

A DOLOMIT KARSZTOS LEPUSZTULÁSÁNAK MATEMATIKAI MODELLJE

PÉNTEK KÁLMÁN

Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Matematika és
Fizikai Intézet 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
pentek@ttk.nyme.hu

Abstract: In the paper we present the mathematical description of the denudation process of dolomite, which occurs in the zone of debris. Calcite-brooks are percolating the dolomite and become shingly. We are modeling the destruction of dolomite with the solution of ideal dolomite spheres, which surface is covered by calcite layer. The presented model in this paper is the natural generalization of the description model of the zone of debris of the solution of chalk. The detailed expressions are in accordance with the former description of expressions of karstic theory.

1. Bevezetés

A dolgozatban a murvásodó dolomit karsztos denudációs folyamatának egy lehetséges matematikai modelljével ismerkedhetünk meg. A tárgyalásra kerülő modell felhasználásával lehetőségünk lesz a dolomit denudációs sebességének meghatározására is.

A dolomit karsztos pusztulási folyamatát több szerző, pl. *JAKUCS* (1971) és *VERESS* (1998) vizsgálta és a denudáció sebességének kísérleti méréses módszerekkel történő meghatározásával is találkozhatunk (*IZÁPY-MAUCHA*, 2000).

Amint az közismert, a mészkő és a dolomit karsztos pusztulása a térben két jól elkülöníthető tartományban, a felszínen és az áramló karsztvíz övében megy végbe (*JAKUCS*, 1971). Maga a karsztos felszín is két, lényegesen különböző módon pusztulhat a beszivárgó csapadékvizek hidrokarbonátos oldásának hatására: horizontális karsztosodással (*VERESS-PÉNTEK*, 1990, 1994, 1996), továbbá vertikális karsztosodással (*VERESS-PÉNTEK*, 1994, 1995, 1998). A horizontális karsztosodás hatására alakul ki az oldásos dolinákat tartalmazó karsztos térszín, a vertikális karsztosodással pedig a hasadékok, kürtők és aknák rendszerét tartalmazó karsztos térszín fejlődik ki.

A klasszikus horizontális denudációs modellt több lépésben finomította és fejlesztette *PÉNTEK* (2001), *PÉNTEK-VERESS* (2002), valamint *PÉNTEK* (2007, 2008). Ezen modellek a mészkő karsztos pusztulását írták

le, így kívánatos célként fogalmazódott meg a dolomit denudációs modellje felépítésének igénye.

A karsztos pusztulás matematikai leírásának alapja *NERNST* (1904) klasszikus differenciálegyenlete. Az alábbiakban bemutatandó matematikai modellben a kalciterekkel átszótt murvásodó dolomit karsztos denudációját vizsgáljuk, levezetjük a denudációs sebességet kiszámító formulát. Meghatározzuk azokat a paramétereket, amelyek befolyásolják, illetve meghatározzák a dolomit denudációját. Tárgyalásunk a mészkő denudációjára kidolgozott lineáris modell (*PÉNTEK*, 2001) dolomitra történő általánosítása.

2. Geomorfológiai modell

A dolomit ásvány $[CaMg(CO_3)_2]$ egy kettős só. A vegytiszta dolomitzóla és a mészkő között a természetben számos átmenet fordul elő. A dolomitzóla-
zetekben általában az elméleti normál dolomit arányánál nagyobb mennyiségű $CaCO_3$ komponens található. Ez a felesleges mészsó kalcit formájában cementálja össze a dolomit ásvány kristályait. Az oldódás során előbb a kalcit tapasztó anyag kerül az oldatba, így a dolomit murvásodik. Ezután a murvásodott dolomit oldódása során előbb a *Ca*, majd ezt követően az *Mg* ionok kerülnek oldatba (*JAKUCS*, 1971), továbbá (*VERESS*, 1998). Ezt az oldási folyamatot tárgyaljuk a továbbiakban.

A dolomit karsztos pusztulása geomorfológiai modelljének megalkotása során egy talajréteggel borított, kalciterekkel szövetszerűen átjárt, repedezett horizontális elhelyezkedésű dolomit térszínből indulunk ki. A talajon áthaladó csapadékvíz széndioxiddal feldúsul, amire lefelé haladva eléri a kőzet felszínét. A kőzetbe szivárgó víz feltevésünk szerint először a kalcit tapasztó anyagát oldja fel, majd a dolomit felületi oldás hatására darabokra különül, majd oldódik tovább. Miközben az oldószer lefelé halad, fokozatosan a feloldott kalcit, illetve dolomit anyagától fokozatosan telítődve elveszti oldóképességét. A kőzet a térben minden irányban kialakult repedések mentén végbemenő oldás hatására törmelékdarabokra különül, murvásodik, s ezáltal kifejlődik a szálkőzet felső tartományából feltevésünk szerint egy két, horizontális tartományra tagolható törmelékes oldódási zóna. Modellünk feltevése szerint az alsó tartományban oldódik a kalcit tapasztó anyag, s ezáltal itt a törmelékes oldódási zóna lényegében úgy működik, mintha mészkőtörmelék oldódna. A felső tartományban pedig a murvásodott dolomit törmelék felülete oldódik a tiszta dolomitra jellemző kisebb oldási intenzitással.

A szálkőzetről leváló törmelékdarabok méretét a kőzet repedezettségének mértéke határozza meg. A törmelékdarabok mérete a szálkőzettől felfelé haladva fokozatosan csökken. E tapasztalat magyarázata egyrészt az, hogy a kétrétegű törmelékes zóna felső részén található törmelékdarabok korábban szakadtak le a szálkőzetről, másrészt itt a zóna felső tartományában leghatékonyabb az oldási folyamat, mivel itt legagresszívebb a felülről érkező oldószer.

A kétrétegű törmelékes oldódási zóna folyamatosan lefelé tolódik el, hiszen az oldás hatására a zóna felső tartományában eltűnnek a teljesen feloldott törmelékdarabok. Ezért a még nem teljesen telítődött oldószer a szálkőzeten álló, repedezett kőzet felső tartományába nyomulhat, s így a törmelékes zóna a szálkőzet aprózódásával alulról pótlódik. Ha az oldás körülményei számottevően nem módosulnak, valamint a kőzet jellege is lényegében a vizsgált tartományban azonos, akkor az oldási folyamatra jellemző vastagságú, valamint rögzített arányban kettős rétegű – felül dolomit, alul kalcit bevonatos dolomitos – törmelékes oldódási zóna fejlődik ki.

A szálkőzet és a törmelékes oldódási zóna alsó határa abban a mélységben található, ahol az oldószer telítődik, s e határ a zóna felső szélével dinamikus egyensúlyban egy rögzített vastagságú oldási tartományt képezve folyamatosan süllyed lefelé. Ha az oldás körülményei megváltoznak, akkor megváltozik a kettős rétegű oldódási zóna vastagsága és rétegzettségének arányai és egy új dinamikus egyensúlyi állapot alakul ki. A törmelékes oldódási zóna, s vele együtt karsztos felszín is olyan ütemben süllyed, ahogyan ezt a zónát képező törmelékdarabok oldódása megengedi.

A mészkő térszínének denudációjához hasonlóan a törmelékes oldódási zóna elvileg a nyílt, vagy fedetlen dolomit karszt teljes területén megszakítás nélkül kifejlődhet. Természetesen az egyes dolomitos karsztos térszíneken az oldást meghatározó tényezők helyileg jelentősen különbözhetnek egymástól, így a térszín különböző helyein a lepusztulás sebessége is eltérő lehet. Ez a különböző lepusztulási sebesség felelős a dolomitos térszínnek jellegzetes formakincsének kialakulásáért.

3. Matematikai modell

A dolomit karsztos pusztulása matematikai modelljének megalkotása során az előző részben kifejtett geomorfológiai modell alapvető tulajdonságait megtartjuk, de néhány egyszerűsítő idealizáló feltevést fogalmazzunk meg. Feltevéseink a következők:

a) A karsztosodó kalciteres dolomit felső tartományában a repedések három ekvidisztáns párhuzamos síkrendszert alkotnak. E síknyalábok rendszere

páronként egymásra merőleges, egyikük horizontális elhelyezkedésű. E három síkrendszer a szálkőzet felső tartományát egymással egybevető, a élhosszúságú kockák rendszerére bontja szét.

b) Az a) részben megkonstruált kockák rendszerében $a = 2R$ átmérőjű törmelékgömbök rendszere helyezkedik el, amelyek mindegyikének középső azonos $r (< R)$ sugarú részében egy-egy dolomit gömb, az ezt burkoló r és R sugarakkal határolt gömbhéjban pedig kalcit bevonat található. Valamennyi törmelékgömb középpontja a teljes oldódási folyamat során az adott gömböt eredetileg tartalmazó a élhosszúságú kocka középpontjában marad.

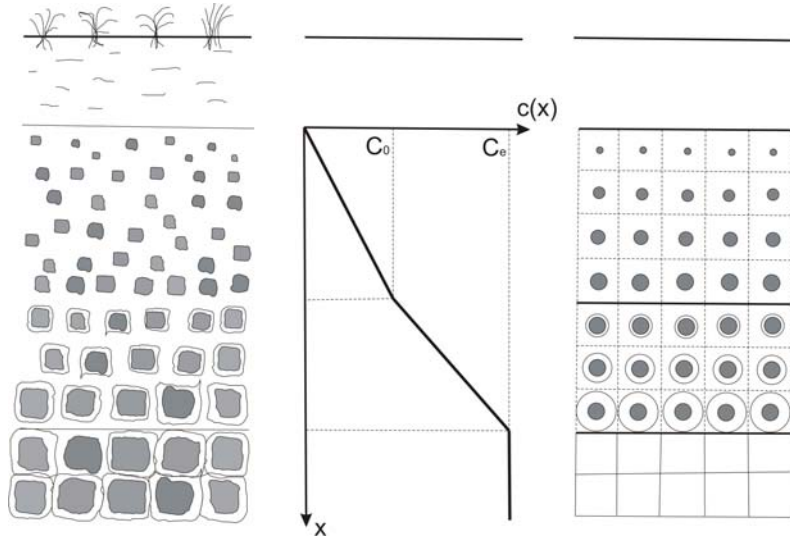
c) A b) részben megkonstruált törmelékgömbök rendszere alkotja az ideális törmelékes oldódási zónát. A zóna két horizontális tartományra különíthető. Az alsó tartományt azok a horizontális törmelékgömb rétegek alkotják, amelyek felületén még az egyes gömbhéjából a kalcit oldódik, a felső tartományt pedig azok a horizontális törmelékgömb rétegek, amelyeknek már a középső részében található dolomit oldódik.

d) Az ideális törmelékes oldódási zónában elhelyezkedő törmelékgömbök a átmérője lényegesen kisebb a zóna d vastagságánál, továbbá érvényes ez a megállapítás alsó kalcit oldódási d_C , valamint a felső dolomit oldódási d_D tartomány vastagságára egyaránt. Az ideális törmelékes oldódási zónát alkotó gömbök sugara alulról, a gömbök zárt közös térkitöltésétől indulva fölfelé haladva fokozatosan csökken az oldás hatására és tart nullához, vagyis a gömbök teljes feloldódásához.

e) Az ideális törmelékes oldódási zónán átszivárgó oldószer oldott anyag koncentrációja a zóna felső határától mért x mélység függvényében a

$$(1) \quad C(x) = \begin{cases} \frac{C_0}{d_D} \cdot x, & \text{ha } 0 \leq x < d_D \\ \frac{C_e - C_0}{d_C} (x - d_D) + C_0, & \text{ha } d_D \leq x < d \end{cases}$$

összefüggéssel írható le, ahol C_0 a felső dolomittartományon áthaladt oldószer oldott anyag koncentrációja, C_e pedig az oldószer egyensúlyi koncentrációja. Látható, hogy feltevésünk szerint a lefelé haladó oldószer a megtett út alapján a dolomitos törmeléken áthaladva kisebb mértékben, a kalcitos törmeléken áthaladva nagyobb mértékben, de mindkét szakaszon lineáris függvény szerint telítődik (1. ábra).



1. ábra: A törmelékzónás karsztos térszín ideális oldódási modellje
 Jelmagyarázat: a) a karsztosodó térszín ideális keresztmetszelve, b) a $C = C(x)$ függvény, c) a geometriai modell

Fig. 1: Ideal dissolution model of the karst of the zone of debris
 Legend: a) the ideal cross-section of the karstification ground surface, b) the $C=C(x)$ function, c) the geometric model

A mészkő, illetve a dolomit hidrokarbonátos oldódása klasszikus matematikai leírását *NERNST* (1904) adta meg a

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

alakú differenciálegyenlet segítségével. Itt

m [kg] = a kőzet oldásnak kitett felületéről eltávozott tömeg,

t [s] = a kőzet oldódásának időtartama,

k_K [m/s] = a kémiai oldás sebességi állandója,

k_T [m/s] = a határretegben lejátszódó anyagtranszport sebességi állandója,

S [m²] = az oldódó kőzet felülete,

C_e [kg/m³] = az oldószer egyensúlyi koncentrációja

C [kg/m³] = az oldószer aktuális pillanatnyi oldott anyag koncentrációja.

Az anyagtranszport sebessége *DUBLJANSZKIJ* (1987) nyomán felírható a

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

alakban, ahol

δ [m] = az áramló rendszerre jellemző karakterisztikus méret, jelen esetben az egyes törmelékgömbök átmérője,

D [m²/s] = a diffúziós állandó,

ν [m²/s] = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője.

Ha ρ jelöli a mészkő, illetve a dolomit sűrűségét, dR az S pillanatnyi felszínű törmelékgömb sugarának dt idő alatti megváltozását, akkor érvényes a

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

összefüggés, amelynek felhasználásával a (2) differenciálegyenlet a

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

alakban írható fel. A (3) képlet (5) formulába történő behelyettesítésével rendezés és összevonás után nyerhetjük a

$$(6) \quad \frac{dt}{dR} = -\left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right) \cdot \frac{\rho}{C_e - C}$$

összefüggést. A (6) differenciálegyenlet képezi számításaink kiinduló pontját, amelynek alapvető célja a kalciterekkel átszótt dolomitos térszín lepusztulási sebességének meghatározása.

Megjegyezzük, hogy a további részekben a (2), (3), (4), (5) és (6) egyenletek felhasználása során az egyes mennyiségeket jelölő betűk lábindexében szerepeltetjük a D , illetve a C betűt attól függően, hogy az összefüggés a dolomit, illetve mészkő (kalcit) oldódására vonatkozik.

4. A dolomit karsztosodásának matematikai vizsgálata

Első lépésként a lefelé eltolódó két tartományból álló ideális törmelékes oldódási zónát vizsgáljuk meg. Tegyük fel, hogy az oldódási zónában egymás alatt $n+m$ számú horizontális rétegben helyezkednek el a törmelékgömbök. Az alsó n rétegben a kalcit bevonatos törmelékgömbök, a felső m ré-

tegen pedig a dolomit törmelékgömbök találhatóak. Mivel az egyes gömböket körülvevő kockák élhosszúsága a , így a törmelékes zóna d vastagsága kifejezhető a

$$(7) \quad d = (n + m) \cdot a = n \cdot a + m \cdot a = d_C + d_D$$

összefüggéssel.

A folyamatos karsztos oldás hatására a törmelékes oldódási zóna egyenletes sebességgel süllyed lefelé, de az egyszerűbb matematikai tárgyalás kedvéért feltételezzük a zóna szakaszos süllyedését olyan módon, hogy a szakaszos mozgás átlagsebességét kiszámolva az megegyezzen a folyamatos süllyedés sebességével. Úgy tekintjük tehát, hogy a teljes törmelékes oldódási zóna Δt ideig megtartja térbeli helyzetét, miközben folyik a karsztos oldás, majd ezt követően hirtelen eltolódik lefelé a teljes zóna az egyes törmelékgömböket körülvevő kockák a élhosszával. Ezután az új térbeli helyzetben egy Δt ideig tartó oldási szakasz, majd ezt követően egy a nagyságú lefelé történő hirtelen eltolódás, egy lezökkenés következik be, stb. Ezen digitalizált mozgás átlagos sebessége a fenti összefüggések alapján a teljes oldódási zónára

$$(8) \quad c_t = \frac{a}{\Delta t} = \frac{(n + m) \cdot a}{(n + m) \cdot \Delta t} = \frac{d}{(n + m) \cdot \Delta t} ,$$

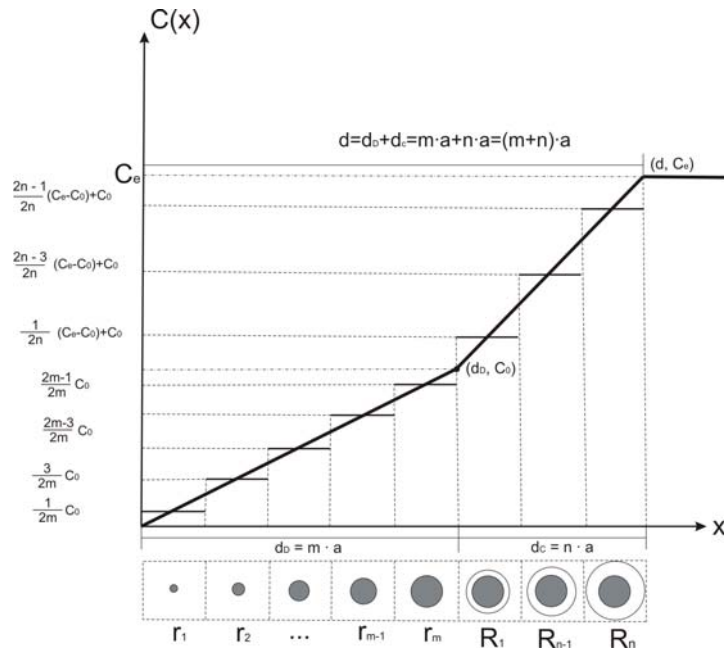
vagy az alsó kalcit bevonatos rétegekre

$$(9) \quad c_t = \frac{a}{\Delta t} = \frac{n \cdot a}{n \cdot \Delta t} = \frac{d_C}{n \cdot \Delta t} ,$$

illetve a felső dolomit rétegekre pedig a

$$(10) \quad C_t = \frac{a}{\Delta t} = \frac{m \cdot a}{m \cdot \Delta t} = \frac{d_D}{m \cdot \Delta t}$$

összefüggéssel jellemezhető. A törmelékes oldódási zóna süllyedését a (8)-(10) összefüggések annál pontosabban közelítik meg, minél kisebb a törmelékgömbök a átmérője a zóna d vastagságához képest.



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

Az ideális törmelékes oldódási zóna felső széléhez rögzített, s azzal együtt lefelé eltolódó koordinátarendszerben az (1) összefüggésben rögzített alakú $C(x)$ függvényt a fentiekben bemutatott szakaszos eltolódás alapján a

$$(11) \quad C(x) := \begin{cases} \frac{2k-1}{2m} \cdot C_0, & \text{ha } (k-1)a \leq x < k \cdot a, \quad 1 \leq k \leq m \\ \frac{2l-1}{2n} \cdot (C_e - C_0) + C_0, & \text{ha } (l-1) \cdot a + d_D \leq x \leq l \cdot a + d_D, \quad 1 \leq l \leq n \end{cases}$$

alakú lépcsős függvény felhasználásával írhatjuk le (2. ábra).

5. Egy törmelégömb feloldódási folyamata

5.1. A mészkőhéj tartományának oldódása

Vizsgáljuk meg ezután egy kalcitbevonatos törmelégömb teljes feloldódási folyamatát!

Tegyük fel, hogy elemzésünk kezdetén éri el éppen a felülről érkező szakaszosan lefelé mozgó ideális törmelékoldódási zóna a kiválasztott törmelégömböt. Így az első Δt időtartamú oldási szakaszban az említett törmelégömb a zóna legalsó, kalcitbevonatos dolomit gömböket tartalmazó rétegében helyezkedik el. Itt az oldószer C koncentrációja a (11) összefüggés alsó sorából az $l = n$ helyettesítéssel

$$(12) \quad C(x) = \frac{2n-1}{2n}(C_e - C_0) + C_0$$

értékűnek adódik. Így a (6) egyenlet

$$(13) \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_{KC}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_C^2 v_C}} \right) \cdot \frac{\rho_C}{C_e - \left[\frac{2n-1}{2n}(C_e - C_0) + C_0 \right]}$$

formájú, amelynek rendezésével a

$$(14) \quad dt = - \left(\frac{1}{k_{KC}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_C^2 v_C}} \right) \cdot \frac{\rho_C}{\frac{1}{2n} \cdot (C_e - C_0)} dR$$

alak adódik. Integráljuk a (14) összefüggést a Δt időtartamú oldási szakaszra, ennek eredményeként a

$$(15) \quad \int_0^{\Delta t} dt = - \frac{\rho_C}{\frac{1}{2n}(C_e - C_0)} \cdot \int_{R_n}^{R_{n-1}} \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_C^2 v_C}} \right) dR$$

formula, illetve a

$$(16) \quad [t]_0^{\Delta t} = - \frac{\rho_C}{\frac{1}{2n} \cdot (C_e - C_0)} \left[\frac{R}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2}{\sqrt[3]{D_C^2 v_C}} \right]_{R_n}^{R_{n-1}}$$

összefüggés nyerhető, amely a rendezések és összevonások elvégzése után a

$$(17) \quad \frac{1}{2n} \frac{C_e - C_0}{\rho_C} \cdot \Delta t = \frac{R_n - R_{n-1}}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}}$$

alakra hozható.

Ezen Δt időtartamú oldási szakasz után az ideális törmelékes oldó-
dási zóna lezökken a értékkel mélyebb szintre, ezért tekintett törmelégöm-
bünk a zóna alulról számított második rétegébe kerül, bár térbeli helyzete
nem változott. Itt a zóna felső széléhez viszonyított kisebb mélységben lé-
vén némileg agresszívebb oldószer oldja a törmelégömb kalcitos felületét.
Ebben a helyzetben az oldószer C koncentrációja ismét a (11) összefüggés
alsó sora alapján az $l = n - 1$ helyettesítéssel nyerhető:

$$(18) \quad C(x) = \frac{2n-3}{2n} (C_e - C_0) + C_0 .$$

Ekkor a (6) egyenlet alakja

$$(19) \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_{KC}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right) \cdot \frac{\rho_C}{C_e - \left[\frac{2n-3}{2n} \cdot (C_e - C_0) + C_0 \right]} ,$$

amelyből az első lépésnél látott módszerrel nyerhetjük a (17) formulának
megfelelő

$$(20) \quad \frac{3}{2n} \cdot \frac{C_e - C_0}{\rho_C} \cdot \Delta t = \frac{R_{n-1} - R_{n-2}}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-1}^2 - R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}}$$

összefüggést a második oldási szakasz végére.

Megkezdett eljárásunkat tovább folytatva a kiszemelt törmelégöm-
bön szakaszosan halad keresztül az ideális törmelékes zóna alsó tartománya.
Az n -edik utolsó lépésben a törmelégömb a zóna alsó tartományának felső
szintjébe kerül, s ekkor oldódik le a gömb felületéről a kalcitbevonat
legbelső rétege. Itt az oldószer C koncentrációját a (11) összefüggés alsó
sorának felhasználásával az $l = 1$ helyettesítéssel nyerhetjük:

$$(21) \quad C(x) = \frac{1}{2n} (C_e - C_0) + C_0 .$$

A (6) egyenlet alakja

$$(22) \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_{KC}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right) \cdot \frac{\rho_C}{C_e - \left[\frac{1}{2n} (C_e - C_0) + C_0 \right]},$$

ahonnan az első lépésben részletezett módon a (17) formulának megfelelő

$$(23) \quad \frac{2n-1}{2n} \cdot \frac{C_e - C_0}{\rho_C} \cdot \Delta t = \frac{R_1 - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_1^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}}$$

összefüggés vezethető le.

