű járatrendszer, mert a mészke egy vastag agyagréteg települ. A barlang természetes korabeli bejárata beomlott és ennek köszönhetően a rajzok, festmények szinte eredeti állapotukban megőrződtek. Lascaux-t az őskor Sixtusi-kápolnájának is nevezik.

Lascaux története minden barlangtulajdonosnak tanulságul szolgál. Ugyanis a barlang megnyitásával és az egyre növekvő látogatószámmal új

folyamatok indultak el a barlangban. A légáramlatok megindulásával, megnövekedett CO₂ tartalommal és páratartalommal kalcit rakódott ki a falakra, amelyet „fehér” betegségnek neveztek el. Ugyanakkor a látogatókkal moha, spóra jutott be és elindult a barlangi flóra burjánzása, amely zöld lepelként kezdte belepni a falakat. Ezt azonban viszonylag egyszerű módon megoldották, hiszen a zöld alga- és gombaréteget antibiotikummal eltávolították. Viszont a kalcitréteg növekedésének megszüntetésére, illetve lassítására beépítettek egy újabb rendszert, mely a beáramló levegőt megszűri, és a cirkuláció irányát is változtatja. A kialakult helyzetben nem sokat segített ez a technikai megoldás és 1963-ban a barlang bezárása mellett döntöttek. A nagyközönséget nem akarták kizárni, ezért az eredeti barlangtól pár száz méterre egy elhagyott kőbányában felépítettek egy mesterséges barlangot, ahol az eredeti freskók egy részét reprodukálták. Ezt a reprodukciót 1983-ban adták át a közönségnek és Lascaux II néven került a köztudatba. A 5. ábra mutatja be az eredeti barlang alaprajzát és a reprodukált részt.



5. ábra: A lascaux-i barlang alaprajza (www.semitour.fr)
 Fig. 5: The Lascaux cave (www.semitour.fr)

A rajzokat B.P kb 15000 évvel készítették a Magdalénai kultúra idején (9. kép). Az eddig bemutatott barlangok rajzai közül ez a leggazdagabb, leginkább kidolgozott, és ami a világon is ritkaságszámba megy, nem kettő, hanem három szint használtak. A barlangban nagy számban találtak az elkészítési módra utaló nyomokat. Itt már megjelenik a szimbolika is, egy olyan állatábrázoláson keresztül, amely egy olyan élőlényt mutat be, amely valószínűleg soha nem létezett. A rajzok méretei is lenyűgözőek, mert akadnak olyan bikaábrázolások, amelyek a 3 m hosszúságot is elérik. A rajzok között található lovak, rénszarvasok, bikák, bivalyok, tehének, de mamutok nin-

csenek. Az egyetlen emberábrázolás a barlang eldugott részén, egy kürtőben kapott helyet, és cougnaci, pech-merlei példákhoz hasonlóan elnagyolt formában és mindig sebesülten.



a)



b)



c)

9. kép: Lascaux freskói a) Ménes bikával; b) a barlang egyetlen emberábrázolása
d) Barlangi mennyezet tehennel (Forrás: www.semitour.fr)
Picture 9: Some fresque from Lascaux: a) Horse herd with buffalo b) the only human figure of the cave
c) Cows on the cave ceiling (after: www.semitour.fr)

Összegzés

Tanulmányunkban négy franciaországi barlang ábrázolásait mutattuk be.

A legutóbbi kutatások és a jelenleg élő természeti népek megfigyelése alapján a kutatók különböző alkotási módszereket különböztettek meg. Elsősorban a természetben megtalálható eszközökkel dolgoztak: csontok, tűzkő, állati zsiradék, mangán-oxid, agyag, elszenesedett fadarabok és nem utolsósorban a saját ujjuk. A kutatók feltételezik, hogy egyes barlangokban a művészek már készítettek állványzatot is, hogy a magasabban fekvő részeket is elérjék.

Említettük Pech-Merle-nél, hogy rengeteg pont és kézábrázolást készítettek elődeink. Ezeket úgy érték el, hogy a szájukba vették a festékanyagot, és azt köpködték a falra egy üreges bot, csont, nád segítségével. De valószínűleg ilyen technikát alkalmaztak a testek kitöltésére is, sőt Lascaux-ban bizonyos állatok körvonalát is így festették meg.

Mindenképp figyelemreméltó, hogy minden barlangban találunk emberábrázolást, de sohasem olyan részletességgel, mint az állatábrázolás. Úgy tűnik, hogy a művészet ezen ága nem is fejlődött. Az antropológusok szerint ennek kultikus okai lehettek. Őseink ugyanakkor már ismerték a perspektívát, hiszen bizonyos mértékig használták, mert gyakorta úgy alkották meg festményeiket a művészek, hogy egy bizonyos szögből nézve, az ábrázolt állatok teljesen arányosak. Képzeljük el, hogy az alkotások a tűz fényénél dinamikusabbá, elevenné válnak. Megszületett a korabeli mozi.

A rajzokból és a megtalált maradványokból a következtettek arra is, hogy magdalén kultúrában mivel táplálkoztak az emberek. Így fő étrendjük a nagy testű növényevők voltak, mint a bivaly, az őz, a ló, néha mamut, de a leggyakrabban rénszarvas. Erre a kultúrára már az is jellemző, hogy hétköznapi használati tárgyaikat is mesteri fokon díszítették. Legtöbb eszközük rénszarvascsontból készült, de még használtak kőből készült szerszámokat is. Arra viszont, hogy hol laktak nem találtak egyértelmű magyarázatot, mert bizonyos barlangokban találtak arra utaló jeleket, hogy ott éltek embercsoportok, de mindig csak néhány méterre a barlang bejáratától, és nem a bejáratától távolabb.

IRODALOM

ASTRUC, J-G. (2003): Géologie du Quercy, Quercynet –

<http://www.quercy.net/gelogie>

ASTRUC, J-G. (1988): Le paléokarst quercynois au Paleogène, altérations et sédimentations associées - Doc. BRGM n.35 135p.

BOU, C- SALOMON J-N. (1998): L'impact des aménagements anthropiques sur le cours moyen de Tarn - Sud-Ouest Européen p. 29-38, Presse du Mirail Toulouse

LORBLANCHET, M.-JACH, F. (1997): Cougnac, ed. Tourisme Souterraine 24 p.

PLASSARD, M- J. (1995): Visiter la Grotte de Rouffignac, - Luçon p.32

SALOMON, J-N. (2000): La cause de Gramat et ses alentours: les atouts du paysage karstique N 35 -1/2000 p. 1-12

TEYSSEDOU, R. – FAURIE, J-C.- URIEN, A. (1999): Guide de visite de la Grotte de Pech-Merle; - Boulogne 11 p.

<http://www.semitour.fr>