Ezzel leírtuk az ideális törmelékes zóna alsó, n számú rétegből álló tartományának a kiválasztott törmelékgömbön történő áthaladását, amelynek eredményeként az a átmérőjű törmelékgömb felületéről n lépésben a kalcit bevonat teljesen leoldódik.

Összegezzük most a (17), (20), illetve (23) összesen n számú összefüggését, amely rendezés és összevonások után a következő alakot ölti:

$$(24) \quad \frac{1+3+5+\dots+(2n-1)}{2n} \cdot \frac{C_e - C_0}{\rho_C} \cdot \Delta t =$$

$$\frac{(R_n - R_{n-1}) + (R_{n-1} - R_{n-2}) + \dots + (R_1 - R_0)}{k_{KC}} +$$

$$+ \frac{8}{85} \cdot \frac{(R_n^2 - R_{n-1}^2) + (R_{n-1}^2 - R_{n-2}^2) + \dots + (R_1^2 - R_0^2)}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}}$$

A (24) összefüggés bal oldalán szerepel az első n darab páratlan szám összege, amelynek értéke n^2 . Az összefüggés jobb oldalán mindkét tag számlálójában egy-egy teleszkopikus összeg szerepel, így a (24) az alábbi tömörebb alakra hozható:

$$(25) \quad \frac{n}{2} \cdot \frac{C_e - C_0}{\rho_C} \cdot \Delta t = \frac{R_n - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}},$$

a vizsgált törmelékgömbnek a zóna alsó, kalcit bevonatot oldó tartományán történő áthaladásának teljes időtartama (25) felhasználásával:

$$(26) \quad n \cdot \Delta t = \frac{2\rho_C}{C_e - C_0} \cdot \left[\frac{R_n - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right].$$

5.2. A belső dolomit tartomány oldódása

Az első n lépésből álló oldási szakasz után a vizsgált törmelékgömb külső kalcitbevonata teljesen leoldódott és az $(n+1)$ -edik oldási szakaszban már a törmelékes oldódási zóna felső, dolomitot oldó tartományának legalsó rétegében helyezkedik el. Itt az oldószer C koncentrációja a (11) összefüggés felső sorából a $k = m$ helyettesítéssel

$$(27) \quad C(x) = \frac{2m-1}{2m} \cdot C_0$$

értékűnek adódik. A (6) egyenlet

$$(28) \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_{KD}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right) \cdot \frac{\rho_D}{C_e - \frac{2m-1}{2m} C_0}$$

alakú, ennek átrendezésével a

$$(29) \quad dt = - \left(\frac{1}{k_{KD}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right) \cdot \frac{\rho_D}{C_e - \frac{2m-1}{2m} C_0} dR$$

összefüggést nyerhetjük. Integráljuk ezután a (29) összefüggést a Δt időtartamú oldási szakaszra, ennek eredményeként a

$$(30) \quad \int_0^{\Delta t} dt = - \frac{\rho_D}{C_e - \frac{2m-1}{2m} C_0} \int_{r_m}^{r_{m-1}} \left(\frac{1}{k_{KD}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_D^2 \nu_D}} \right) dR$$

formula, továbbá a

$$(31) \quad [t]_0^{\Delta t} = -\frac{\rho_D}{C_e - \frac{2m-1}{2m}C_0} \left[\frac{R}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \nu_D}} \right]_{r_m}^{r_{m-1}}$$

összefüggés nyerhető, amely a rendezések és összevonások elvégzése után a

$$(32) \quad \frac{C_e - \frac{2m-1}{2m}C_0}{\rho_D} \cdot \Delta t = \frac{r_m - r_{m-1}}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_m^2 - r_{m-1}^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}}$$

alakra hozható.

Eljárásunkat folytatva ezen Δt időtartamú oldási szakasz után az ideális törmelékes oldási zóna lezökken a értékkel mélyebb szintre, így az általunk vizsgált törmelégömb a zóna dolomitos felső tartományának alulról számított második rétegébe kerül, bár bérbeli helyzetét mindvégig megtartja. Itt a törmelékdarabnak a zóna felső széléhez viszonyított helyzete tovább csökken, ezért az egyre agresszívebb oldószerrel kerül kapcsolatba. Az oldószer C koncentrációja a (11) összefüggés felső sora alapján a $k = m - 1$ helyettesítéssel nyerhető:

$$(33) \quad C(x) = \frac{2m-3}{2m} \cdot C_0.$$

Ekkor a (6) egyenlet alakja

$$(34) \quad \frac{dt}{dR} = -\left(\frac{1}{k_{KD}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right) \cdot \frac{\rho_D}{C_e - \frac{2m-3}{2m}C_0},$$

ahonnan az előző lépésnél látott módszerrel nyerhetjük a (32) formulának megfelelő

$$(35) \quad \frac{C_e - \frac{2m-3}{2m}C_0}{\rho_D} \cdot \Delta t = \frac{r_{m-1} - r_{m-2}}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_{m-1}^2 - r_{m-2}^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}}$$

alakra hozható.

Eljárásunkat tovább folytatva a vizsgált törmelékgömbön szakaszo-
san halad keresztül az ideális törmelékes zóna felső tartománya. Az m -edik
utolsó lépésben a törmelékgömb a zóna legfelső rétegébe kerül, s ez utolsó
összesen $(n+m)$ -edik oldási szakasz végére teljesen feloldódik. Ezen utolsó
szakaszban éri a legagresszívabb oldószer, amelynek C koncentrációját a
(11) összefüggés felső sorának felhasználásával a $k=1$ helyettesítéssel nyer-
hetjük:

$$(36) \quad C(x) = \frac{1}{2m} \cdot C_0 .$$

Ekkor a (6) egyenlet alakja

$$(37) \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_{KD}} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot v_D}} \right) \cdot \frac{\rho_D}{C_e - \frac{1}{2m} \cdot C_0} ,$$

amelyből a fentiekben bemutatott eljárással a (32) formulának megfelelő
összefüggés a

$$(38) \quad \frac{C_e - \frac{1}{2m} C_0}{\rho_D} \cdot \Delta t = \frac{r_1 - r_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_1^2 - r_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot v_D}}$$

alakban írható fel.

Ezzel leírtuk az ideális törmelékes zóna felső, m számú rétegből álló
tartományának a kiszemelt törmelékgömbön történő áthaladását, amelynek
eredményeként a kalcit bevonatától oldással megfosztott dolomit törmelék-
gömb m lépésben teljesen feloldódik.

Összegezzük most a (32), (35), illetve (38), összesen m számú for-
muláját, amely a rendezés és összevonások után a következő alakot ölti:

$$(39) \quad \frac{\left(C_e - \frac{2m-1}{2m} \cdot C_0 \right) + \left(C_e - \frac{2m-3}{2m} \cdot C_0 \right) + \dots + \left(C_e - \frac{1}{2m} \cdot C_0 \right)}{\rho_D} \cdot \Delta t =$$

$$= \frac{(r_m - r_{m-1}) + (r_{m-1} - r_{m-2}) + \dots + (r_1 - r_0)}{k_{KD}} +$$

$$+ \frac{8}{85} \cdot \frac{(r_m^2 - r_{m-1}^2) + (r_{m-1}^2 - r_{m-2}^2) + \dots + (r_1^2 - r_0^2)}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}}.$$

E formula baloldalán szereplő tört számlálója összevonás és kiemelés után felismerhetően szintén tartalmazza a kalcitos oldási szakasz összegző formulájához hasonlóan az első m számú páratlan szám összegét, amelynek értéke m^2 . A jobb oldalon pedig mindkét szereplő tagban egy-egy teleszkopikus összeg található. Ezen észrevételek felhasználásával a (39) tömörebb alakra hozható:

$$(40) \quad \frac{m \cdot (2C_e - C_0)}{2\rho_D} \cdot \Delta t = \frac{r_m - r_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_m^2 - r_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}}.$$

A vizsgált törmelékgömbnek a zóna felső, dolomitot oldó tartományán történő áthaladásának teljes időtartama:

$$(41) \quad m \cdot \Delta t = \frac{2\rho_D}{2C_e - C_0} \left[\frac{r_m - r_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_m^2 - r_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right].$$

5.3. Az oldódás időtartama

A szóban forgó törmelékgömbnek az ideális törmelékes oldódási zónán történő áthaladásának, s egyúttal a törmelékgömb teljes feloldódásának időtartama pedig a (26) és (41) összefüggések felhasználásával

$$(42) \quad T = (n + m) \cdot \Delta t = n \cdot \Delta t + m \cdot \Delta t =$$

$$= \frac{2\rho_C}{C_e - C_0} \left[\frac{R_n - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_n^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right] +$$

$$+ \frac{2\rho_D}{2C_e - C_0} \left[\frac{r_m - r_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{r_m^2 - r_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right].$$

Vegyük észre azonban, hogy $R_n = R = \frac{a}{2}$, $r_m = R_0$ és $r_0 = 0$, amelyek felhasználásával (42) a

$$(43) \quad T = \frac{2\rho_C}{C_e - C_0} \left[\frac{R - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right] + \\ + \frac{2\rho_D}{2C_e - C_0} \left[\frac{R_0}{k_{KD}} + \frac{R_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right]$$

egyszerűbb alakot ölti, az egyes oldási időszakok időtartama pedig (42), illetve (43) alapján:

$$(44) \quad \Delta t = \frac{1}{n+m} \cdot T = \frac{1}{n+m} \left[\frac{2\rho_C}{C_e - C_0} \left(\frac{R - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right) + \right. \\ \left. + \frac{2\rho_D}{2C_e - C_0} \left(\frac{R_0}{k_{KD}} + \frac{R_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right) \right].$$

6. A dolomit denudációs sebességének kiszámítása

Az előző részben bemutatott összefüggések ismeretében már meghatározhatjuk a vizsgált dolomitos karsztos térszín modellünk alapján származtatható denudációs sebességét.

Szemeljük ki az ideális törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges $n+m$ számú törmelégömböt tartalmazó oszlopát. E gömbök mérete alulról felfelé haladva egyre kisebb. Az alsó n számú dolomit anyagú gömb kalcit bevonattal rendelkezik és mészkő gömbök módjára oldódik, a felső m számú pedig dolomit gömb az előző fejezet modelljével összhangban.

Könnyen beláthatjuk, hogy e törmelégömbök sugarainak nagysága rendre megegyezik egy adott törmelégömb teljes feloldódási folyamata egyes fázisaiban mérhető, az előző részben kiszámított sugaraival, miközben e gömbön áthalad az ideális törmelékes oldódási zóna. E sugarak értéke az oszlopban lentől felfelé haladva egy Δt időtartamú oldási szakasz kez-

detén $R_n = \frac{a}{2}, R_{n-1}, R_{n-2}, \dots, R_2, R_1, r_m, r_{m-1}, \dots, r_2, r_1$, az oldási szakasz végén pedig rendre $R_{n-1}, R_{n-2}, R_{n-3}, \dots, R_1, R_0, r_{m-1}, r_{m-2}, \dots, r_1, r_0 = 0$. E gömbök térfogatai pedig az oldódási szakasz kezdetén:

$V_n = \frac{4\pi}{3} \cdot \left(\frac{a}{2}\right)^3, V_{n-1}, V_{n-2}, \dots, V_2, V_1, v_m, v_{m-1}, \dots, v_2, v_1$, az oldódási szakasz végén rendre $V_{n-1}, V_{n-2}, \dots, V_1, V_0, v_{m-1}, v_{m-2}, \dots, v_1, v_0 = 0$.

A Δt oldási időtartam alatt e gömboszlopból kioldott eltűnő térfogat nagysága:

$$\begin{aligned}
 (45) \quad \Delta V &= (V_n - V_{n-1}) + (V_{n-1} - V_{n-2}) + \dots + (V_2 - V_1) + (V_1 - V_0) + \\
 &+ (v_m - v_{m-1}) + (v_{m-1} - v_{m-2}) + \dots + (v_2 - v_1) + (v_1 - v_0) = \\
 &= V_n - v_0 = V_n = \frac{4\pi}{3} \left(\frac{a}{2}\right)^3 = \frac{\pi}{6} \cdot a^3,
 \end{aligned}$$

hiszen (45) a (24) és (39) összefüggésekhez hasonlóan szintén egy teleszkopikus összeget tartalmaz.

Ha Δx jelöli a dolomitos karsztos térszín lesüllyedését a Δt idő alatt, akkor érvényes a

$$(46) \quad \Delta V = a^2 \cdot \Delta x$$

összefüggés is, amelyet (45) összefüggéssel egybevetve nyerjük a

$$(47) \quad \frac{\pi}{6} \cdot a^3 = a^2 \cdot \Delta x,$$

vagyis a

$$(48) \quad \Delta x = \frac{\pi}{6} \cdot a$$

összefüggést. A kalciteres dolomitos térszín denudációs sebességét már egyszerűen meghatározhatjuk a (44) és (48) felhasználásával a

$$c = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\frac{\pi}{6} \cdot a}{\frac{1}{n+m} \left[\frac{2\rho_C}{C_e - C_0} \left(\frac{R - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right) + \frac{2\rho_D}{2C_e - C_0} \cdot \left(\frac{R_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right) \right]} =$$

(49)

$$= \frac{\frac{\pi}{12} d}{\frac{\rho_C}{C_e - C_0} \left(\frac{\frac{a}{2} - R_0}{k_{KC}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{\left(\frac{a}{2}\right)^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right) + \frac{\rho_D}{2C_e - C_0} \cdot \left(\frac{R_0}{k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_0^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right)}$$

formában.

Figyeljük meg, hogy ha speciálisan modellünkben a kalcit bevonattal ellátott dolomitgömbök oldódásakor a belső dolomitgömb sugara 0, azaz tiszta mészköngömbök rendszere oldódik, akkor a denudáció sebessége (49) alapján

$$c = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\frac{\pi}{12} \cdot d_C}{\frac{\rho_C}{C_e} \left(\frac{a}{2k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{a^2}{4\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right)} =$$

(50)

$$= \frac{\pi}{12} \cdot \frac{C_e \cdot d_C}{\rho_C} \cdot \left(\frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D_C^2 \cdot \nu_C}} \right)^{-1},$$

hiszen ekkor $d = d_C$, $C_0 = R_0 = 0$. Ez teljes egyezést mutat PÉNTEK (2001) dolgozata (30) végformulájával.

Vegyük észre továbbá, hogy ha a kalcit bevonattal ellátott dolomitgömbök oldásakor bevonat vastagsága 0, azaz tiszta dolomitgömbök rendszere oldódik, akkor a denudáció sebessége (49) alapján

$$c = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\frac{\pi}{12} \cdot d_D}{\frac{\rho_D}{C_e} \left(\frac{a}{2k_{KD}} + \frac{8}{85} \cdot \frac{a^2}{4\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right)} =$$

(51)

$$= \frac{\pi}{12} \cdot \frac{C_e \cdot d_D}{\rho_D} \cdot \left(\frac{a}{2k_{KD}} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D_D^2 \cdot \nu_D}} \right)^{-1},$$

mivel ekkor $d = d_D$, $C_0 = C_e$, $R_0 = \frac{a}{2}$.

Láthatjuk tehát, hogy modellünk a mészkő karsztos denudációs modellje természetes kiterjesztésének tekinthető.

7. Összegzés

A dolgozatban egy olyan matematikai modellt mutattunk be, amelynek felhasználásával viszonylag kevés paraméter ismeretében kiszámíthatjuk egy kalciterekkel átszótt dolomitos térszín karsztos denudációs sebességét.

Így ismernünk kell a törmelékes oldódási zóna d vastagságát, az egyes törmelékdarabok átlagos a nagyságát. Szükséges továbbá az adott oldási körülmények között az oldószer C_e telítési koncentrációját, illetve kalcit és a dolomit arányával kapcsolatban levő C_0 koncentráció és R_0 sugár értékeket. Ismernünk kell a mészkő ρ_C , valamint a dolomit ρ_D sűrűségét, továbbá az áramló oldószer mészkő, valamint dolomit oldásakor mérhető D_C , illetve D_D diffúziós állandóját, ν_C , illetve ν_D kinematikai viszkozitását. Ez utóbbi két-két paramétert az Arrhenius egyenletekből számíthatjuk ki a *PÉNTEK-VERESS* (2002), illetve a *PÉNTEK* (2008) dolgozatokban részletezett módon. Ezen mennyiségek meghatározása laboratóriumi mérésekkel lehetséges.

A dolomit denudációját szabályozó fizikai-kémiai folyamatok paramétereinek megmérése, kiszámítása, valamint a tényleges denudációs sebesség előállítása és a (49) képlet alapján történő numerikus meghatározása munkánk soron következő fontos feladata.

IRODALOM

- DUBLJANSZKIJ, J.V.* (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologiczeszkih javlenij, Novoszibirszk p. 97-111.
- IZÁPY G. – MAUCHA L.* (2000): A magyarországi karsztos denudáció sebességének becslése – Karsztfejlődés V., BDF. Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-20.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó, Budapest
- NERNST, W.* (1904): Theorie der Reaktionsgeschwindigkeiten in heterogenen Systemen II. – Zeitschrift für Physikalische Chemie. 47. p. 52-55
- PÉNTEK K.* (2001): Karsztosodó mészkő térszínének lepusztulásának matematikai modellje – Karsztfejlődés VI., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 13-25.
- PÉNTEK K.* (2007): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének levezetése elemi tárgyalással – Karsztfejlődés XII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 53-70.
- PÉNTEK K.* (2008): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének egy egyszerű megoldása – Karsztfejlődés XIII., NYME Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 5-22.
- PÉNTEK K. – VERESS M.* (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával – Karsztfejlődés VII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 73-86.
- VERESS M.* (1998): Általános természeti földrajz – Savaria University Press, Szombathely
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására – Karszt és Barlang I. p. 19-27.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1994): Néhány karsztos folyamat leírása a fizikai – kémiai hidrodinamika alapján – BDTF Tudományos Közleményei IX. Természetudományok IV. Szombathely, p. 19-42.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1995): Kísérlet a felszíni vertikális karsztosodás kvantitatív leírására – Földrajzi Értesítő XLIV. 3-4. p. 157-177.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1998): Modelling of karst surface evolution: Quantitative description of surface vertical karstification – Windows on Hungarian Geography, Studies in Geography in Hungary 28. Geographical Research Inst. HAS, Budapest, p. 53-69.

A BÜKKI KARSZTVÍZSZINT ÉSZLELŐ RENDSZER ADATSORAIN VÉGZETT PERIODICITÁS VIZSGÁLATOK FOURIER TRANSZFORMÁCIÓ ALKALMAZÁSÁVAL

NÉMETH ÁGNES¹-TURAI ENDRE²

¹Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, 3515, Miskolc, Egyetemváros, nemeth.agnes85@gmail.com

²Miskolci Egyetem, Geofizikai és Térinformatikai Intézet, 3515, Miskolc, Egyetemváros, gfturai@uni-miskolc.hu

Abstract: In 1992, the water companies concerned in the karst water exploitation of the Bükk had asked the University of Miskolc to work out a system for karst water level prognosis. Today, the water level is being checked at 34 sites, measuring water level, water temperature, and electric conductivity with Dataqua 2002. At the measuring places and sources we measure every 10-30 minutes, and in the well this is 15-30 minutes. As we know, the precipitation has a periodic fluctuation with the changing of the season. The basis of the investigation is to determine a conclusion between the karst water level dataset and the precipitation values. The analysis were made with an analytical version of the Discret Fourier Transformation (DFT). According to the spectral analysis were investigated 3 main cycle of both of dataset: the precipitation and the karst water level display periodicity with a 1 year long, a 1,5 year long and a 3,4 year long.

Bevezetés

A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) keretein belül az első műszerek telepítése 1992-ben történt. A méréseket a bükki karsztvizet ki-termelő vízmű Rt.-k kezdeményezték, a miskolci és Miskolc környéki lakosok megfelelő mennyiségű ivóvizének biztosítása érdekében. Ennek egyik kiváltó oka az volt, hogy a korábbi években gyakran veszélybe került a terület vízellátása. Az elmúlt 47 évben tartósan is előfordult rendkívüli aszály és rendkívüli csapadékbőség. A rendszer alapjait a Böcker Tivadar által 1983-ban tervezett és kivitelezett kutak képezték. Ezen mennyiségi monitoring keretein belül jelenleg 34 helyen, kutakban, megfigyelő kutakban és forrásokban történik folyamatos vízszint, vízhőmérséklet, ill. részben elektromos vezetőképesség mérés. (LÉNÁRT 2007)

Az évek során regisztrált értékeket a havi és éves jelentéseken kívül kutatási célokra is felhasználjuk. Az adatok kapcsolatainak vizsgálata régóta folyamatban lévő feladat, amely során folyamatosan törekszünk a minél egyértelműbb, matematikailag is megfogalmazható összefüggések feltárására és megfogalmazására (NÉMETH 2008).

A mérsékelt égövben a csapadék is azon természeti jelenségek közé tartozik, melynek az évszakok váltakozásával periodicitása van, így az általa jelentősen befolyásolt vízszintre is fel lehet állítani időben állandó ismétlődést. A csapadék és a karsztvízszint kapcsolatával már korábban is nagyon sokan foglalkoztak: kiemelkedő jelentőségű volt Kessler Hubertnek az a felismerése, miszerint a karsztvidékeken csapadékból beszivárgó utánpótlódás mennyisége számítható (*KESSLER 1954*). Böcker Tivadar értékelte a lillafüredi István-barlangban végzett csepegésmérés-vizsgálatokat, és megállapította, hogy a negyedévenként megjelenő határscsapadéktól kevesebb csapadék esetén nincs beszivárgás, míg a határscsapadék feletti mennyiség teljes egészében beszivárog (*BÖCKER 1974*). Szintén karsztos beszivárgási számításokat végzett Maucha az Aggteleki karszton (*MAUCHA 1990*). A későbbiekben Kovács József és társai dinamikus factor analízissel mutatták ki, hogy a Dunántúli – középhegység területén, ahol 1970-1990 között jelentős vízkiemelés volt, a bányászat által létrehozott vízkivétel mellett a karsztvízszint fluktuációban a csapadék is jelentős szereppel bír (*KOVÁCS 2003, KOVÁCS et al. 2007, KOVÁCS et al., 2002, 2004, MÁRKUS et al., 1997, 1999, 2003*).

Vizsgálatunk során meg kívántuk határozni a BKÉR egy tagjának csapadékkal való összefüggését, a két adatsor közötti azonos periódusidejű ciklusain keresztül.

A végzett számítások

Szakterületünkön, a hidrogeológiában, hidrológiában számos kutató próbálkozott különböző természetben lejátszódó folyamatok periodicitás vizsgálatával. Rónai a talaj- és karsztvíz szintjének változásaiban éves és többéves periódusokat állapított meg (*RÓNAI 1985*), Rétháti tiszántúli megfigyelőkutak évi relatív közepes vízállásain, autokorrelációs függvényen 12-13, és 25-26 éves ciklusokat mutatott ki (*RÉTHÁTI 1965*), Kovács Ferenc a Mátra-Bükkalja területén végzett vizsgálatokat a csapadék időbeli változására a Diszkrét Fourier Transzformációval egy 3,1-3,6 és egy 10,4-11,3 éves fő ciklust, és egy 4,7-4,9, és egy 7,2-7,3 éves mellékciklust kapott (*KOVÁCS 2005*).

Az utóbbi években azonban egyre nagyobb teret kaptak azok a periodicitás becslő eljárások, melyek háttérbe szorítják a szubjektív elemeket, és mindemellett közöttük volt olyan, amelynek működéséhez nem feltétlenül az idősor azonos időközönkénti megfigyelése, illetve volt olyan, ami képes az oszcilláló komponensek folyamatos átrendeződésének követésére. Kovács József munkatársaival ennek tükrében végzett vizsgálatokat a Duna-

Tisza közén, a Tiszántúlon (2004), a Dunántúli-középhegység területén (KOVÁCS *et al.* 2002, 2004, 2006, KOVÁCS *et al.*, 2010) és a Kisalföldön (KOVÁCS 2007).

Vizsgálataink során a Fourier transzformációt használtuk, melynek lényege, hogy tér-idő tartománybeli jeleket alakít át frekvencia alapú tartományba. Az általunk alkalmazott periódus vizsgálat nagy előnye, hogy nem szükséges az ekvidisztáns mintavételezés. Az input adatokban tetszőleges időpontokhoz tartozó értékek is megadhatóak. A mindig problémát okozó ún. ablak hatás elkerülésére offset transzformációt alkalmaztunk, ami azt jelenti, hogy a bemenő adatokat zérus sorozattá transzformáltuk, így az adatok átlagértéke zérus lett. Ez a transzformáció a periodicitást egyáltalán nem befolyásolja, csak a négyzetablak torzító hatását csökkenti. (TURAI 1983). Mint tudjuk, a hidrogeológiában a mért adatsorok nem folytonosak, hanem valamilyen mintavételi időköz segítségével mérjük azokat, vagyis diszkrét adatsorokkal van dolgunk.

Egy vizsgált intervallum 0 és T idő között felosztható N db intervallumra, ahol a mintavételi idő egyenlő: $\Delta t = T/N$. Jelölje a f_n a folytonos $f(t)$ függvény értékét t_n időnél. Az adatok időbeli indexe a következő lehet: $n=0,1,2,\dots,N-1$. Amennyiben a mintavételi időközt egységnyinek vesszük ($\Delta t=1$), az idősor diszkrét Fourier transzformáltja (DFT) megadható az alábbi kifejezéssel:

$$F_k = \sum_{n=0}^{N-1} f_n e^{-ik\omega_0 n} \quad k = 0, 1, \dots, N-1$$

Míg az inverz Fourier transzformáció összefüggése:

$$f_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} F_k e^{ik\omega_0 n} \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

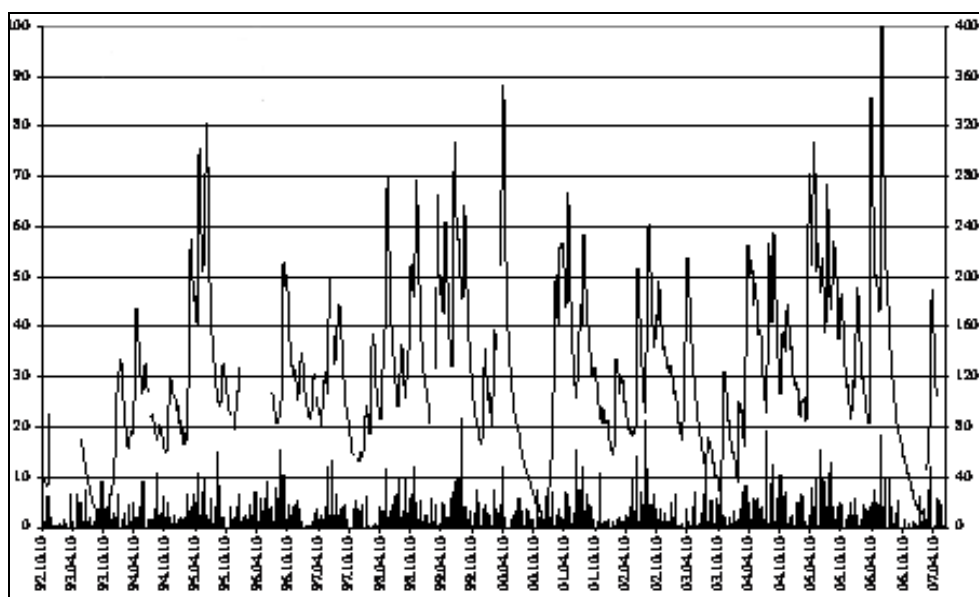
ahol $\omega_0 = 2\pi / N$

Periodikus jelek esetében mindenféleképpen célszerűnek tűnik a frekvencia tartománybeli vizsgálat, hiszen egy-egy domináns időtartománybeli periódus a frekvencia tartományban egyetlen domináns jelként jelenik meg egy-egy, az időperiódusnak megfelelő frekvencia értéknél (SZŰCS *et al.* 2006, SZŰCS *et al.* 2006). A DFT módszer alkalmazásával jól lehet vizsgálni vízszint adatok időbeli mérése alapján a hidrodinamikai rendszer főbb sajátosságait, és kiválóan alkalmas arra is, hogy megállapítsuk a fontosabb periodicitásokat.

Jelen tanulmányt a Bükk-fennsíkon található Nv-17 mérőhely karsztvízszint 15 éves adatsora alapján végeztük el, ugyanis leghosszabb és legösszefüggőbb adatsor innen áll rendelkezésünkre. Csapadék szempontjából alapvetően a Balti-tenger szintje felett 690 méterrel (továbbiakban mBf) elhelyezkedő jávorkúti csapadékmérő állomás adatai használatosak, mivel ez a hegység egészét jól jellemzi (DARABOS 2008).

Az elemzés alapjául a 1992 októbere és 2007 június-júliusa közötti intervallumot tekintettük, a mintavételezés mindkét esetben napi gyakoriságú ($\Delta t=1\text{nap}$), a minták száma pedig (N) 5291 db, illetve a csapadék adatsornál 5366 db (1. ábra) volt. (Itt megjegyeznénk, hogy a későbbiek során a minták száma folyamatosan nőni fog).

Az 1. ábrán (baloldali függőleges tengelyen a vízszint szerepel a maximum értékre normálva százalékban, a jobboldali a csapadéértékeket mutatja mm-ben) jól láthatóak az adatsorokon kialakult periodikus változások, melyek a trend és klasszikus statisztika eszközeivel ugyan meghatározhatóak, de az általunk megkívánt igényeknek nem felelnek meg. Ma már pontosabb vizsgálatok szükségesek, ezért spektrális elemzéseket végeztünk a főbb periodikus komponensek meghatározása miatt (KOVÁCS et al. 2001).



1. ábra: Az Nv-17 csapadékkal való összefüggése (folyamatos vonal: vízszint, oszlop: csapadék)
 Fig.1.: Relationship between the Nv-17 and the precipitation (continuous line: water level, column: precipitation)

A komplex Fourier spektrumot leíró négy valós spektrum (reális spektrum, képzetes spektrum, amplitúdó spektrum és fázis spektrum) közül a továbbiakban az amplitúdó spektrumokat alkalmaztuk, mely megmutatja, hogy a tetszőleges frekvencia körüli egységnyi frekvenciasávba eső harmonikus komponenseknek milyen a súlya a jel kialakításánál (TURAI 2005). A mellék ciklusok könnyebb áttekintésére az ábrázolásnál a logaritmus-lineáris skálát választottuk. Mivel mindkét adatsoron a mintavételi idő 1 nap, önkényesen 10 napnál nagyobb periódusidejű ciklusokat tételeztünk fel, bár ezen érték a későbbiek folyamán még felülvizsgálásra kerül, így a változtatás lehetőségét fenntartjuk.

A kiindulási adatok a következők:

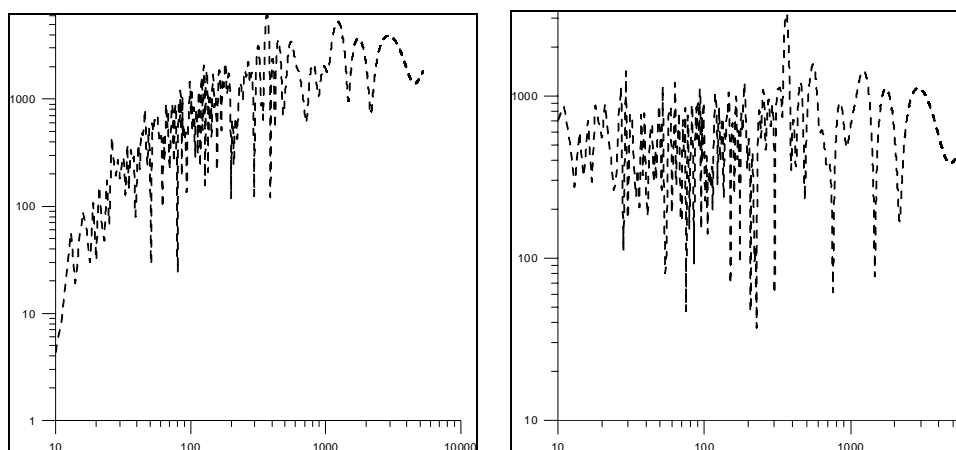
$$\Delta t = 1 \text{ nap}$$

$$T_{\min} = 10 \text{ nap}$$

$$T_{\max} (\text{Nv-17}) = 5290 \text{ nap}; T_{\max} (\text{csapadék}) = 5365 \text{ nap}$$

Eredmények

Ahogy a 2. a, 2. b ábra is mutatja, a spektrumok meghatározása után megállapítottuk az amplitúdósűrűségek amplitúdó spektrumait, majd a relatív amplitúdó spektrumokat (3., 4. ábra), melyeket a maximális spektrumértékre normáltuk. Ez esetben 0% és 100% közötti értéket kaptunk (TURAI 2005). Az ábrákon a függőleges tengelyek jelentik az amplitúdó spektrumok értékeit (mm-ben, ill. %-ban), a vízszintesek pedig a periódusidőt, napokban.



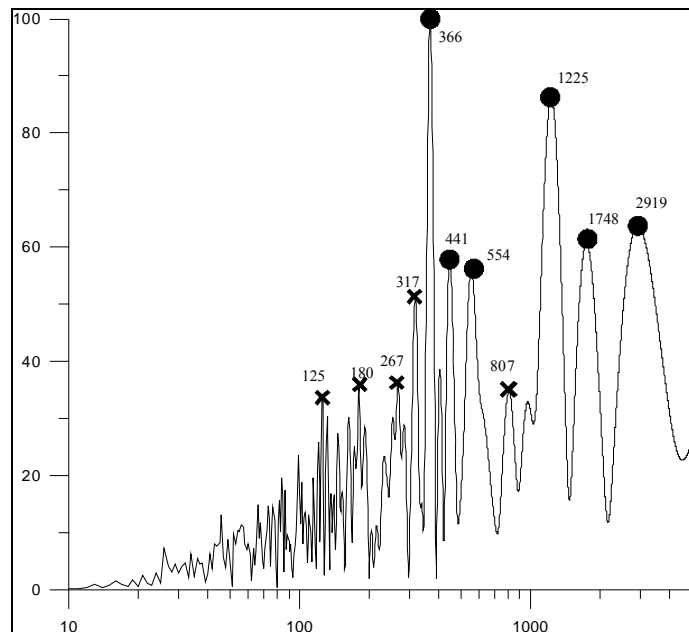
2a ábra: Az Nv-17 amplitúdó spektruma

2. b ábra: A csapadék amplitúdó spektruma

Fig. 2. a: The amplitude spectrum of Nv-17

Fig. 2. b: The amplitude spectrum of precipitation

Az Nv-17 esetében 6 fő illetve 5 mellék ciklust különböztettünk meg. A fő ciklusoknál az 50 % feletti amplitúdó sűrűségű értékeket vettük figyelembe, mellék ciklusoknál pedig a 30 % körülit. Az alábbiak alapján alakultak az eredmények (3. ábra):



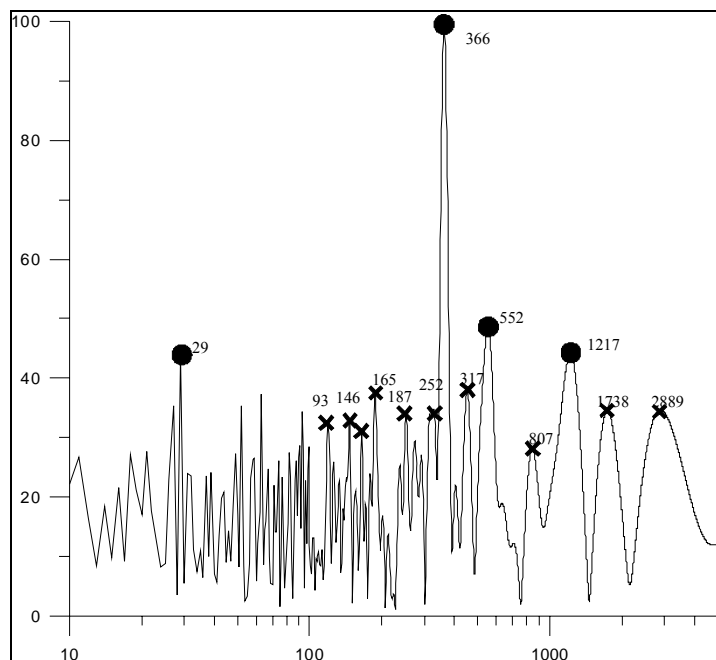
3. ábra: Az Nv-17 vízszintjének fő (pont) és mellék (csillag) ciklusai
 Fig.3.: The major (point) and the supplementary (cross) periods of the water level of the Nv-17

1. fő ciklus: 366 nap, 100 % relatív amplitúdó spektrum, 1 év után jelentkező ciklus, januárban
2. fő ciklus: 1225 nap, 86,29 % relatív amplitúdó spektrum, 3,4 év után jelentkező ciklus, március elején
3. fő ciklus: 2919 nap, 63,77 % relatív amplitúdó spektrum, 8,1 év után jelentkező ciklus, novemberben
4. fő ciklus: 1748 nap, 60,68 % relatív amplitúdó spektrum, 4, 85 év után jelentkező ciklus, júliusban
5. fő ciklus: 441 nap, 58,52 % relatív amplitúdó spektrum, 14 hónap után jelentkező ciklus, januárban
6. fő ciklus: 554 nap, 56,14 % relatív amplitúdó spektrum, 1,5 év után jelentkező ciklus, április elején
1. mellék ciklus: 317 nap, 49,2 % relatív amplitúdó spektrum, 10,5 hónap után jelentkező ciklus, augusztusban

2. mellék ciklus: 267 nap, 36,14 % relatív amplitúdó spektrum, 8,9 hónap után jelentkező ciklus, júliusban
3. mellék ciklus: 175 nap, 35,9 % relatív amplitúdó spektrum, 5,8 hónap után jelentkező ciklus, április közepén
4. mellék ciklus: 807 nap, 34,87 % relatív amplitúdó spektrum, 2,24 év után jelentkező ciklus, február elején
5. mellék ciklus: 163 nap, 30,24 % relatív amplitúdó spektrum, 5,4 hónap után jelentkező ciklus, április elején

A jávorkúti csapadékmérő állomás adataiban 4 fő ciklus, és 9 mellék ciklus mutatható ki. Fő ciklusoknak a 40 % feletti amplitúdó sűrűséggel rendelkező értékeket vettük, mellék ciklusoknak pedig - 1 kivétellel - a 30% feletti értékeket (4. ábra). Az eredmények a következők:

1. fő ciklus: 29 nap, 43,7 % relatív amplitúdó spektrum, 1 hónap után jelentkező ciklus, novemberben,
 2. fő ciklus: 363 nap, 100 % relatív amplitúdó spektrum, 1 év után jelentkező ciklus, októberben
 3. fő ciklus: 552 nap, 48,54 % relatív amplitúdó spektrum, 1,5 év után jelentkező ciklus, április elején
 4. fő ciklus: 1217 nap, 44,2 % relatív amplitúdó spektrum, 3,4 év után jelentkező ciklus, március elején
-
1. mellék ciklus: 453 nap, 37,86 % relatív amplitúdó spektrum, 15,1 hónap után jelentkező ciklus, augusztusban
 2. mellék ciklus: 187 nap, 37,3 % relatív amplitúdó spektrum, 6,2 hónap után jelentkező ciklus, április közepén
 3. mellék ciklus: 807 nap, 34,87 % relatív amplitúdó spektrum, 2,24 év után jelentkező ciklus, február elején
 4. mellék ciklus: 2889 nap, 34,62 % relatív amplitúdó spektrum, 8,02 év után jelentkező ciklus, novemberben
 5. mellék ciklus: 93 nap, 34,26 % relatív amplitúdó spektrum, 3 hónap után jelentkező ciklus, januárban
 6. mellék ciklus: 1738 nap, 34,48 % relatív amplitúdó spektrum, 4,85 év után jelentkező ciklus, júliusban
 7. mellék ciklus: 317 nap, 34,03 % relatív amplitúdó spektrum, 10,5 hónap után jelentkező ciklus, augusztusban
 8. mellék ciklus: 146 nap, 32,43 % relatív amplitúdó spektrum, 4,8 hónap után jelentkező ciklus, március elején
 9. mellék ciklus: 252 nap, 33,76 % relatív amplitúdó spektrum, 8,4 hónap után jelentkező ciklus, június végén



4. ábra: A jávorkúti csapadékmérő állomás adatainak fő és mellék ciklusai
 Fig.4.: The major (point) and the supplementary (cross) periods of the water level of Jávorkút

Mivel a mérések 1992. október 10-én indultak, a kapott értékek a következőket jelenthetik:

A karsztvízszint 6 fő periódusa megtalálható a csapadékadatok változásában is, azonban a 14 hónap, a 4,88 év és a 8,1 év után jelentkező ciklus a csapadékmérő állomás adatsorában kisebb relatív súllyal van jelen, így ott mellék ciklusként szerepel. Ugyancsak megtalálhatók a karsztvízszint mellék ciklusai a csapadékadatok mellék ciklusaiban is (pár nap eltéréssel) (KOVÁCS, TURAI ÉS VADÁSZI, 2001).

A két adatsor eredményeit összevetve megállapítható, hogy mindkét esetben a fő ciklusok 1 év, 1,5 év, és 3,4 év után jelentkeztek, őszi, illetve tavaszi időpontban, márciusban, és áprilisban. Ez azt jelenti, hogy a nagy tavaszi esőzések okozzák a legnagyobb karsztvízszint változását. A fenti adatok alapján elmondható még az is, hogy a karsztvízszintben nagy ingadozást okoznak a nyári (július-augusztus), illetve az őszi esőzések (november) is.

Mindkét esetben megfigyelhető, hogy a görbék emelkedő tendenciát mutatnak a grafikon végén, azonban az adatok hiányában nem tudjuk, hogy

ott ténylegesen egy újabb ciklus következne, vagy csak a regisztrátum ablakosságából ered. Ez további vizsgálatokat igényel.

IRODALOM

- BÖCKER, T.* (1974): A beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határ csapadékok módszerével, - VITUKI beszámoló, Budapest, p. 207-216
- DARABOS, E.* (2008): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer által szolgáltatott adatok kapcsolatainak vizsgálata, - OTDK dolgozat, Szombathely, 2009., p. 34-36.
- KESSLER, H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken, - Vízügyi Közlemények, 2. p. 179-188.
- KOVÁCS F.-TURAI, E.-VADÁSZI M.* (2001): Periodicity of Precipitation Data Measured in Bataapáti. - Interpartner-2001, High Technologies Conference, Alushta-Krim, Printed Matters of Conference, 2001, p. 98-101.
- KOVÁCS, F.* (2005): A csapadék időbeli ciklikus változása, - Hidrológiai Közöny, 2, p. 55-57.
- KOVÁCS, J.* (2007): Modern geomatematikai módszerek alkalmazása hidrogeológiai feladatok megoldására, - Doktori (Ph.D.) értékezés, Szeged, kézirat, p: 101
- KOVÁCS, J.-KOVÁCSNÉ, SZ., I.-KÖNCZÖL, A.* (2006): Periódus vizsgálati módszerek és alkalmazásuk lehetőségei, - Karsztfejlődés XI., p.: 15–24
- KOVÁCS, J.-MÁRKUS, L.-HALUPKA, G.* (2002): Measuring contamination-vulnerability of aquifers by dynamic factor analysis, - 8th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Berlin, Terra Nostra, Volume 2, p. 463 – 468.
- KOVÁCS, J.-MÁRKUS, L.-HALUPKA, G.* (2004): Dynamic Factor Analysis for Quantifying Aquifer Vulnerability, - Acta Geol. Hung. Vol. 47/1, p. 1-17.
- KOVÁCS, J.-BÍRÓ, L.-MÁRKUS, L.* (2005): Dinamikus faktoranalízis alkalmazása a Dunántúli-középhegység karsztvízszint idősoraira. - X. Karsztfejlődés, konferencia kiadvány, Szombathely, p. 35-48.
- KOVÁCS, J.-HATVANI, I., G.-KORPONAI, J.-KOVÁCS I. SZ.* (2010): Morlet wavelet and autocorrelation analysis of long-term data series of the Kis-Balaton water protection system (KBWPS), - Ecological Engineering, Volume 36, Issue 10, p. 1469-1477.

- KOVÁCS, J.-SZABÓ, P.-CZÉH, R.-SZALAI, J.-VARGA, GY.* (2002): Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna–Tisza közén I., - IX. Konferencia a felszínalatti vizekről, abstract, p. 16.
- KOVÁCS, J.-SZABÓ, P.-SZALAI, J.* (2004): Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna – Tisza közén, - Vízügyi Közlemények, 86. évf. 3-4. sz. p. 607-624
- LÉNÁRT L.* (2007): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere, - XVI (Az 1992.10.10. – 2007.01.01 közötti mérések értékelése, 2007. február, Miskolc, p. 35-43
- MÁRKUS, L.-BERKE, O.-KOVÁCS, J.-URFER, W.* (1999): Spatial Prediction of the Intensity of Latent Effects Governing Hydrogeological Phenomena *Environmetrics* Vol. 10. p. 633-654.
- MÁRKUS, L.-KOVÁCS, J.-URFER, W.-BERKE, O.* (1997): Investigation of latent dynamic characteristics of space-time phenomena in ecology, Forschungsbericht (Research Report), 97/5, Dortmund University Press, p.1-40.
- MÁRKUS, L.-KOVÁCS, J.* (2003): On the Effects of Water Extraction of Mines in Karstic Areas *Mathematische Geologie* Vol 7.
- MAUCHA, L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása, - Hidrológiai Közlöny, p. 153–161.
- NÉMETH Á.* (2008): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer hiányzó mérési adatainak pótlása, a pontosított adatsorok alapján előrejelzések kidolgozása, - diplomamunka, Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, Hidrogeológiai - Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék , p. 71-78.
- SZŰCS, P.-LÉNÁRT, L.-SOMODY, A.-TÓTH A.* (2006): The application of discrete Fourier transform to investigate hydraulic continuity, microCAD 2006, International Scientific Conference, 16-17 march 2006, Section C, p. 123-128.
- SZŰCS P.-LÉNÁRT, L.-KOVÁCS, B.-HORÁNYINÉ CS. G.* (2006): A hideg- és melegkarsztvízes rendszer sokváltozós geostatistikai elemzése Miskolc-Tapolcán, A Kárpát-medence ásványvizei III. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Csíkszereda, 2006. július 28-29., Konferencia Kiadvány, p. 67-74.
- TURAI E.* (1983): A Fourier transzformáció egy numerikus módszerre és alkalmazása a GP-jelenség rendszerjellemző függvényével történő leírásánál. - Magyar Geofizika XXIV/1,(1983), p.11-19.
- TURAI E.* (2005): Spektrális adat- és információfeldolgozás. - egyetemi jegyzet., Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar. 2005 p. 1-227

HAZAI EPIKARSZT RENDSZEREK TALAJAIBAN ELŐFORDULÓ MIKROBAKÖZÖSSÉGEK SZERKEZETÉNEK ÉS AKTIVITÁSÁ- NAK ÖSSZEHASONLÍTÓ ELEMZÉSE

KNÁB MÓNKA¹ – KISS KLAUDIA² – LEHNER ÁDÁM¹ – SZILI-
KOVÁCS TIBOR³ – PALATINSZKY MÁRTON¹ – MÁRIALIGETI KÁ-
ROLY¹ – MÓGA JÁNOS² – BORSODI ANDREA¹

¹ELTE Mikrobiológiai Tanszék, ²ELTE Természetföldrajzi Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
³MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet
1022 Budapest, Herman Ottó út 15.
moniknab@gmail.com

Abstract: From two characteristic karstic areas of Hungary - Aggtelek National Park and Tapolca-basin – 17 different soil samples were taken in autumn 2009. Microbial biomass C and N were determined by chloroform fumigation extraction method. The activity of microorganisms in soils were followed up by measuring basal- and substrate induced respiration (RESP and SIR) using gas chromatography. The phylogenetic diversity of bacterial communities was investigated by 16S rDNA based Denaturing Gradient Gel Electrophoresis (DGGE). In each soil samples multiple microbial biomass C- than N- values were detected. The lowest MBC/MBN rates could be calculated from the samples of the shallowest soil layers. Higher biomass as well as RESP and SIR values were characteristic to the surface and near-surface soil samples. The highest RESP, SIR, biomass C and N values were measured in the black rendzina soils from Aggtelek. The soil type influence on bacterial community structure was confirmed by the DGGE results as phylogenetic diversity of black rendzina soils was the most different. On the basis of each investigation, other soil samples separated mainly according to the sample depths, irrespectively of the sampling sites.

Bevezetés

A karsztökológiai rendszer és alrendszerének (pl. epikarszt) vizsgálata kiemelkedően fontos feladat valamennyi karsztvidéken, így hazánkban is a természeti értékek megőrzése, a fenntartható gazdálkodás, a felszín alatti vízbázis védelme érdekében (HAMILTON-SMITH 1999, GUNN 1999, BÁRÁNY 1999, BECK-BORGER 1999).

A karsztkutatásban az 1950-es évektől kezdve egyre nagyobb figyelem irányult a talajban élő baktériumok vizsgálatára. Mindezt indokolja az anyagforgalomban, energiaáramlásban, karsztos kőzetek képződési- és oldódási folyamataiban betöltött jelentős szerepük, valamint nagy számuk és fajgazdagságuk (TORSVIK *et al.* 1990, PACE 1997, 1999, LI *et al.* 2004, BIN *et al.* 2008).

A felszínnel közvetlen kapcsolatban álló, komplex fizikai, kémiai és biológiai folyamatokkal jellemezhető epikarszt-talajok kutatása különös jelentőséggel bír, rajta keresztül a természetes és antropogén hatások egyaránt vizsgálhatóak.

Vizsgálatainkhoz Magyarország két jelentős karsztos táján, a Gömör-Tornai-, valamint a Tapolcai-karszt területén jelöltük ki a mintavételi pontokat. A Gömör-Tornai-karszt talajait több alkalommal vizsgálták, elsősorban a talajmikrobák karsztkorróziós hatásának szempontjából (ZÁMBÓ 1998, KEVEI-ZÁMBÓ 1986, DARABOS 1997). A Tapolcai karszton hasonló kutatásokat eddig nem folytattak.

Célunk a két különböző karsztos területről származó talajtípusok összehasonlító mikrobiológiai vizsgálata, a talajban élő baktériumközösségek strukturális és funkcionális diverzitásának feltárása volt, amellyel az egyes talajok biogén CO₂-termelésének mértékére, ezáltal azok karsztkorróziós hatásának különbségeire vonatkozó információkat is nyerhetünk.

Vizsgálati anyag és módszerek

A nagyszámú minta feldolgozásához többféle módszert alkalmaztunk. Elvégeztük a talajminták alapvető fizikai és kémiai paramétereinek vizsgálatát. A mikrobiális biomassza C és N értékének becslését kloroform fumigációs extrakciós módszerrel végeztük, a talajmikrobák aktivitását az alaprespiráció, illetve szubsztrát indukált respiráció mérésével követtük nyomon. A talajminták valamint az esőszimulációs kísérletek során átszivárgott vízminták baktériumközösségeinek összetételét DGGE módszerrel hasonlítottuk össze.

Az egyes talajtípusok mikrobiális karbonátoldó hatásának összehasonlítására laboratóriumi kisminta modelleket állítottunk össze.

2009. őszén összehasonlító mikrobiológiai vizsgálatok céljából a karsztos területek jellegzetes talajtípusaiból az *I. táblázatban* felsorolt mintavételi pontokon – az adott talajtípus színtezettségétől, illetve üledékek esetén rétegzettségétől függően kiválasztott – különböző talajmélységekből fúrómag-mintavetővel gyűjtöttünk mintát, steril edényekbe. A talajmintákat a 24-48 órán belül végzett laboratóriumi feldolgozásig 6-8°C-on tároltuk.

Meghatároztuk a talajminták alapvető fizikai és kémiai tulajdonságait. A desztillált vizes és KCl oldatos kémhatást elektrometriásan, a talajnedvességet 105°C-on történő szárítással határoztuk meg. A humusztartalmat Tyurin-módszerrel, a kalcium-karbonát mennyiségét Scheibler-féle kalciméterrel mértük. A szemcseeloszlás vizsgálatot Fritsch Analysette Microtech 22 lézerdiffrakciós analizátorral végeztük (a műszer a 100nm – 700 um tarto-

mányban mér), a minták tökéletes diszpergálása érdekében Na-pirofoszfátos előkészítést, majd vízfürdőben 6 órás rázatást alkalmaztunk.

I. táblázat
Table I.

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

| Mintavétel helye | Mintavétel ideje | Minta jelzése | Talajsztint |
|--------------------------------|------------------|-------------------|-------------|
| Aggtelek | 2009.10.25. | A1/0 | 0-5 cm |
| Vörös-tó, tóbör alja | 2009.10.25. | V1/0 (31A, 31B) | 0-20 cm |
| Vörös-tó, tóbör alja | 2009.10.25. | V1/50 | 50-60 cm |
| Vörös-tó, tóbör alja | 2009.10.25. | V1/70 | 70-80 cm |
| Vörös-tó, tóbör, D-i lejtő | 2009.10.25. | V2/0 (32A, 32B) | 0-20 cm |
| Vörös-tó, tóbör, D-i lejtő | 2009.10.25. | V2/20 | 20-40 cm |
| Vörös-tó, tóbör, É-i lejtő | 2009.10.25. | V3/0 (11A, 11B) | 0-30 cm |
| Derenk, tóbör alja | 2009.10.26. | D1/50 (33A, 33B) | 50-65 cm |
| Derenk, tóbörperem, É-i lejtő | 2009.10.26. | D2/0 (34A, 34B) | 0-25 cm |
| Béke-tóbör, ÉNy-i lejtő | 2009.10.26. | B1/70 | 70-90 cm |
| Béke tóbör, D-i lejtő | 2009.10.26. | B2/20 (22A, 22B) | 20-30 cm |
| Béke tóbör, tóbör alja | 2009.10.26. | B3/0 (21A, 21B) | 0-25 cm |
| Béke tóbör, tóbör alja | 2009.10.26. | B3/100 (12A, 12B) | 100-120 cm |
| Béke barlang feletti hegyoldal | 2009.10.26. | B4/0 (2A, 2B) | 0-15 cm |
| Szomor-hegy, DK-i lejtő | 2009.10.26. | Sz1/0 | 0-25 cm |
| Tapolca, Alsó-Cser-tó mellett | 2009.11.03. | T1/0 (3A, 3B) | 0-15 cm |
| Tapolca, ill. hulladéklerakó | 2009.11.03. | T2/0 (13A, 13B) | 0-15 cm |

Az utóbbi évtizedekben számos, a mikrobiológiai tenyésztés szelektív hatását kiküszöbölő biomassza becslő eljárást dolgoztak ki, amelyek közül egyszerűségüknél és rutinszerű alkalmazhatóságuknál fogva kiemelkednek a kloroform fumigációs eljárások. E mérések eredményeként közvetlenül a biomassza C-, N- vagy más elem tartalmát kapjuk meg (SZILLI-KOVÁCS-TÓTH 2006).

Minden talajminta esetében a mikrobiális biomassza C és N mennyiségét kloroform fumigációs extrakciós módszerrel, 3-3 párhuzamos rész-minta szerves C és N mennyiségének mérésével és az eredmények átlagolásával (Apollo 9000, TOC/TN automata analizátor, Teledyne Tekmar, Mason, Ohio, USA) határoztuk meg.

A mikrobiális biomassza C számításához használt képlet:

$$MBC = (C_{fum} - C_{nfum})/K_{EC}$$

ahol

MBC: a mikrobiális biomassza C,

C_{fum}: a fumigált talajban kioldható szerves-C,

C_{nfum}: a nem fumigált talajban kioldható szerves-C,

K_{EC}: átszámítási tényező (K_{EC}=0,45; *JOERGENSEN* 1996).

A képlet szerint a teljes biomasszának csak egy része oldható ki az extrakció során. Ugyanígy számítjuk ki a mikrobiális biomassza MBN értékét is (K_{EN}= 0,54; *JOERGENSEN & MUELLER* 1996).

A talajban élő mikroorganizmusok aktivitását a talajrespiráció és a szubsztrát indukált respiráció mérésével követtük nyomon mintánként 3-3 párhuzamos mérést alkalmazva. Az aerob talajlégzésnek (respiráció) az O₂-fogyasztás mérése felelne meg egyértelműen, azonban a CO₂ kisebb háttérkoncentrációja miatt a respirációs mérések többnyire ez utóbbi kvantitatív meghatározásán alapulnak. A szubsztrát indukált respiráció (SIR) a telítési koncentrációban jelenlévő, könnyen hasznosítható szubsztrát (pl. glükóz) hatására adott respirációs válasz, mely arányos a mikrobiális biomassza nagyságával (*SZILI-KOVÁCS* 2004).

A talajrespirációt és a SIR-t a CO₂-képződés alapján gázkromatográffal mértük (*SZILI-KOVÁCS-TÖRÖK* 2005). Az inkubációhoz 2-2 g talajt mértünk be 25 cm³ térfogatú edényekbe. Az edények lezárása után 4 és 24 órával mértük a képződött CO₂-ot, majd a kettő különbségéből kiszámítottuk a CO₂-képződés sebességét (alaprespiráció). A mintákat 22°C-os rázóvízfürdőben inkubáltuk. Az alaprespiráció mérése után ugyanabból a mintából határoztuk meg a SIR-t is. Az edényekben lévő talajokhoz 200 µl glükózoldatot (8 mg glükóz·g⁻¹ talaj) adtunk, és 180 perc elteltével mértük a képződött CO₂ mennyiségét. A CO₂ mérést FISON'S GC 8000 gázkromatográffal végeztük, 250 µl gázmintából (*SZILI-KOVÁCS et al.* 2009).

A talajminták baktériumközösségeinek filogenetikai diverzitását DGGE (Denaturing Gradient Gel Electrophoresis) módszerrel hasonlítottuk össze. A DGGE olyan molekuláris ujjlenyomat módszer, amely alkalmas közel azonos hosszúságú, de eltérő bázissorrendű DNS szakaszok szétválasztására, ezáltal különböző mikrobaközösségek genetikai diverzitásának összehasonlítására (*MUYZER et al.* 1993). A módszert széles körben alkalmazzák különböző talaj-mikrobaközösségek tanulmányozásra (*HEUER et al.* 1997, *KOWALCHUK et al.* 1998, *ØVREAS et al.* 1998, *NAKATSU et al.* 2000, *MULLER et al.* 2001, 2002, *IBEKWE et al.* 2002, *ELLIS et al.* 2003). A módszer azon alapul, hogy 50-65°C közötti hőmérsékleten, a formamid és

urea denaturálószeres lineáris grádiensét tartalmazó poliakrilamid gélben futtatva, a duplaszálú DNS részlegesen denaturálódik, ezáltal csökken a mobilitása. A vizsgált DNS szakaszok százalékos G+C tartalmuknak és bázissorrendjüknek megfelelően egymástól különböző „olvadásponttal” rendelkeznek, így a gélben az egymástól elkülönülő csíkok mintázatot hoznak létre, ami a DNS specifikus festésével megjeleníthető.

A DGGE vizsgálatok céljára a talajmintákból Ultra Clean™ Soil DNA Isolation Kit (MoBio) alkalmazásával izoláltunk közösségi DNS^o-t, majd a 16S rRNS gént két lépésben először 27f és 1392r, majd GC-341f és 534r primerpár segítségével polimeráz láncreakcióval (PCR) felszaporítottuk. A DGGE elemzést 8%-os poliakrilamid (PAA) gélben, 40-60% denaturáló grádiens mellett, Ingeny PhorU készülékben végeztük, 60°C-on 120V feszültség értéken 14 órán át. A mintázatot etídium-bromidos festéssel, UV gerjesztéssel detektáltuk, a kapott sávmintázatot TotalLab (TL 120) v2006 szoftverrel értékeltük ki.

Az egyes talajtípusok mikrobiális karbonátoldó hatásának azonos körülmények között történő összehasonlítására laboratóriumi kisminta modellrendszereket állítottunk össze. ZÁMBÓ (1998) módszerét kissé módosítva: 6 cm magasságú talajoszlopokat helyeztünk 4 cm átmérőjű üvegcsövekbe, melyeket felül steril baktériumszűrő dugóval zártunk le. A dugókon keresztül a csapadékhoz hasonló összetételű lágyvizet jutattunk be. A talajok alá műanyagszűrő, illetve szűrőpapír közé egyenként 20 g tömegű, analitikai pontossággal lemért mészkőport helyeztünk, kémiaiilag inert filterbe csomagolva. A rendszereket végül átfűrt gumidugóval zártuk le. Az átszivárgó vizet steril műanyag edényekbe gyűjtöttük, majd az így nyert mintákat kémiai, illetve mikrobiológiai vizsgálatoknak vetettük alá. A frissen laborba szállított talajokat 20°C hőmérsékletű steril lágyvízzel esőztettük, hevesebb csapadéknak megfelelő 20 mm/óra (kísérletünkben az ennek megfelelő 5 ml / 10 perc) intenzitással, 6 órán keresztül. A további elemzésekhez elegendő mennyiségű átszivárgott vizet az első 12 órában fogtuk fel.

Három egymástól független kísérletsorozatot végeztünk, amelyek az alábbiak:

- Nem sterilizált talajminták esőztetését, alattuk a karsztos alapkőzetet szimuláló a.l.t. mészkőpor, a mikrobiológiaiilag aktív talajok karsztkorróziós hatásának vizsgálatára.
- Nem sterilizált talajminták esőztetését, karsztos alapkőzet nélkül, így a talajból esetlegesen kioldódott kalcium-karbonát miatt az 1. kísérletsorozat során keletkezett hiba kiküszöbölhetővé vált. A vízminták hidrogénkarbonát-tartalmának meghatározását az érvényes MSZ (448-11:1986) szerint végeztük.

- Kontrollként sterilizált talajminták esőztetését is elvégeztük a karsztos alapkőzetet szimuláló a.lt. mészkőpor jelenlétében, ily módon a mikrobiológiailag inaktív talajok karsztkorróziós hatása vizsgálható.

Eredmények és értékelésük

A minták alapvető fizikai-kémiai paramétereit a II. táblázat tartalmazza. A pH_{dV} a fekete és barna rendzina talajok esetében magasabb. A vörösayagok között lokális különbségek mutatkoztak: a Béke-töbörnél mért értékek minden esetben 0,5-1 egységgel alacsonyabbak a Vörös-tóiaknál. Kismértékű karbonáttartalom csak a $pH_{KCl} > 6,8$ talajokra volt jellemző (T2/0 3,1%; D2/0 1,4%). A talajnedvesség-értékek a felső, humuszos szintek esetében rendre magasabbnak mutatkoztak a szélsőséges vízháztartású agyagos talajoknál. A szervesanyag-tartalom a fekete és barna rendzinákban a legjelentősebb. A lézeres szemcseanalízis eredménye alapján a minták agyag, ill. agyagos vályog fizikai féleségűek.

II. táblázat
Table II.

A talajminták fizikai és kémiai jellemzői

(br: barna rendzina, fr: fekete rendzina, va: vörösayag, vr: vörösayagos rendzina, bet: barna erdőtalaj)

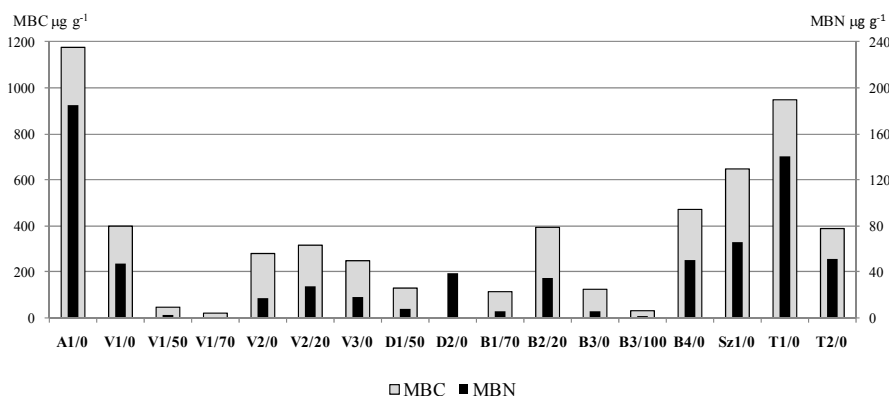
Physical and chemical characteristics of the soil samples

(br: brown rendzina, fr: black rendzina, va: red clay, vr: red clayey rendzina, bet: brown forest soil)

| Minta jelzése | Talaj-típus | pH d.víz | pH KCl | Szerves anyag-tartalom % | Nedvesség-tartalom % |
|---------------|-------------|----------|--------|--------------------------|----------------------|
| T2/0 | Br | 7,6 | 7,3 | 1,88 | 12,43 |
| T1/0 | Fr | 6,7 | 6,1 | 5,52 | 31,36 |
| B3/100 | Va | 6,1 | 4,5 | 1,01 | 16,78 |
| B3/0 | Va | 5,6 | 4,2 | 1,81 | 15,54 |
| B1/70 | Va | 5,8 | 4,2 | 1,14 | 21,07 |
| B2/20 | Va | 5,1 | 3,5 | 1,99 | 27,72 |
| SZ1/0 | Bet | 5,1 | 3,8 | 3,13 | 27,12 |
| D2/0 | Vr | 7,7 | 7,3 | 2,37 | 26,96 |
| D1/50 | Va | 6,7 | 4,8 | 1,43 | 19,31 |
| B4/0 | Br | 7,1 | 6,3 | 4,91 | 30,57 |
| A1/0 | Fr | 6,6 | 6,0 | 8,51 | 36,94 |
| V1/70 | Va | 6,3 | 4,7 | 1,02 | 19,90 |
| V1/50 | Va | 6,3 | 5,2 | 2,51 | 17,05 |
| V1/0 | Va | 6,6 | 6,0 | 3,98 | 31,04 |
| V2/20 | Va | 7,0 | 6,1 | 3,96 | 25,53 |
| V2/0 | Va | 6,7 | 5,6 | 3,24 | 25,03 |
| V3/0 | Va | 6,5 | 5,1 | 1,81 | 22,90 |

Kivételt képeznek a Tapolcai-karszton gyűjtött minták, amelyeknél a földtani adottságok miatt (pannon üledékek) a nagyobb szemcseméretűek dominálnak, néhány %-ban homokfrakciót is tartalmaznak.

A 17 eltérő típusú és/vagy különböző mélységből vett talajmintában mért mikrobiális biomassza C- és N- mennyiségeket az 1. ábrán tüntettük fel. Látható, hogy a biomassza C-értékek valamennyi minta esetében a biomassza N-mennyiségek többszörösének adódtak. A legkisebb MBC/MBN értéket (6,35-7,63) a legsekélyebb talajréteggel jellemezhető A1, T1 és T2 minták esetében, míg a legnagyobb értéket (23,08) a legmélyebbről származó talajminta (B3/100) esetében számoltuk. Jellemzően a felszíni és felszín közeli (20 cm-es) mintákban (A1/0, T1/0, Sz1/0, B4/0, B2/20, V2/20) mértük a nagyobb biomassza értékeket, míg az 50 cm-es vagy annál mélyebb rétegekben (V1/50, V1/70, D1/50, B1/70, B3/100) nagyon alacsony értékeket kaptunk (1. ábra).



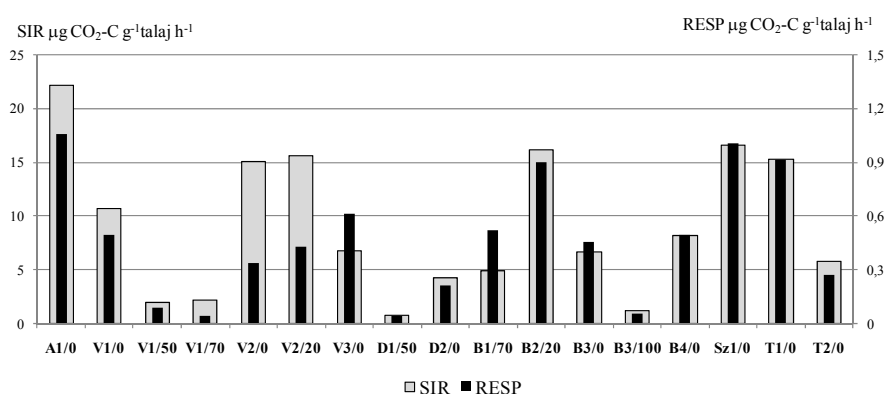
1. ábra Mikrobiális biomassza C (MBC) és N (MBN) értékek a 2009. őszi talajmintákban (szürke oszlopok: MBC, fekete oszlopok: MBN)

Fig. 1. C (MBC) and N (MBN) values of the microbial biomass in the soilsamples of autumn 2009. (gray columns: MBC, black columns: MBN)

A biomassza mérési eredményekhez hasonlóan a respirációs mérések (2. ábra) esetében is jelentős különbségek mutatkoztak az egyes talajminták között mind az alaprespirációt, mind a szubsztrát indukált respirációt illetően.

Itt is általában a felszíni és felszín közeli minták esetében mértük a magasabb értékeket, és az 50 cm-es vagy annál mélyebb minták esetében jóval alacsonyabb respirációs aktivitást kaptunk. Mindez összhangban van azzal a korábbi megfigyeléssel, hogy a mikrobák száma és aktivitása a mélységgel csökken, ezért a biogén CO₂-produkció a felső szintekben magasabb (ZÁMBÓ 2001, DARABOS 1997).

Mindkét vizsgálat eredménye alapján elsősorban a mikrobaközösségek talajmélység szerinti elkülönülését figyeltük meg. *AGNELLI et al.* (2004) erdei talajban, vertikális profil mentén vizsgálta az egyes talajsintek mikrobaközösségeit. A mikrobiális biomassza C, az alaprespiráció, valamint a C/N értéke egyaránt a mélységgel csökkenő tendenciát mutatott. A legnagyobb alap és szubsztrát indukált respiráció, valamint biomassza C- és N-értékeket az Aggtelekről származó fekete rendzina talaj esetében mértük, ami azt valószínűsíti, hogy nemcsak a talaj mélysége, hanem típusa is befolyásolja azokat.

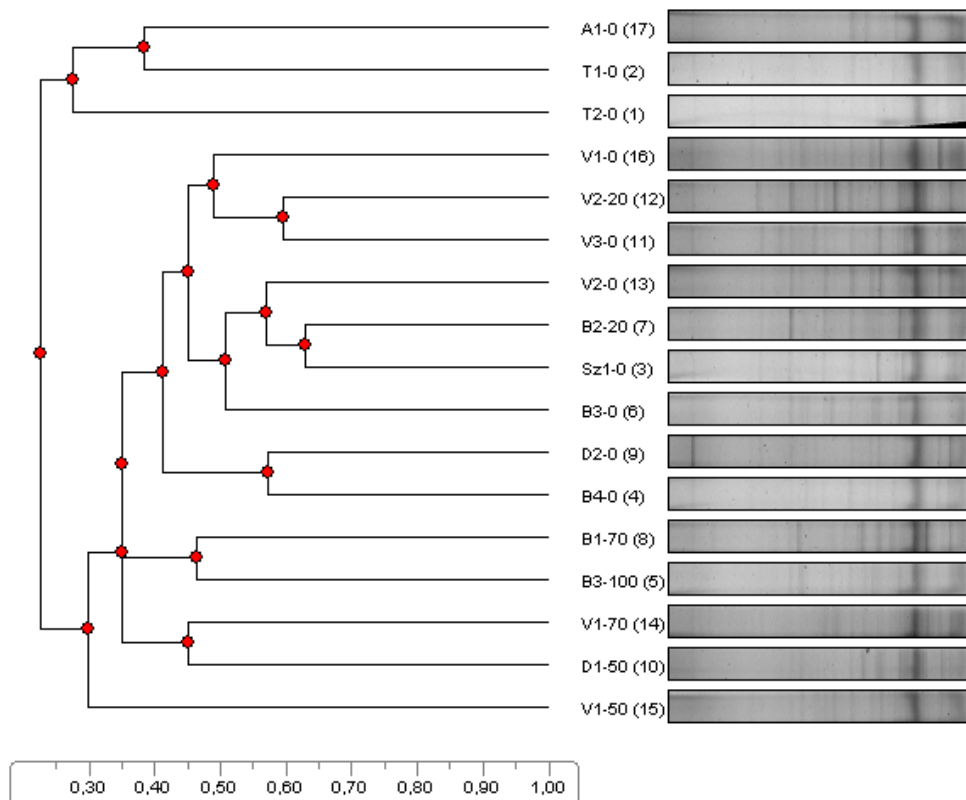


2. ábra Alaprespiráció (RESP) és szubsztrát indukált respiráció (SIR) értékek a 2009. őszi talajmintákban
 Fig. 2. Basic respiration (RESP) and substrate induced respiration (SIR) values in the soil samples of autumn 2009.

NAKATSU et al. (2000) Norvégiából és az Egyesült Államokból, mezőgazdasági területekről származó talajmintákon tesztelte a DGGE módszert. Két különböző Bacteria-specifikus primer-párt alkalmaztak, mindkét esetben nagyszámú (több száz) OTU-t lehetett elkülöníteni a DGGE profil alapján. A csíkok nagy száma minden sávban elmosódott mintázatot eredményezett. Mindebből arra következtettek, hogy a magas diverzitással jellemezhető környezeti minták esetén nincs lehetőség a közösségek közti különbségek kvantitatív elemzésére. A módszer, mint kezdő lépés, mégis jól alkalmazható a mikrobiális ökológiai kutatások során, amikor nagyszámú minta gyors, kvalitatív összehasonlítására van szükség. *IBEKWE et al.* (2002) és *MULLER et al.* (2001, 2002) is sikerrel alkalmazta a módszert talaj-mikrobaközösségek szerkezetében és diverzitásában különböző hatásokra (pl. mezőgazdasági kezelések, Hg-szennyezés) bekövetkező változások detektálására.

Az általunk vizsgált talajminták DGGE sávmintázata alapján szerkesztett UPGMA dendrogramon (3. ábra) a baktériumközösségek három hasonlósági csoportot alkottak. A gélcsíkokban megfigyelhető csíkok cse-

kély száma (5-16 db) és alacsony intenzitása alapján az A1/0 (fr), a T1/0 (fr) és T2/0 (br) talajminták mikrobaközösségei különültek el legjobban a többi-től, így feltételezhető, hogy a különböző talajtípusok eltérő baktériumközösségekkel jellemezhetőek. Az eredmények alapján feltételezhető, hogy a talaj szerves anyag tartalma szintén befolyással van a mikrobaközösségek összetételére. Erre a megállapításra jutott nehézfém-szennyezett mezőgazdasági talajok mikrobaközösségeinek vizsgálata során *KOZDRÓJ* (2001) is.

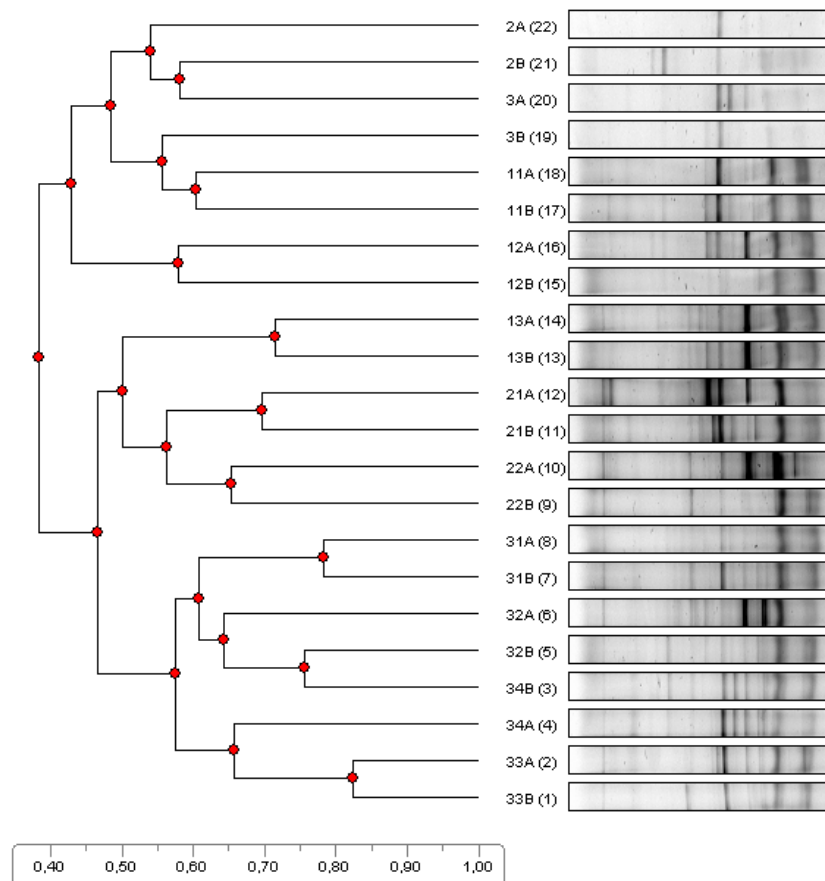


3. ábra A talajminták baktériumközösségeinek DGGE sávmintázata alapján szerkesztett UPGMA dendrogram
Fig. 3. UPGMA dendrogram edited according to the DGGE patterns of the soil samples' bacteria communities

A többi minta esetében sem a csíkok számában (16-27 db), sem pedig azok intenzitásában nem lehetett ilyen markáns elkülönülést megfigyelni, bár a felszíni és felszínközeli minták baktériumközösségei a mintázat típusa alapján kisebb mértékben elkülönültek az 50 cm-es és annál mélyebb minták baktériumközösségeitől. Hasonló eredményre jutott *AGNELLI et al.* (2004) is, aki erdei talaj mikrobaközösségeit DGGE módszerrel hasonlította össze egy vertikális talajprofil mentén. A vizsgálat komplex sávmintázatot eredményezett, mely alapján a baktériumok magas diverzitására lehetett

következtetni. A közösség szerkezet a mélységgel változott, a legnagyobb bakteriális diverzitás a talaj felső (A1 és A2) szintjeire volt jellemző. A csíkok intenzitásában megfigyelhető különbségeket a PCR torzításai is eredményezhették, ezért abból nem következtethetünk egyértelműen az egyes baktériumfajok abundancia viszonyaira.

A laboratóriumi esőszimulációs kísérletek során a sterilizált talajmintákkal végzett kontroll kísérletek esetében mikrobiológiai vizsgálatokra nem került sor. A nem sterilizált talajminták felhasználásakor az átszűrődött vízminták baktériumközösségeit DGGE mintázatuk alapján hasonlítottuk össze (4. ábra).



4. ábra A talajminták felhasználásával végzett laboratóriumi esőszimulációs kísérletek során átszűrődött vízminták baktériumközösségeinek DGGE sávmintázata alapján szerkesztett UPGMA dendrogram

Fig. 4. UPGMA dendrogram edited according to the DGGE patterns of the bacteria communities filtered from water samples in the course of the laboratory rainsimulation tests. The tests were made using the soil monolith samples.

Ugyanazon talajminták közvetlen (B) és mészkővel kiegészített (A) modellrendszereiben a vizsgálat 12 órás időtartama alatt a baktériumközös-

ségek szerkezetében nem lehetett különbségeket felfedezni. Erre utal, hogy a dendrogramon az azonos számjelzésű A és B minták rendszerint egymás mellé rendeződtek. A vizsgált minták két nagyobb csoportot képeztek, melyek közül az egyikbe a rendzina (2, 3, 11, 12), a másikba pedig a vörös-barna erdei talajok és vörös agyagok (13, 21, 22, 31, 32, 33, 34) baktériumközösségei kerültek, amiből arra következtethetünk, hogy az átszivárgó vízben megjelenő mikrobaközösségek összetételét elsősorban a talaj típusa befolyásolta.

A sterilizált és nem sterilizált talajokkal végzett karsztkorróziós kísérletekből származó vízminták kémiai elemzése nem eredményezett számottevő különbséget. A nem sterilizált talajtípusok karsztkorróziós hatásuk szempontjából az átszűrődött vízminták a mikrobiológiai vizsgálatok eredményeihez hasonlóan a kémiai analízis alapján is elkülönültek egymástól. Az oldott hidrogénkarbonát-tartalom egyértelműen a legcsekélyebb szerves anyagot tartalmazó, mélyebb szinteken elhelyezkedő vörösagyagoknál volt a legkisebb. A többrökből származó vörösagyagos üledékek humuszosabb felső szintjein átszivárgott vizek ugyanakkor a rendzinákhoz hasonló mértékű hidrogénkarbonát-tartalmat (karsztkorróziós hatást) mutattak.

Összefoglalás

Magyarország két jelentősen eltérő karsztos területéről, a Gömör-Tornai- és a Tapolcai karsztról származó 17 talajmintán végeztünk összehasonlító mikrobiológiai vizsgálatokat, karsztkorróziós hatásuk különbségeinek megismerése céljából.

Jellemzően a felszíni és felszín közeli mintákban mértük a nagyobb biomassza, valamint RESP és SIR értékeket, a mikrobák száma és aktivitása a mélységgel csökkent. Mivel a legnagyobb RESP, SIR, valamint biomassza C- és N- értékeket az Aggtelekről származó fekete rendzina talaj esetében mértük, valószínű, hogy a talaj típusa is befolyásolhatta ezen értékeket.

A talajminták DGGE sávmintázata alapján a baktériumközösségek elkülönülését elsősorban az adott mintavételi helyen előforduló talaj jellemzői (típus, szerves anyag tartalom) eredményezték, a talajminták mélység szerinti elkülönülése kisebb mértékű volt.

Az esőszimulációs kísérletek során átszűrődött vízminták baktériumközösségei DGGE sávmintázatuk alapján elsősorban a talaj típusa szerint rendeződtek két nagyobb csoportba. Az egyes talajtípusok elkülönültek a vízminták kémiai analízise (hidrogénkarbonát-tartalma) alapján is. Az elvégzett elemzések alapján az általunk vizsgált talajok és üledékek karsztkor-

róziós hatását a talaj típusa mellett annak mélysége és a humuszosodás mértéke egyaránt befolyásolja.

Eddigi vizsgálatainkat kiinduló lépésnek tekintjük. Eredményeink értelmezéséhez szükségesnek tartjuk a vizsgálatok megismétlését egy tavaszi és egy nyári mintavételt követően, amelyek alapján további következtetések vonhatók le a mikrobiális tevékenység szempontjából kulcsfontosságú szezonális változásokra vonatkozóan is.

IRODALOM

AGNELLI, A.-ASCHER, J.-CORTI, G.-CECCHERINI, M.T.-NANNIPIERI, P.-PIETRAMELLARA, G. (2004): Distribution of microbial communities in a forest soil profile investigated by microbial biomass, soil respiration and DGGE of total and extracellular DNA. - *Soil Biology & Biochemistry* 36. p. 859–868.

BECK, R.K.-BORGER, H. (1999): Soils and relief of the Aggtelek karst (NE Hungary): A Record of the ecological impact of paleoweathering effects and human activity. - in: Bárány I. Kevei-Gunn J. (eds): *Essays in the ecology and conservation of karst, Acta Geographica Tomus 36.* Szeged, p. 13-30.

DARABOS G. (1997): Mikroorganizmus-közösségek karsztkorróziós szerepének laboratóriumi vizsgálata az Aggteleki-karszt talajain. - Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.

ELLIS, R.J.-MORGAN, P.-WEIGHTMAN, A.J.-FRY, J.C. (2003): Cultivationdependent and-independent approaches for determining bacterial diversity in heavy-metal-contaminated soil. - *Appl. Environ. Microbiol.* 69. p. 3223– 3230.

GUNN, J. (1999): Karst catchment protection: The Cuilcagh Mountain Park initiative, county Fermanagh, Northern Ireland -. in: Bárány I. Kevei-Gunn J. (eds): *Essays in the ecology and conservation of karst, Acta Geographica Tomus 36.* Szeged, p.121-133.

HAMILTON-SMITH, E. (1999): Management for environmental and social sustainability at Jenolan caves, New South Wales, Australia. - in: Bárány I. Kevei-Gunn J. (eds): *Essays in the ecology and conservation of karst, Acta Geographica Tomus 36.* Szeged, p.144-152.

HEUER, H.-KRSEK, M.-BAKER, P.-SMALLA, K.-WELLINGTON, E.M.H. (1997): Analysis of actinomycetes communities by specific amplification of genes encoding 16S rRNA and gel-electrophoretic separation in denaturing gradients. - *Appl. Environ. Microbiol.* 63. p. 3233–3241.

- IBEKWE, A.M.-KENNEDY, A.C.-FROHNE, P.S.-PAPIERNIK, S.K.-YANG, C.H.- CROWLEY, D.E.* (2002): Microbial diversity along a transect of agronomic zones. - *FEMS Microbiol. Ecol.* 39. p.183–191.
- JOERGENSEN, R.G.* (1996): The fumigation-extraction method to estimate soil microbial biomass: calibration of the kEC value. - *Soil Biology and Biochemistry.* 28. p. 25–31.
- JOERGENSEN, R.G.-MUELLER, T.* (1996): The fumigation extraction method to estimate soil microbial biomass: calibration of the kEN value. - *Soil Biology and Biochemistry.* 28. p. 33–37.
- KEVEI, I.-ZÁMBÓ, L.* (1986): Study of relationship between bacteria activity in karstic soils and corrosion. - *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae.* 20-21. p. 325-333.
- KOWALCHUK G.A.-BODELIER, P.L.E.-HEILIG G.H.J.-STEPHEN J.R.-LAANBROEK, H.J.* (1998): Community analysis of ammonia-oxidising bacteria, in relation to oxygen availability in soils and root oxygenated sediments, using PCR, DGGE and oligonucleotide probe hybridisation. *FEMS Microbiol. Ecol.* 27 p. 339–350.
- KOZDRÒJ, J.-DIRK VAN ELSAS, J.* (2001): Structural diversity of microbial communities in arable soils of a heavily industrialised area determined by PCR-DGGE fingerprinting and FAME profiling. - *Applied Soil Ecology* 17. p. 31–42.
- LIAN, B.-CHEN, Y.-ZHU, L.-YANG, R.* (2008): Effect of Microbial Weathering on Carbonate Rocks. - *Earth Science Frontiers* 15(6) p. 90-99.
- MULLER, A.K.-WESTERGAARD, K.-CHRISTENSEN, S.-SORENSEN, S.J.* (2001): The effect of long-term mercury pollution on the soil microbial community. - *FEMS Microbiol. Ecol.* 36. p. 11–19.
- MULLER, A.K.-WESTERGAARD, K.-CHRISTENSEN, S.-SORENSEN, S.J.* (2002): The diversity and function of soil microbial communities exposed to different disturbances. - *Microb. Ecol.* 44. p. 49–58.
- MUYZER, G.-WAAL, E.C.D.-UITTERLINDEN, A.G.* (1993): Profiling of complex microbial populations by denaturing gradient gel electrophoresis analysis of polymerase chain reaction-amplified genes coding for 16S rRNA. - *Appl. Environ. Microbiol.* 59. p. 695-700.
- NAKATSU, C.H.-TORSVIK, V.-ØVREAS, L.* (2000): Soil Community Analysis Using DGGE of 16S rDNA Polymerase Chain Reaction Products. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64. p. 1382–1388.
- ØVREAS, L.-JENSEN, S.-DAAE, F.L.-TORSVIK, V.* (1998): Microbial community changes in a perturbed agricultural soil investigated by molecular and physiological approaches. - *Appl. Environ. Microbiol.* 64. p. 2739–2742.

- PACE, N.R.* (1997): A molecular view of microbial diversity and the biosphere. - *Science* 276. p. 734-740.
- PACE, N.R.* (1999): Microbial ecology and diversity. - *ASM News* 65. p. 328-333.
- SZILI-KOVÁCS, T.* (2004): Szubsztrát indukált resziráció a talajban. - *Agrokémia és Talajtan* 53. p. 195-214.
- SZILI-KOVÁCS, T.-TÓTH, J.A.* (2006): A talaj mikrobiális biomassza meghatározása kloroform fumigációs módszerrel. - *Agrokémia és Talajtan* 55. p. 515-530.
- SZILI-KOVÁCS, T.-TÖRÖK, K.* (2005): Szénforráskezelés hatása a talaj mikrobiális aktivitására és biomasszájára felhagyott homoki szántókon. - *Agrokémia és Talajtan* 54. p. 149-162.
- SZILI-KOVÁCS, T.-ZSUPOSNÉ OLÁH, Á.-KÁTAI, J.-VILLÁNYI, I.-TAKÁCS, T.* (2009): Talajbiológiai és talajkémiai változók közötti összefüggések néhány tartamkísérlet talajában. - *Agrokémia és Talajtan* 58. p. 309-324.
- TORSVIK, V.J. GOKSOYR-F. L. DAAE.* (1990): High diversity in DNA of soil bacteria. - *Appl. Environ. Microbiol.* 56. p. 782-787.
- W. LI-L. J. YU-D. X. YUAN-H. B. XU-Y. YANG* (2004): Bacteria biomass and carbonic anhydrase activity in some karst areas of Southwest China. - *Journal of Asian Earth Sciences* 24. p. 145-152.
- ZÁMBÓ, L.* (1998): The experimental examination of microbial origin corrosion aggressivity of karst soils. - *Acta Carsologica* XXVII/1, 16.
- ZÁMBÓ, L.* (2001): A mikrobiális talajhatás morfológiai jelentősége a karsztosodásban. - Földrajzi konferencián elhangzott előadás, Szeged.

BÜKKI KARSZTOS TERÜLETEK MONITORING RENDSZERÉ- NEK VIZSGÁLATA AZ EU VÍZ KERET IRÁNYELV ALAPJÁN

DARABOS ENIKŐ

Miskolci Egyetem, 3515, Miskolc, Egyetemváros
darabos_eniko@hotmail.com

Abstract: Today continuous monitoring is taking place at 34 locations in wells, monitoring wells, and boreholes, using electric DATAQUA measuring and recording devices. Data has been collected since 1992 appraising it is today's most important task. The Bükk Karst Water Monitoring System and analysis of the data play key role at the water supply of Bükk area and Miskolc and hereby at the operation of waterworks of Miskolc and the surrounding area. The system is being operated by Hydrogeology and Engineergeology Institute of University of Miskolc. According to my knowledge the EU Water Framework Directive is baseline expectation in Hungary and in all members of EU. This is why I will examine the system from the point of these directives. The main respects of the examination will be the following: is the 34 measuring point enough and is their position suitable for the directives? In the case if installation of further measuring points is required, I will make suggestions of their place, measured parameters and measuring frequency.

Bevezetés

Az Európai Közösség a múlt század hetvenes éveinek közepétől a vizeket védő jogszabályok sorozatát léptette hatályba, a vizek állapota azonban nem javult a kívánt mértékben, sőt egyes esetekben tovább romlott. Ezért a kilencvenes évek elején elkezdték keresni, hogyan lehetne jó állapotba hozni az európai vizeket. A kilencvenes évek közepére megszületett az Európai Unió új Víz Politikája és ennek végrehajtásához - közel öt évig tartó viták során - kidolgozták és 2000. december 22-én hatályba léptették a Víz Keret-irányelvet. [2000/60 (X.23) EK IRÁNYELV]

Fontos megemlíteni, hogy hazánk régóta foglalkozik a területi vízgazdálkodással. „A víz ellen és a vízért egyaránt folytatott évszázados küzdelemből következik, hogy Magyarországon a hidrológia tudományának és a vízgazdálkodásnak nagy múltja van. Országunk természeti feltételeiből és korábbi gazdasági körülményeiből, túlnyomóan agrárjellegéből adódik, hogy kezdetben a vízgazdálkodás főleg a városrendezésre, a vizek kártételeinek elhárítására szorítkozott. A távlati tervezés első csíráját jelentette az 1908-ban elkészült, a folyók szükséges szabályozási munkáinak 20 éves programja. Ez volt az első hosszabb időre szóló munkaterv, azonban még kifejezetten szakigazgatási jelleggel. 1929-ben állították össze az új viszonyoknak megfelelően a 15 évre terjedő vízi beruházási programot. Ez volt

Magyarország második vízgazdálkodási távlati terve. A mai értelemben vett átfogó vízgazdálkodási távlati terv előkészítése 1952-ben kezdődött meg az Országos Vízgazdálkodási Keretterv vázlat kidolgozásával, amely az Országos Tervhivatal, a vízgazdálkodási szempontból súlyponti minisztériumok direktívái alapján, a Magyar Tudományos Akadémia elvi irányítása mellett számos intézmény és szakértő bevonásával készült a Vízerőmű Tervező Irodában. Ezt a vázlatot 1954. április 30-án azzal a célkitűzéssel adták közre, hogy az előirányzott munka fejlessze tovább az addig elért eredményeket, számolja fel az elmaradást és nagy lépéssel vigye előre vizeink hasznosítását – ez volt a harmadik vízgazdálkodási távlati terv hazánkban.” [OVF Vízügyi Tervező Vállalat, 1965]

Az utóbbi évtizedekben előtérbe került - így az Európai Unió Víz Keretirányelvében is megfogalmazták - a határon átnyúló felszíni víztesteken kívül, a határon átnyúló felszín alatti víztestek fogalma is. Ily módon a komplex hidrológiai mérőrendszerek jelentősége rendkívüli mértékben megerősödött. A hidrológiai mérőrendszerek vízminőségi adatok vizsgálatával is kibővültek, ill. egyre fontosabbá váltak. Ezek a mérőrendszerek nem maradhattak meg a nemzeti szintek keretei között, mivel sok vízgyűjtő terület politikai határokkal osztott és a vízminőség kérdése számos nemzetközi konfliktus kiinduló pontjává vált.

Emellett napjainkban a vízföldtani kutatások kapcsán hazánkban és nemzetközi szinten is egyre nagyobb szerepet játszanak a monitoring rendszerek. Ezek célja a víz hidrológiai körforgásának vizsgálata, a jellemző paraméterek számszerűsítése annak érdekében, hogy az emberekre bármilyen formában veszélyt jelentő havária helyzetek megelőzhetőek, elkerülhetőek legyenek, ill. azért, hogy a jelentkező vízigények kielégíthetőségéről tájékozódni tudjunk. A különböző vízföldtani monitoring vizsgálatok során nyilvánvaló, hogy nagyon fontosak a nemzetközi kapcsolatok, ill. az, hogy a különböző országok rendszerei egymással összehasonlíthatóak, az adatok hozzáférhetőek és kompatibilisek legyenek (LÉNÁRT 2008).

Mára már elkészült hazánk első vízgyűjtő-gazdálkodási terve, amely természetesen egy országos, átfogó dokumentum a Duna-vízgyűjtő magyarországi részéről, viszont ennek az elkészítéséhez regionális, helyi adatokat kellett felhasználni, és az itt élő emberek és a környezet érdekeit kellett szem előtt tartani. Szintén fontos szempont kellett legyen az, hogy a hazánkban már meglévő, működő monitoring helyeket minél nagyobb számban építhessük be az EU-s rendszerbe, esetleg a már meglévő elemeket fejlesszük, bővítsük, hiszen ez így gazdaságos és ésszerű.

Az általam jelen dolgozatban vizsgált Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) működtetését a Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-

Mérnökgeológiai Intézeti Tanszéke végzi. Mivel az EU-VKI végrehajtása egy átfogó, fontos feladat, tanszékünknek a rendszer működtetése, esetleges bővítése esetén mindenképpen figyelembe kell vennie az ide vonatkozó előírásokat. Mindemellett természetesen ez visszafelé is igaz, mivel a méréseink a Keretirányelv bevezetésétől sokkal hamarabb elkezdődtek, a döntéshozóknak lehetőségük van figyelembe venni a részünkről rendelkezésükre bocsátható adatokat, ill. a már meglévő mérőhelyeket is. Ehhez nagyon fontos az EU-VKI ide vonatkozó részeinek ismerete és figyelembe vétele, ill. a már meglévő megfigyelő állomásaink és adataink helyének meghatározása ebben a rendszerben.

A Bükk monitoring rendszere

A Földön Európa a "*legkarsztosabb földrész*" 1,4 millió km²-rel. Ebből 0,5 millió km² hegység, 0,9 millió km² karszttábla. Ezen belül az orogén keletkezésű területek zöme a Földközi-tenger környékére esik (Pireneusok, Alpok, Dinaridák, Appeninek). Ez az európai szárazföldi területek 13 %-a. Magyarország az Alpok, Dinaridák és Kárpátok gyűrűjén belül van, de azokhoz genetikailag és felépítésüket tekintve szervesen kapcsolódik. Hazánkban a nyíltkarsztok mennyisége 1.350 km², az ország területének 1,45 %-a. (Az országban a törmelékes üledékekkel fedett karsztok nagysága kb. 30.000 km², ennek a termálkarsztvíz kitermelhetősége miatt van közvetlen és fontos szerepe.)

Magyarországon a karsztvíz felhasználása mindig is alapvető jelentőségű volt és ma is rendkívül fontos a vízhasználók között, bár szerepe megváltozott. A karsztforrások vizének könnyű befoglalási lehetősége, a bányákból emelt karsztvíz részleges vagy teljes felhasználása miatt az 1980-as évek végén még Magyarország felszín alatti eredetű, társadalmi célú vízhasználatának kb. a 29-31 %-a volt a karsztvíz. Ennek nagyobbik része a hideg (10 °C körüli) vagy langyos (30 °C alatti) karsztvízből tevődött össze. Mára a felszín alatti vizekből történő víztermelés (vízfelhasználás) a jelentős társadalmi változások miatt jelentősen visszaesett. Ezen belül a legjelentősebb mértékben a karsztvíz felhasználása esett vissza, jelenleg az ország felszín alatti vízfogyasztásának a 14-16 %-a származik karsztvízből. Arányaiban viszont jelentősen emelkedett a langyos és a kutakon keresztül a felszínre emelt meleg (30 °C fölötti hőmérsékletű) karsztvíz aránya, melyet csaknem kivétel nélkül fürdősi vagy gyógyászati célokra használnak fel. (A Bükk-térségben Miskolc, Mezőkövesd, Bogács, Demjén, Eger és Egerszalók.)

A Bükk hegység döntő mértékben hideg karsztvizet tartalmaz, de mivel a karsztos kőzetei közvetlen kapcsolatban vannak a törmelékes kőzettekkel eltemetett karsztos kőzettekkel, ezért a Bükk-térségben egységes hideg-meleg karsztrendszerrel lehet beszélni. (Ennek a kapcsolatnak a maximális figyelembevételével a karsztvíz minőségének és mennyiségének, vízszintjének megóvásakor rendkívül nagy jelentőséggel bír.)

A Bükk-térség karsztvíz-felhasználása az országos tendenciának megfelelően erőteljesen csökken. A Bükkből Miskolc termeli a legtöbb karsztvizet. Ebből a legtöbbet ivóvíz-ellátásra fordítanak, de igen jelentős a fürdési célú felhasználás is.

A hosszú távú, biztonságos termálkarsztvíz termelés érdekében feltétlenül szükség lenne az egész Bükk-térségre – de minimálisan Miskolc térségére – vonatkozó, a hideg és a meleg komponensekre egyaránt és egyszerre kiterjedő karsztvíz-háztartás vizsgálatra. (Erre azért is szükség lenne, mivel az eddigi felhasználásokon túlmenően szóba került a térségben az energetikai célú vízhasználat is.)

Az elmúlt évtizedek folyamatos, de anyagi okok miatt soha nem teljes értékű karszthidrogeológiai vizsgálatai azt mutatják, hogy mára a csapadékból történő utánpótlódás és a termelés nagyjából egyensúlyba került a kb. két-három évtizedes, az utánpótlást meghaladó túltermelés után. (Ez a helyzet a termelés jelentős mértékű csökkenése mellett döntően az igen jelentősen csapadékosabb időjárásnak tudható be. 1981-1991 között a Bükkben Jávorkúton 698 mm volt az átlagos évi csapadék mennyisége, 1992-2000 között 845 mm, 2001-2005 között pedig 1043 mm. A 2010-es év pedig mint tudjuk önmagában is rekordokat döntött meg a lehullott csapadék szempontjából.)

Jó és célszerű lenne ezt az egyensúlyi helyzetet fenntartani, mert ez esetben a Bükk-térségben a kielégítő mértékű társadalmi célú víztermelés mellett kellő mértékű ökológiai célú vízkészletek maradnának a természeti értékeink számára is. (Ez a természetvédelem és a víztermelés jelentős mértékű érdekellentétét könnyen kezelhető mértékűre csökkentené.) Mert azt nem szabad elfelejteni, hogy bár ma technikai okok miatt külön vesszük számba a társadalmi és ökológiai vízkészleteket (vízfelhasználásokat), valójában az ökológiai célú vízfelhasználás is a társadalom érdekébe történő felhasználást jelent (LÉNÁRT 2006a).

E rövid helyzetértékelésből is láthatjuk, hogy bár a karsztvíz felhasználás csökkenő tendenciát mutat, mennyisége viszont még ma is jelentős, ezért nagyon fontos a folyamatos megfigyelés, a készletek mennyiségi és minőségi változásainak nyomon követése.

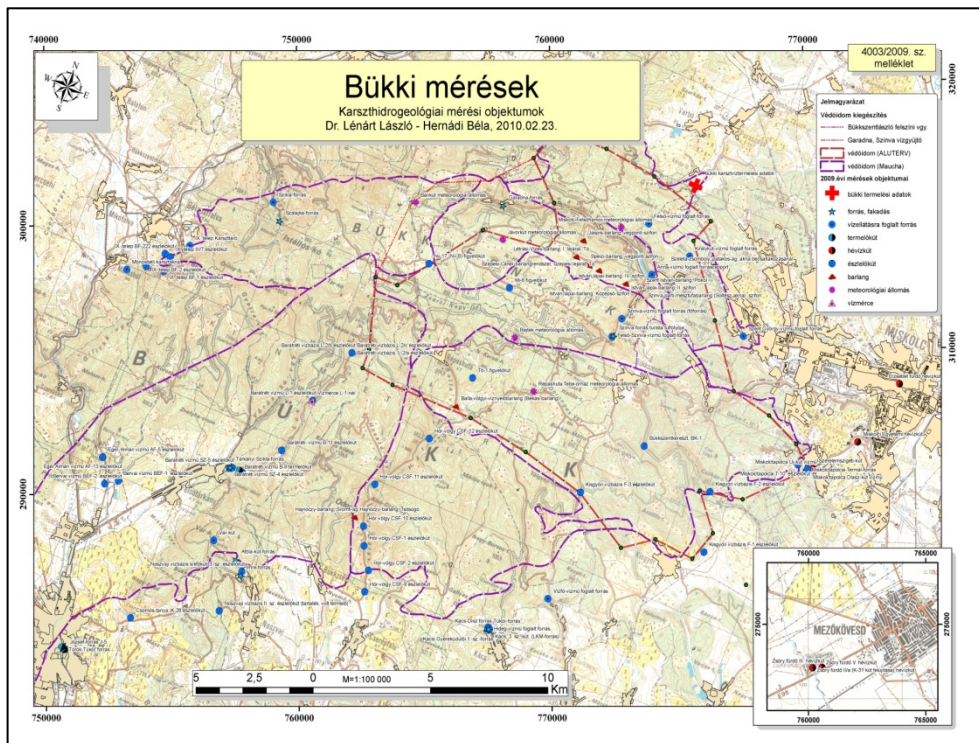
Kezdetnek tekintsük át a Bükk hegység területén jelenleg működő monitoring rendszert (rendszereket), ill. az EU-VKI ide vonatkozó részeit.

Pillanatnyilag a Bükk hegységre, ill. a miskolctapolcai vízkivételi helyre vonatkozóan több megfigyelő rendszer létezik egymás mellett, egymástól kevésbé pontos elkülöníthetőséggel. Ezek egyszerűsítve a következők:

- A Miskolctapolcai Hidegvízmű „*hálózati vízminőségi monitoring*”, mely keretében a bejövő és a kiadott víz minőségi vizsgálatát végzi a MIVÍZ Kft.
- A Miskolctapolcai Hidegvízmű „*Miskolctapolcai vízgyűjtő vízminőségi monitoring*”, amely a szennyezett víz időbeni felismerését (a rendszerből való kizárását) szolgálja.
- A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer – BKÉR – , mint mennyiségi monitoring (vízszint, vízhőmérséklet, részben víz vezető-képesség mérésre), mely hozzávetőlegesen 50 elemből áll. A mérőhelyek száma időről időre változik, mivel az anyagi források nem mindig engedik az összes lehetséges mérőhely működtetését, ill. bizonyos típusú és kellő számú mérés után az állomások száma csökkenthető. Ehhez a rendszerhez tartoznak diagnosztikai mérések is, pl. Bélapátfalván, Egerben és Miskolcon.
- GVOP-Vimore tervezett monitoring (mely részben már megvalósult). Ez a BKÉR elemeire épül, viszont kiegészül barlangi és külszíni mérőhelyekkel
- EU monitoring: a Víz Keretirányelv (VKI) írja elő, kialakítását az illetékes vízügyi szervezetek végzik (LÉNÁRT 2007).

Vízföldtani monitoringok esetében az adatgyűjtés (információ gyűjtése) lényegében a hidrológiai körfolyamat pillanatnyi állapotának megismerése érdekében történik, az ember vízigényének kielégítése, vagy a víz kártételeinek elkerülése érdekében (LÉNÁRT 2006b).

A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer felépítéséről, a mért adatokról azt érdemes tudnunk, hogy az első vízszint észlelő műszerek telepítése 1992-ben történt, jelenleg a bükki karszt területén összesen 34 helyen – kutakban, megfigyelő kutakban és forrásokban – regisztrálják folyamatosan a vízszint, esetleg a vízhőmérséklet és a vezetőképesség értékeit, elektronikus DATAQUA típus berendezésekkel, a mérőhelyek az *1. ábrán* láthatóak. A bekarikázott megfigyelő helyek a Böcker Tivadar által 1983-ban tervezett és kivitelezett kutak, melyek a rendszer alapjait szolgáltatták. Az imént már említett VIMORE nevű pályázat keretében 2005 novemberétől folyamatosan telepítettek barlangi mérőhelyeket is.



I. ábra: Hidrogeológiai megfigyelő helyek a Bükk hegység területén
(Lénárt- Hernádi, 2010)

Fig. 1.: Hydrological measuring stations in the Bükk Mountains, Hungary (Lénárt-Hernádi, 2010)

Az elektronikus vízszint (s), vízhőmérséklet (T), vezetőképesség (ρ) és radon (R_n) méréseket folyamatosan mérő és rögzítő mérőműszerekkel végzik. A mérési gyakoriság zömében 15-60 perc, de elvétve előfordult 10, ill. 240 perces gyakoriságú mérés is (DARABOS-LÉNÁRT 2008). A monitoring rendszer szerves részét képezi a csapadék adatok regisztrálása, melyre több lehetőségünk is adódik. A GVOP VIMORE projekten belül a meteorológiai monitoring és értékelő rendszer alapvetően több részből tevődik össze. A hosszabb távú, de nem nagy időbeli felbontású csapadéértékelésekhez, jól használható havi csapadékösszeg adatok álltak/állnak rendelkezésre. Ezek az adatok az Országos Meteorológiai Szolgálat havi jelentő állomásainak Vízrajzi Évkönyvekben fellelhető adatai voltak. A nagyobb felbontású értékelésekhez részben az Országos Meteorológiai Szolgálat, részben az Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság napi csapadékjelentő állomásainak adatait használják, ill. a BKÉR keretében üzemeltetett csapadékmérő állomás (Répáshuta). Ezen állomások nagy része telefonon naponta adatot szolgáltat, míg kisebbik részük havonta jelenti ezeket. Saját

vizsgálatainkhoz a jávorkúti erdészház udvarán található automata-távjelző meteorológiai állomás adatait használjuk leggyakrabban, mivel ezek a Bükk hegység egészét nagyon jól jellemzik (LÉNÁRT 2006b).

A Víz Keretirányelv ide vonatkozó részei

A Víz Keretirányelv előírásai szerint az Európai Unió tagállamaiban 2015-ig jó állapotba kell hozni minden olyan felszíni és felszín alatti vizet, amelyek esetén ez egyáltalán lehetséges és fenntarthatóvá kell tenni a jó állapotot. [2000/60 (X.23) EK IRÁNYELV]

„A VKI monitoring olyan rendszeres mintavételi, mérési, vizsgálati, észlelési tevékenységet jelent, mely a felszíni és felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi állapotának megállapítását, jellemzését, illetve az állapot rövid és hosszú távú változásának leírását lehetővé teszi.

A felszín alatti vizeknél a programok a kémiai és a mennyiségi állapot megfigyelését célozzák meg.” [KvVM, 2010] Ennek megvalósíthatósága érdekében jött létre a 30/2004. (XII. 30.) KvVM rendelet a felszín alatti vizek vizsgálatának egyes szabályairól, amely egyértelműen szabályozza a víztest állapotának értékelési és minősítési szempontjait. Ezen szempontok közül szeretnék néhányat említeni:

- A víztestek állapot értékelésének és minősítésének célja a romló tendenciák kellő időben történő felismerése, a veszélyeztetett helyzetű felszín alatti víztestek azonosítása.
- A mennyiségi állapotértékelés során - szükség szerint - el kell végezni a következő tesztek, és vizsgálni kell a külön jogszabály szerinti vízgyűjtő-gazdálkodási tervbe foglalt igénybevételi határértékek és az igénybevétel viszonyát:
 - vízmérleg teszt (az utánpótlódás és az igénybevétel viszonyának vizsgálata),
 - felszíni víz teszt (a felszín alatti víztest mennyiségi viszonyainak a kapcsolódó felszíni víztestre gyakorolt hatásának vizsgálata),
 - ökoszisztéma teszt (a felszín alatti víztest mennyiségi viszonyainak a szárazföldi ökoszisztémára gyakorolt hatásának értékelését szolgáló teszt),
 - vízáramlás változás teszt (sós vagy egyéb, a felszín alatti víztestre jellemző vízminőségtől eltérő minőségű víz beáramlását vizsgáló teszt).
- A minőségi állapotértékelés során - szükség szerint - el kell végezni a következő tesztek:
 - általános vízminőségi teszt (a szennyezettség térbeli kiterjedésének vizsgálata)

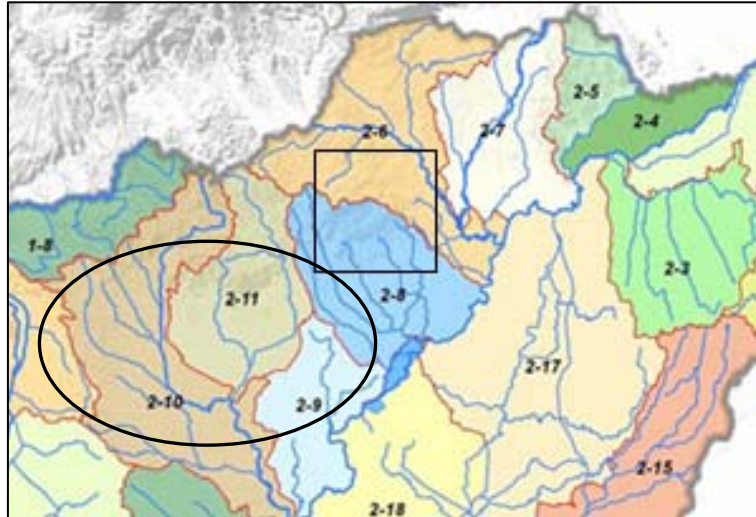
- felszíni víz teszt (a felszín alatti víztest szennyezettségéből adódóan a kapcsolódó felszíni víztest állapotára gyakorolt hatás vizsgálata),
- ökoszisztéma teszt (a felszín alatti víztest szennyezettségének a szárazföldi ökoszisztémára gyakorolt hatásának értékelését szolgáló teszt),
- ivóvíz teszt (a felszín alatti víztest szennyezettségének az ivóvízellátás biztonságára gyakorolt hatásának vizsgálata),
- hőmérséklet teszt (a hőmérsékleti viszonyok változásának vizsgálata).
- A kémiai állapotértékelés kiterjed a vezetőképesség és a szennyezőanyagok koncentrációinak vizsgálatára.

Ezen vizsgálatok alapján a víztest jó vagy gyenge minősítést kaphat. A fent említett vizsgálati szempontok alapján a Bükki karszt területe is minősítésre került több kisebb egységben, mivel a területet nem a hegység, hanem a felszíni vízfolyások szempontjából tagolták. Az átfogó területi vizsgálatok alapján készült az *I. táblázat*, amely szerint a Bükk hegység területén lévő felszín alatti víztestek mindegyike jó minősítést kapott, a *2. ábrán* a Bükk hegység területét érintő alegységeket láthatjuk, négyzettel jelölve a Bükk keleti és nyugati karszt, ellipszissel jelölve a Bükki termálkarszt területe. (DARABOS 2010)

*I. táblázat
Table I.*

*A Bükk hegység területét érintő konkrét intézkedések és célkitűzések
Concrete acts and targets bear on the territory of the Bükk-mountains*

| Érintett alegységek | A víztest neve | A víztest típusa | A víztest mennyiségi állapota | A víztest kémiai állapota | Felszín alatti víztől függő ökoszisztéma / és állapota | Környezeti célkitűzés |
|----------------------------|------------------------|-------------------|-------------------------------|---------------------------|--|---------------------------|
| 2-8, | Bükk - Tisza-vízgyűjtő | sekély hegyvidéki | jó | jó | van / na. | a jó állapot fenntartandó |
| 2-8, | Bükk - Tisza-vízgyűjtő | hegyvidéki | jó | jó | van / na. | a jó állapot fenntartandó |
| 2-8, | Bükk nyugati karszt | karszt | jó | jó | van / na. | a jó állapot fenntartandó |
| 2-6, 2-8 | Bükk keleti karszt | karszt | jó | jó | van / na. | a jó állapot fenntartandó |
| 2-6, 2-8, 2-9, 2-10, 2-11, | Bükki termálkarszt | termál karszt | jó | jó | van / na. | a jó állapot fenntartandó |



2. ábra: A Bükk hegység területét érintő alegységek
 Fig. 2.: Subunits on the territory of the Bükk-mountains

Eredmények

A bükki karsztvíz ivóvízként való felhasználása miatt az EU-VKI életbelépésétől sokkal hamarabb megfogalmazódott az az igény, hogy a mennyiségi és minőségi paramétereket megfigyeljük, folyamatosan regisztráljuk azért, hogy az embereknek minden tekintetben megfelelő ivóvizet tudjunk biztosítani. Így a Bükk esetén már egy meglévő rendszert kellett csupán úgy kiegészíteni, hogy az emberi igények mellett a környezeti szempontok is kellő képpen előtérbe kerüljenek. Itt viszont fontos megemlíteni, hogy a Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszékének ez előtt is egyik igen fontos kutatási területe volt a Bükk ökológiai víz igényének vizsgálata.

A következő jelentős lépés az volt, amikor 2000. október 23-án Magyarországon is jogerőre emelkedett az EU Víz Keretirányelve, amely az egyes tagországok számára előírja a felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi monitoringjának kialakítását, ezáltal e rendelet az általunk üzemeltetett monitoring rendszerre is hatással volt, ill. van.

Az irányelv kiemelten támogatja a komplex - a vizsgált terület minden lényeges paraméterét megfigyelő – mérőhálózatokat. Ezek kontrolálása érdekében az ország területét, a felszíni vizek vízgyűjtő területei alapján alegységekre osztották (2. ábra). Ezáltal viszont – vízföldtani szempontból szerencsétlen módon - a Bükk hegység területe 2, ill. a termálkarsztos területet is feltétlenül figyelembe véve 5 különböző alegységbe került: a 2-6.

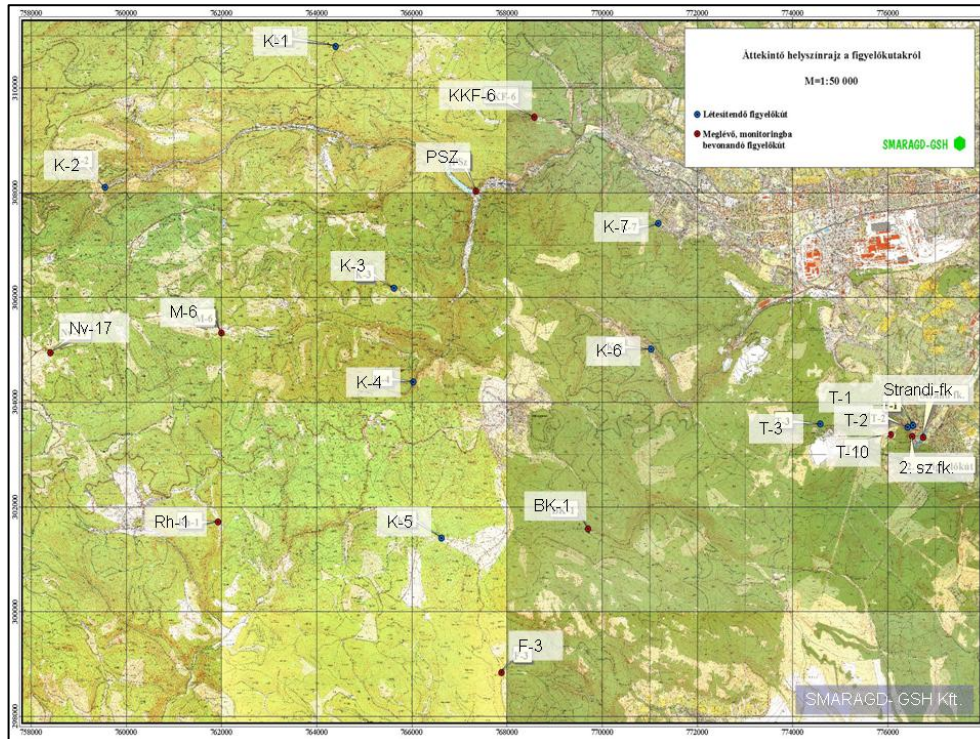
Sajó a Bódvával, ill. 2-8. A Bükk és a Borsodi-Mezőség, 2-9. Hevesi-sík, 2-10. Zagyva vízgyűjtő, 2-11. Tarna vízgyűjtő. Az alegységekre bontás a hegység szempontjából azért előnytelen, mert a hideg vizes és a termálkarsztos területeken található felszín alatti vizeket hidrogeológiai szempontból csak együtt, a kapcsolatok figyelembe vételével érdemes vizsgálni.

Mivel az EU-s monitoring fő célja a mennyiségi megfigyelés mellett a kémiai állapot ellenőrzése, meg kellett vizsgálni a már meglévő állomásokat ebből a két szempontból.

Megállapítható, hogy rendszerünk a két monitoring szempont közül a mennyiségi megfigyelésre előírt kritériumokat kielégíti ugyan, de a területi lefedettség növelése érdekében további kutak létesítése szükséges lehet. A másik szempontot, a kémiai paramétereket tekintve az előírt vizsgálatokat, a vizet használó vízműveknek szintén el kell végezniük az ivóvíz jó minőségének biztosíthatósága érdekében. A különböző forrásoknál, ivóvíz kivételi pontokon folyamatosan mérik pl. a zavarosság, UV, vezetőképesség, pH, hőmérséklet, szabad klór és a vízmennyiség (m^3/h) értékeit.

A területen jelenleg már működő (a fenti 5 csoportba sorolható) monitoring rendszer tehát csupán az elvárt minimális feltételeket teljesíti, továbbá elsősorban mennyiségi megfigyelést tesz lehetővé. Mindezek mellett - nem feltétlenül csak az EU-s előírások miatt – sokkal inkább a karsztvíz bázis sérülékenységére tekintettel Miskolcnak saját érdeke a monitoring rendszer fejlesztése, megfelelő kialakítása.

Ezért került kiírásra a „*Miskolc Város üzemelő sérülékeny karsztos vízbázisának diagnosztikai építési és tervezői feladatai*” című pályázat, melynek célja a vízminőségi és vízháztartási folyamatok ellenőrzése és prognózisa, új észlelőhálózat kialakítása, ill. a régi felújítása, vízrajzi mérőműtárgyak, regisztráló műszerek elhelyezése. Továbbá a földtani, vízföldtani geokémiai, geofizikai és biológiai vizsgálatok elvégzése, archív adatokkal való összehasonlítása. Ennek során 10 régi kút kerül felújításra és 10 új kút kerül kialakításra. Lehetőség lesz a túlfolyó vizek mérésére, melynek a vízkészletek meghatározásában van nagy szerepe. Az így kialakítani kívánt diagnosztikai rendszer a Bükk teljes területét megfelelő kútsűrűséggel fedi le, ezáltal biztosítva nagyobb biztonságot (3. ábra).



3. ábra: Áttekintő helyszínrajz a figyelő kutakról (Smaragd GSH)
 Figure 3.: overview map of the monitoring wells

Magyarország vízgyűjtő-gazdálkodási tervének készítése közben bebizonyosodott, hogy az EU által előírt vizsgálati szempontok alapján a Bükk térségében a vizek jó mennyiségi és minőségi állapota már megvalósult, így további feladatként a már meglévő, jó állapotnak a fenntartását kell biztosítani, a monitoring rendszernek pedig a továbbiakban ennek az ellenőrzését kell szolgálnia.

IRODALOM

- DARABOS E.–LÉNÁRT L. (2008): Csapadék és karsztvízszintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006. évi bükki karsztárvíz elemzése során, - Karsztfelődés XIII., Szombathely, Természetföldrajzi Tanszék, p. 43-60
- DARABOS E. (2010): A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer az Eu víz keretirányelv tükrében, - VI. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Nyíregyháza, p. 337-342.

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

LÉNÁRT L. (2006b): Környezet Informatikai Tankönyv, - Kézirat, 3.1-3 fejezet, p. 1-72, Miskolc

LÉNÁRT L. (2007): (Témavezető) A miskolci karsztforrások monitoring rendszere, - Kézirat, p. 5-10, Miskolc

LÉNÁRT L. (2008): A Bükkben keletkezett kitermelhető hideg karsztvíz-készlet folyamatos meghatározásának módszere XVIII., p. 34-60, Miskolc

- OVF (Országos Vízügyi Főigazgatóság) Vízügyi Tervező Vállalat, (1965): Észak-Magyarország vízgazdálkodási keretterve, I. kötet, - Kézirat, p. 1-30, 385-397, Budapest

-KÖRNYEZETVÉDELMI ÉS VÍZÜGYI MINISZTERIUM, (2010. február): Magyarország Vízyűjtő-gazdálkodási terve, A 2009. december 22-én készített „A Duna-vízyűjtő magyarországi része „Vízgyűjtő - Gazdálkodási Terv” dokumentumának összefoglaló, rövidített változata, p. 15-32, Budapest

-2000/60/EC, 2000/60 (X.23) EK irányelv, p. 10-26, Budapest

VÍZÁGAS VÁLYÚKARROK FEJLŐDÉSI TÍPUSAI

VERESS MÁRTON¹-PÉNTÉK KÁLMÁN²-ZENTAI ZOLTÁN¹-
MITRE ZOLTÁN²

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

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

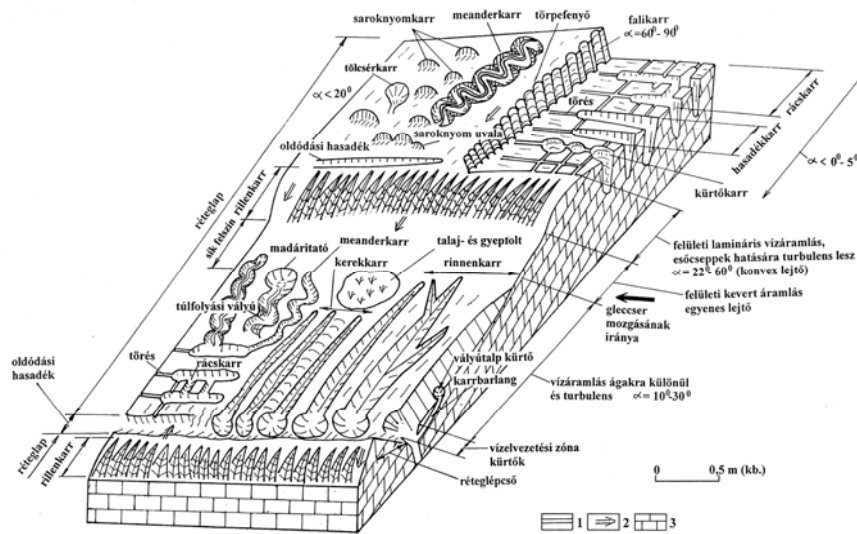
Abstract: In this study we investigate the development of mainly type B channels of karren networks which occur on bare slopes with small angles. The type B channels have tributary channels and they have great catchment area. We present functional relationships between the distance (d) from the upper margin of the slope and the cross-sectional area (F_0) and the shape (f_0) of the channel. The cross-section of the channel may be calculated if the width of the channel is produced by the depth of the channel. The shape of the channel can be created if the width of the channel is divided by the depth of the channel. The measurements took place in the Totes Gebirge (the research area is found in the bottom of a former glacier valley near the Tragl peak). We measured the width and depth of karren network channels along profiles. The profiles were 1 meter distance from each other. We established that F_0 increases and f_0 decreases as a function of d and A . The slope of the linear functions of the main B type channel of various channel systems is different for each networks. According to the analysis of the functions and the morphological maps of the channel networks, the increase of F_0 as well as the decrease of f_0 depend on the discharge of the rivulet (which itself depends on the size of the catchment area), on the discharge variations in time, on the channel network pattern (which itself depends on the number of type B tributaries; as well as their locations and sizes), and on the quantity of soil in the channels. Different type solutions occur in the area of the main channels. Namely, the solution may originate from the water of the rivulet which flows in the main channel, but also from the water of the rivulet of type B tributary channel or from subsoil solution, too. Type B tributary channels formed on the catchment area of channel networks exert an increasing control on the development of the main type B channels.

1. Bevezetés

E tanulmányban csupasz, kis dőlésű lejtők vályúrendszerei fő B típusú vályúinak fejlődését vizsgáljuk. Úgy, hogy a lejtő felső peremétől számított távolság, a vályú vízgyűjtője, valamint a keresztmetszet terület és alak között keresünk függvénykapcsolatot. A függvények és a vályúrendszerek morfológiai térképeinek elemzésével következtetünk a fő B típusú vályúk különböző részein fellépő oldódás eredetére.

A rinnenkarrok (vályúkarrok) lejtésirányú, lefolyástalan, zárt csatornák. Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm, míg hosszuk néhány-szor 10 m lehet (1. ábra). A rinnenkarrok vízáramlás során jönnek létre a lejtő vízágai alatt (BÖGLI 1960, 1976, TRUDGILL 1985, FORD-WILLIAMS 1989, 2007, Veress 2004, 2007, 2010). A rinnenkarroknak kü-

lönböző típusait különítik el (ECKERT 1902, SWEETING 1995, BÖGLI 1976, JENNINGS 1985, FORD-WILLIAMS 1989, 2007). Így kerekkarokat (a vályúk közti háta lekerekítettek), „Hohlkarren”-eket (a vályú falak aláhajlóak), túlfolyási vályúkat (a vályúk pontszerű vízutánpótlási helytől, pl. madáritatóktól indulnak), Horton típusú csatornákat (amelyek összetett alakzatok).



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

A vályúk változatos morfológiájú képződmények: felső részükön a vízbevezetés (pl. peremi madáritatók és azok túlfolyási vályúí) középső részükön vízáramlás (lépcsők, medencék, talpi madáritatók), alsó részükön vízelvezetés (kürtök) során kialakuló oldásos alakzatok a jellegzetesek (VERESS 2004, 2007, 2010). Keresztmetszetük szerint a rinnenkarrok lehetnek egyszerűek és összetettek (VERESS 1995, 2009, 2010). Az egyszerű vályú I. típusú, ha mélysége és szélessége néhány dm, míg III. típusú, ha mélysége és szélessége csak néhány cm. A II. típusú vályúk szélessége és mélysége az I. és III. típusú vályúk fentebb megadott méretei közé esik. Az összetett vályúk lehetnek egyszeresen összetettek (az I. típusú vályúban II. vagy III. típusú vályú fordul elő) és többszörösen összetettek (az I. típusú vályúban II. és III. típusú vályú egyaránt előfordul).

A vályúk (de a meanderkarrok is) rendőségük szerint lehetnek A és B típusúak (VERESS et al. 2009). Az A típusú vályúknak nincs mellékvá-

lyújuk (de azok mellékvályúk lehetnek). A B típusú vályúkhöz viszonyítva méretük (szélesség és mélység), vízgyűjtőjük, keresztmetszet területük (szélesség mélység szorzata) kicsi, alakjuk (szélesség és mélység hányadosa) nagy. A B típusú vályúknak vannak mellékvályúik (A vagy B típusúak). Az A típusú vályúkhöz viszonyítva méretük (szélesség és mélység), vízgyűjtőjük, keresztmetszet területük nagy, alakjuk kicsi (*I, II. táblázat*). Az A típusú vályúk V, a B típusúak U keresztmetszetűek. A vályúk gyakran vályúrendszereket alkotnak. A vályúrendszereket fő B típusú, mellék B típusú és A típusú vályúk alkotják (*VERESS et al. 2009, VERESS 2010*). A II. és III. típusú belső, vályútalpi vályúk B típusúak.

Az A típusú vályúk vizsgálataink szerint vízág alatti kialakulásukat követően szivárgó víz alatt növekednek (*VERESS et al. 2009*). Oldódásos növekedésüket elsősorban a belsejüket kitöltő hó olvadása során keletkező hólé okozza. Az oldódás a vályú minden részén végbemegy. Ezért alakjukat megtartva növekednek. A B típusú vályúk kialakulása és növekedése elsősorban vízág alatt történik. Növekedésüket csak rövid ideig szakíthatja meg szivárgásos oldódás (addig, amíg van hó kitöltésük, és az olvad). Ha az oldóképes vízág az ilyen vályút teljesen kitölti, a vályú szélesedik és mélyül (keresztmetszet nő, alak állandó), ha csak a talpát, akkor a vályú mélyül (keresztmetszet kis mértékben nő, az alak csökken).

Magashegységi környezetben a hó CO₂ tartalma meghaladja a levegő CO₂ tartalmát (*MARIKO et al. 1994*). Ennek oka szerintünk, hogy a hó alatt a törpefenyő disszimilál, de nem fotoszintetizál. Emiatt (valamint a törpefenyő alatti talajhatás miatt) a törpefenyős térszínekről származó olvadékvíznek nagyobb lesz az oldóképessége, mint a csupasz lejtők olvadékvízének. E potenciális hatáskülönbség karrosodásra gyakorolt következményeinek kimutatására mértük törpefenyőfolt valamint gyepfolt alatt a csupasz lejtők karrformáinak (főleg vályúinak) a paramétereit (szélességet és mélységet) szelvények mentén (*VERESS et al. 2006*). Később különböző dőlésű lejtőkön mértük, de több szelvény mentén, a vályúk fentebb említett paramétereit (*VERESS et al. 2007, VERESS et al. 2008*). A vályúméret és alak, valamint a lejtőszög, a peremtől mért távolság és a törpefenyőfolt szélessége között lineáris függvénykapcsolatot állapítottunk meg (*VERESS et al. 2007, VERESS et al. 2008*). Amelyet úgy értelmeztünk, hogy a törpefenyős lejtőn a vályú kialakulást vízáramlás, míg csupasz lejtőn szivárgás okozza. Bebizonyosodott azonban, hogy a vízáramlásos vályúfejlődés nem csak törpefenyős, hanem csupasz lejtők vályúinak növekedését is okozhatja, miután csupasz kis dőlésű lejtőkön mértük az A. ill B. típusú vályúk paramétereit az alábbi módon (*VERESS et al. 2009*).

I. táblázat

Table I.

1/9/1 jelű helyszín (Totes Gebirge, Tragl-csúcs alatti gleccservölgy) szelvényei mentén előforduló A és B típusú vályúk, valamint A és B típusú meanderkarrok paraméterei (VERESS 2010)
Parameters of the type A and type B channels and type A and type B meanderkarren which occur along the profiles of site marked 1/9/1 (Totes Gebirge, glacial valley near Tragl peak (VERESS 2010))

| A típusú vályú és meanderkarr | | | | | | | | B típusú vályú és meanderkarr | | | | | |
|-------------------------------|----------|-------------|------------|--------------------|-----------------------|------------|------------|-------------------------------|------------|--------------------|-----------------------|------------|------------|
| d | α | n | ρ | T | t | f | l | n | ρ | T | t | f | l |
| | | [db] | [db/m] | [cm ²] | [cm ² /db] | [cm/m] | [cm/db] | [db] | [db/m] | [cm ²] | [cm ² /db] | [cm/m] | [cm/db] |
| 0 m | 10° | 4,0 | 0,3 | 33,7 | 135,0 | 0,5 | 2,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| 3 m | 22° | 20,0 | 1,3 | 4,2 | 3,3 | 2,5 | 2,0 | 7,0 | 0,4 | 438,0 | 1002,7 | 0,4 | 0,9 |
| 6 m | 17° | 41,0 | 2,5 | 185,3 | 72,3 | 6,6 | 2,6 | 7,0 | 0,4 | 415,9 | 950,7 | 0,7 | 1,5 |
| 9 m | 15° | 43,0 | 2,6 | 235,6 | 87,6 | 5,6 | 2,1 | 5,0 | 0,3 | 298,5 | 955,3 | 0,3 | 1,1 |
| 12 m | 15° | 31,0 | 1,9 | 244,1 | 126,0 | 3,5 | 1,8 | 6,0 | 0,3 | 413,0 | 1101,4 | 0,4 | 1,0 |
| 15 m | 15° | 28,0 | 2,0 | 254,7 | 145,5 | 2,8 | 1,6 | 8,0 | 0,5 | 676,9 | 1353,8 | 0,5 | 0,9 |
| 18 m | 13° | 24,0 | 1,5 | 190,6 | 127,0 | 2,9 | 1,9 | 10,0 | 0,6 | 260,5 | 416,9 | 0,5 | 0,7 |
| 21 m | 23° | 28,0 | 1,8 | 180,6 | 103,2 | 3,0 | 1,7 | 8,0 | 0,5 | 389,8 | 779,6 | 0,3 | 0,7 |
| 24 m | 18° | 8,0 | 0,5 | 83,2 | 166,3 | 0,7 | 1,4 | 6,0 | 0,3 | 161,6 | 431,1 | 0,4 | 1,1 |
| 27 m | 19° | 19,0 | 1,2 | 125,0 | 105,3 | 2,4 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| átlag: | | 24,6 | 1,6 | 153,7 | 107,2 | 3,1 | 1,9 | 5,7 | 0,3 | 305,4 | 699,2 | 0,4 | 0,8 |

d: a szelvényhely és a lejtő felső pereme közti távolság, α : lejtőszög, n: vályúszám (meanderkarr szám), ρ : sűrűség, T: fajlagos vályú (meanderkarr) keresztmetszet terület, t: átlagos vályú (meanderkarr) keresztmetszet terület, f: fajlagos vályú (meanderkarr) alak, l: átlagos vályú (meanderkarr) alak
d: distance between the upper margin of the slope and the profile place, α : slope angle, n: channel number (number of meanderkarren), ρ : channel density, T: specific cross-section area of the channel (meanderkarren), t: average cross-section area of the channel (meanderkarren), f: specific shape of the channel (meanderkarren), l: average shape of the channel (meanderkarren)

A vályúk számított paraméterei

Calculated parameters of channels

$$T = \frac{\Sigma F_0}{m}, \quad F_0 = axb, \quad t = \frac{\Sigma F_0}{n}, \quad f = \frac{\Sigma f_0}{m}, \quad f_0 = \frac{a}{b}, \quad l = \frac{\Sigma f_0}{n}$$

ahol: az F_0 a szelvény mentén előforduló vályú (meanderkarr) keresztmetszet területe (A típusú vályúnál

$$F_0 = \frac{axb}{2}),$$

ΣF_0 : a szelvény mentén előforduló összes vályú (meanderkarr) keresztmetszet területe,

m: szelvény hossza,

a: vályú (meanderkarr) szélessége,

b: vályú (meanderkarr) mélysége,

f_0 : vályú (meanderkarr) alak,

$\Sigma f_0(m)$: a szelvény mentén előforduló összes vályú (meanderkarr) alak.

where F_0 is the cross-sectional area of a channel (meanderkarren) along the cross-section (in case of type A

channels the $F_0 = \frac{axb}{2}$),

$\Sigma F_0(m)$: is the sum of channel (meanderkarren) cross-sectional area along a specific profile,

m is the profile length,

a is the width of the channel (meanderkarren),

b is the depth of the channel (meanderkarren),

f_0 is the shape of a channel (meanderkarren),

$\Sigma f_0(m)$: is the shape of all channels (meanderkarren) which occur along the profile.

II. táblázat
Table II.

VII/1. jelű vályúrendszer A és B típusú vályúinak paraméterei
The parameters of type A and type B channels of the channel networks marked VII.1.

| szelvényhossz (m) | A típusú vályú | | | | | B típusú vályú | | | | |
|----------------------|----------------|------------------|------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|----------------|------------------|------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| | n | ρ [db/m] | ΣF_0 [cm ²] | \bar{F}_0 [cm ² /dbG] | \bar{f}_0 [1/m] | N | ρ (db/m) | ΣF_0 (cm ²) | \bar{F}_0 [cm ² /db] | \bar{f}_0 [1/m] |
| 76.6 ¹ | 64 | 0,83 | 13539 | 212 | 1,4 | 36 | 0,46 | 16103 | 447 | 0,8 |

¹a vályúrendszer vízgyűjtőjén mért összegzett szelvényhossz

¹altogether length of the profile which was measured on the catchment area of the channel system

n: vályús szám a vályúrendszer vízgyűjtőjén, ρ : sűrűség, ΣF_0 : a vályúrendszer vízgyűjtőjén előforduló összes

A, ill. B típusú vályú összegzett keresztmetszet területe, \bar{F}_0 : a vályúrendszer vízgyűjtőjén előforduló A, ill. B típusú vályúk átlagos keresztmetszet területe, \bar{f}_0 : a vályúrendszer vízgyűjtőjén előforduló vályúk átlagos alakja

n: is the number of the channels on the catchment area of the system channel, ρ : density, ΣF_0 : altogether cross-section area of channels which occur on the catchment area of a channel network, \bar{F}_0 : average cross-section area of channels which occur on the catchment area of a channel network, \bar{f}_0 : average shape of channel, which occur on the catchment area of a channel network

$$\bar{F}_0 = \frac{\Sigma F_0}{n}, \quad \bar{f}_0 = \frac{\Sigma f_0}{n}$$

A peremtől mért távolság (közvetetten a vízgyűjtő) vályúfejlődésre gyakorolt hatásának a vizsgálatához csupasz lejtőn 3 m-ként kialakított szelvények mentén mértük a vályúk szélességét és mélységét. Az adatfeldolgozás megmutatta, hogy ugyanazon a csupasz lejtőn A és B típusú vályúk is jelen lehetnek. A B típusú vályúk keresztmetszet területe (F_0) és alakja (f_0), valamint a szelvényhelynek a felső lejtőperemtől mért távolsága (d) között lineáris függvénykapcsolatot mutattunk ki: a távolság növekedésével nő a vályúkeresztmetszet területe és csökken a vályúalak. A fenti függvénykapcsolatok oka, hogy a vályúk alsóbb részeiben a vízágak hozamai egyre nagyobbak. A vályúalak csökkenését viszont az okozza, hogy az egyre nagyobb vályút a vízág egyre kevésbé képes kitölteni, továbbá, hogy a vízág hozama ingadozik. A fenti okok miatt a vályú vízága a vályú alsó vége felé egyre inkább csak a vályútalpat oldja. Ezért a fenti irányban a vályú

kevésbé szélesedik, viszont egyre inkább mélyül (VERESS et al. 2009, VERESS 2010).

2. Módszer

Csupasz lejtőkön 14 db vályúrendszernek a következő adatait mértük 1 m-ként (2. ábra, 1. kép, 2. kép):

- a vályúk szélességét (a) és mélységét (b),
- a szelvényhelyeknél a fő B típusú vályú vízgyűjtőjének a szélességét (Vsz),
- a hordozó lejtő dőlésszögét és dőlésirányát.



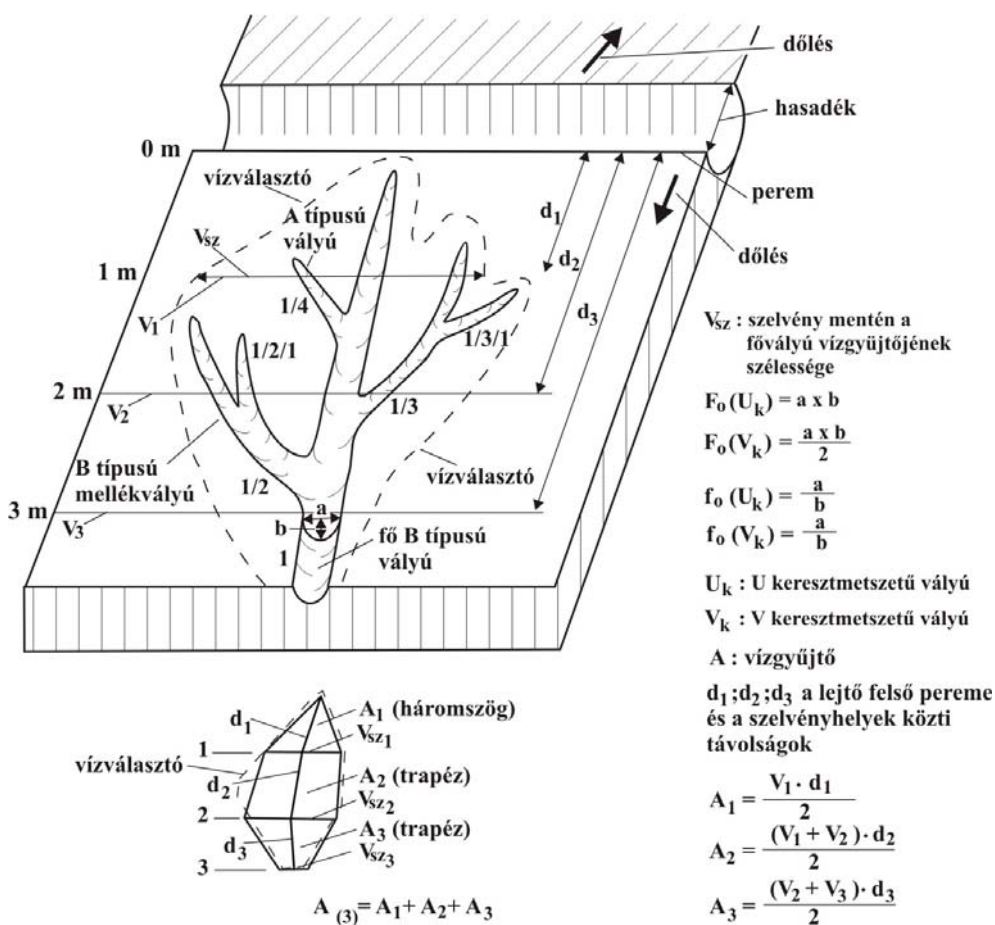
1. kép: Az V.1. jelű vályúrendszer
Picture 1: Channel system marked V.1.

Az alábbi paramétereket számítottuk:

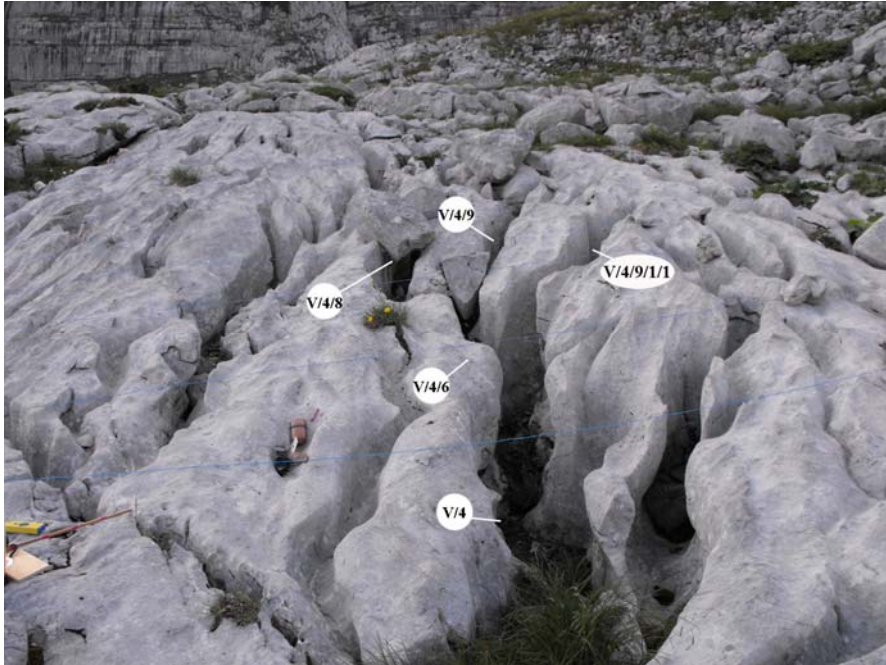
- A vályúk keresztmetszet területét (F_0 , 2. ábra), amelyet az U alakú vályúk (ezek többnyire B típusú vályúk) esetében $F_0 (U_k)$ -val jelöltünk, valamint a V alakú vályúk (ezek többnyire A típusú vályúk) esetében, amelyet $F_0 (V_k)$ -val jelöltünk..
- A vályúk alakját (f_0), amelyet az U alakú vályúk esetében $f_0 (U_k)$ -val jelöltünk, valamint a V alakú vályúk alakját, amelyet $f_0 (V_k)$ -val jelöltünk.
- A fő B típusú vályú vízgyűjtőjét (A), amelyet a szomszédos szelvényhelyek közti trapézok, ill. háromszögek területeinek összegzésével számítottunk. A fenti paraméterek számítási módját a 2. ábrán adjuk meg.

Az alábbi paraméterek között kerestünk függvénykapcsolatot, valamely vályú teljes hosszában:

- a d és a fő B típusú vályú keresztmetszet területe (F_0 -d függvény),
- a d és a fő B típusú vályú alakja (f_0 -d függvény),
- az A és a fő B típusú vályú keresztmetszet területe (F_0 -A függvény),
- az A és a fő B típusú vályú alakja (f_0 -A függvény) között.



2. ábra: Egy vályúrendszer felmérésének módszere
 Jelmagyarázat: F_0 : a vályú keresztmetszet területe, f_0 : vályú alak
 Fig. 2: Method of measuring of a channel system
 Legend: F_0 : cross-section area of the channel, f_0 : shape of the channel



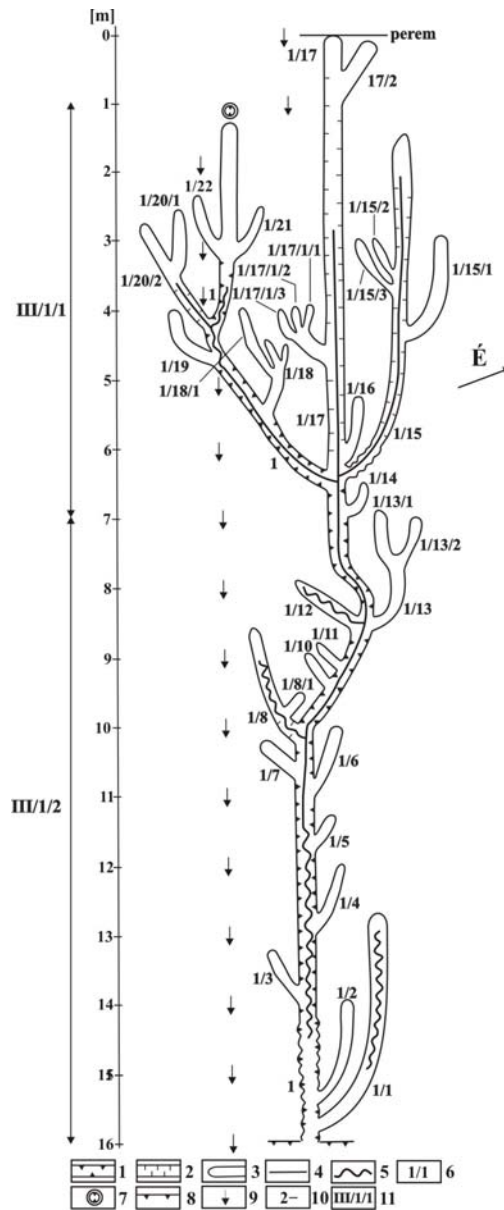
2. kép: Az V.3. jelű vályúrendszer
 Picture 2: Channel system marked V.3.

A mért 14 db vályúrendszer 5 fő B típusú vályújára illesztettünk függvényt. (Látható, hogy a függvények megbízhatósága az egyes esetekben igen eltérő. A gyenge függvénykapcsolat oka a viszonylag kevés adatra, ill. arra vezethető vissza, hogy a vályú paramétereiket az itt vizsgált tényezők mellett még számos más tényező befolyásolhatja.)

Néhány vályúnál a fenti paraméterek közti kapcsolatot rész vályúszakaszokon is vizsgáltuk.

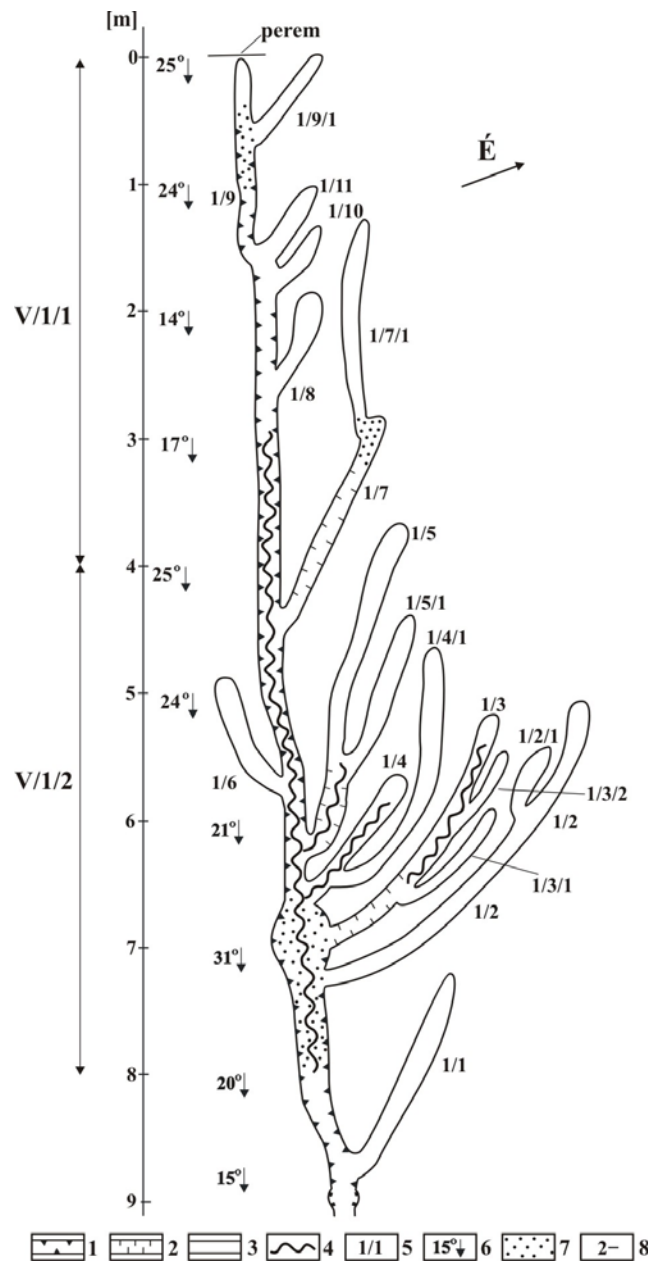
A vályúrendszerekről a lejtésirányban mérethelyes morfológiai térképek is készültek (3-7. ábra).

A kutatási terület a Totes Gebirge DK-i részén, a Tragl-csúcs alatti gleccser völgy talpán helyezkedik el. E terület az 1/9 jelzésű térszín (VE-RESS 2010). Itt a különböző lejtőket – ahol a mérések folytak – római számmal, adott lejtőn felmért vályúrendszert arab számmal jelöltünk. Ennek megfelelően, ha egy lejtőn (pl. V) több vályúrendszert mértünk fel, akkor azokat különböző arab számokkal különítettük el egymástól (pl. V/1, V/2 stb).



3. ábra: A III.1. jelű vályúrendszer morfológiai térképe
 Jelmagyarázat: 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. belső vályú (III. típusú vályú), 5. meanderező III. típusú vályú, 6. vályú azonosító jele, 7. kürtő általában, 8. lépcső, 9. lejtésirány, 10. szelvény helye és távolsága, 11. függvényrel vizsgált vályúszakasz

Fig. 3: Morphological map of the channel system marked III.1.
 Legend: 1. main type B channel, 2. tributary type B channel, 3. type A channel, 4. internal channel (type III. channel), 5. meandering type III. channel, 6. identifying mark of the channel, 7. pit in general, 8. step, 9. dip direction of the slope, 10. site and distance of the profile, 11. channel section which is investigated by a function

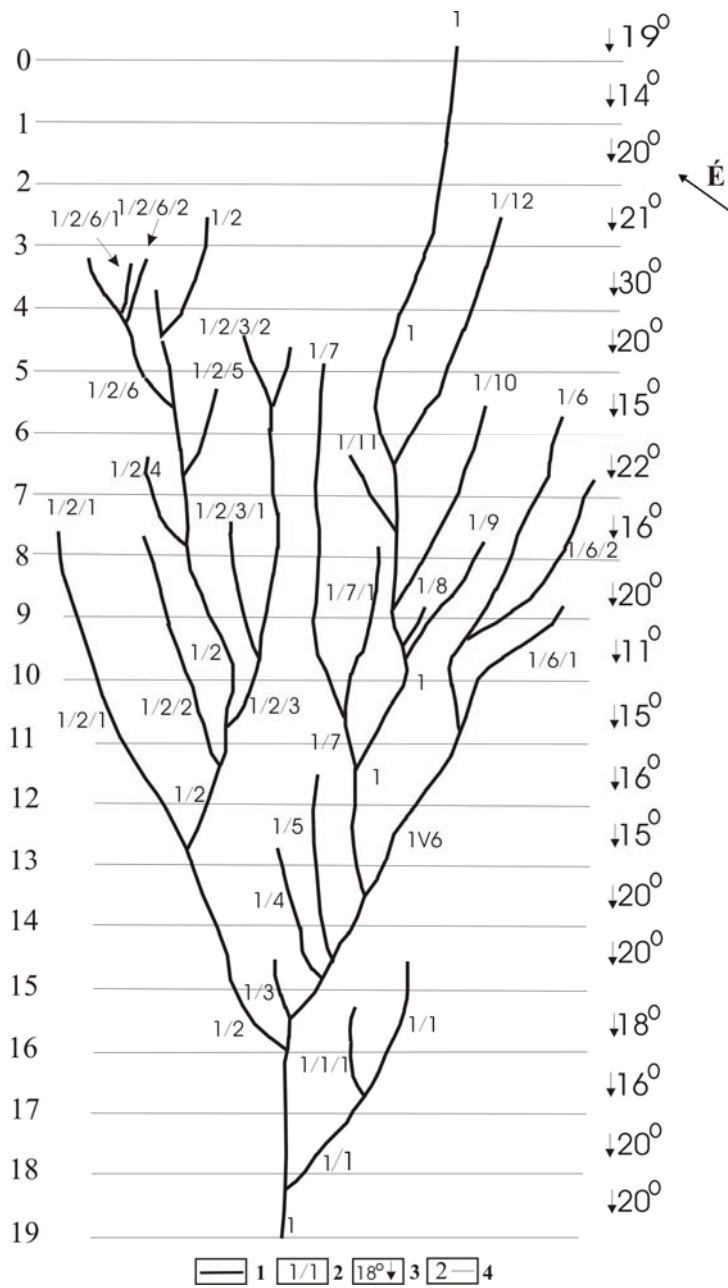


4. ábra: Az V.1. jelű vályúrendszer morfológiai térképe

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

Fig. 4: Morphological map of the channel system marked V.1.

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

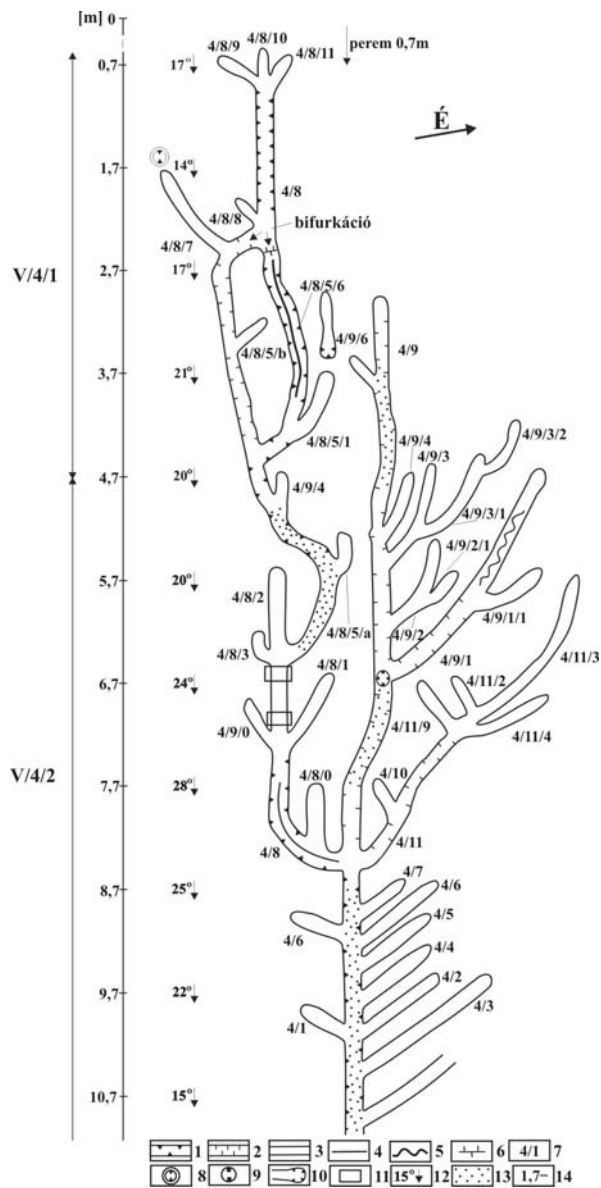


5. ábra: A VII.1. jelű vályúrendszer idomváz térképe

Jelmagyarázat: 1. vályú, 2. vályú azonosító jele, 3. lejtésirány és lejtőszög, 4. szelvény helye és távolsága

Fig. 5: Figure line system map of the channel system marked VII.1.

Legend: 1. channel, 2. identifying mark of the channel, 3. dip direction and dip angle of the slope, 4. site and distance of the profile

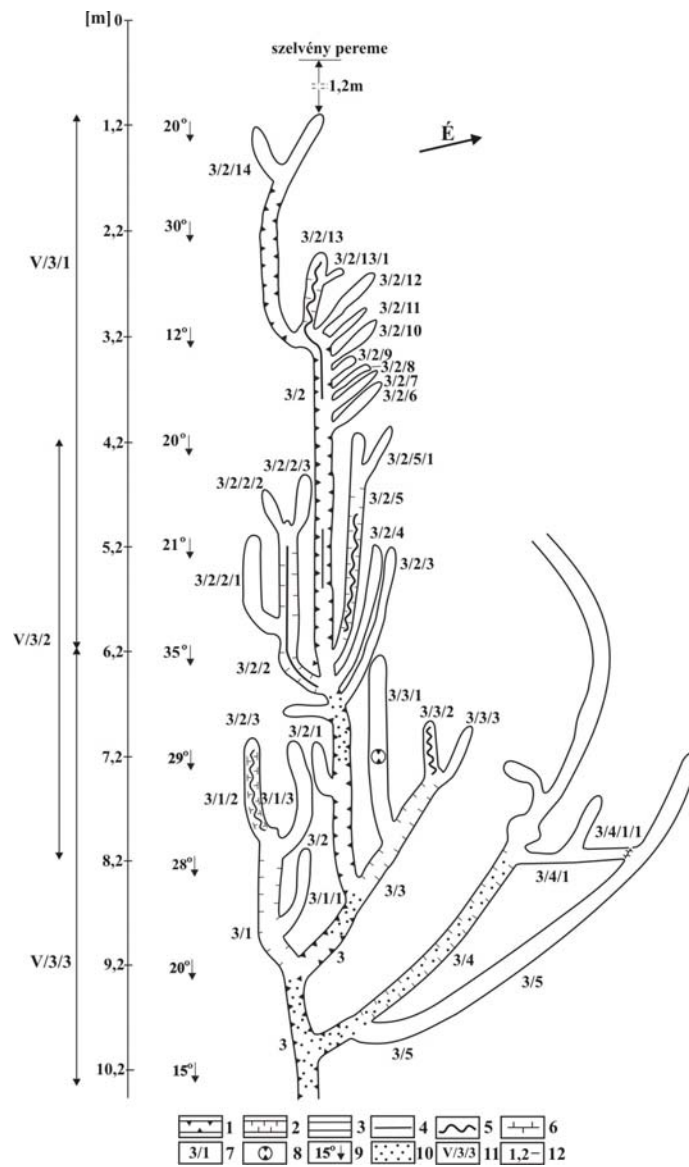


6. ábra: Az V.4. jelű vályúrendszer morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. belső vályú (III. típusú vályú), 5. meanderező III. típusú vályú, 6. talpi vízválasztó, 7. vályú azonosító jele, 8. kürtő általában, 9. vályútalpi medence, 10. vályúvég kürtő, 11. kőtömb, 12. lejtésirány és lejtőszög, 13. talaj és növényzet a vályútalpon, 14. szelvény helye és távolsága

Fig. 6: Morphological map of the channel system marked V.4.

Legend: 1. main type B channel, 2. tributary type B channel, 3. type A channel, 4. internal channel (type III. channel), 5. meandering type III. channel, 6. floor channel divide, 7. identifying mark of the channel, 8. pit in general, 9. channel-floor basin, 10. channel-end pit, 11. boulder, 12. dip direction and dip angle of the slope, 13. soil and plant on the floor of the channel, 14. site and distance of the profile



7. ábra: Az V.3. jelű vályúrendszer morfológiai térképe

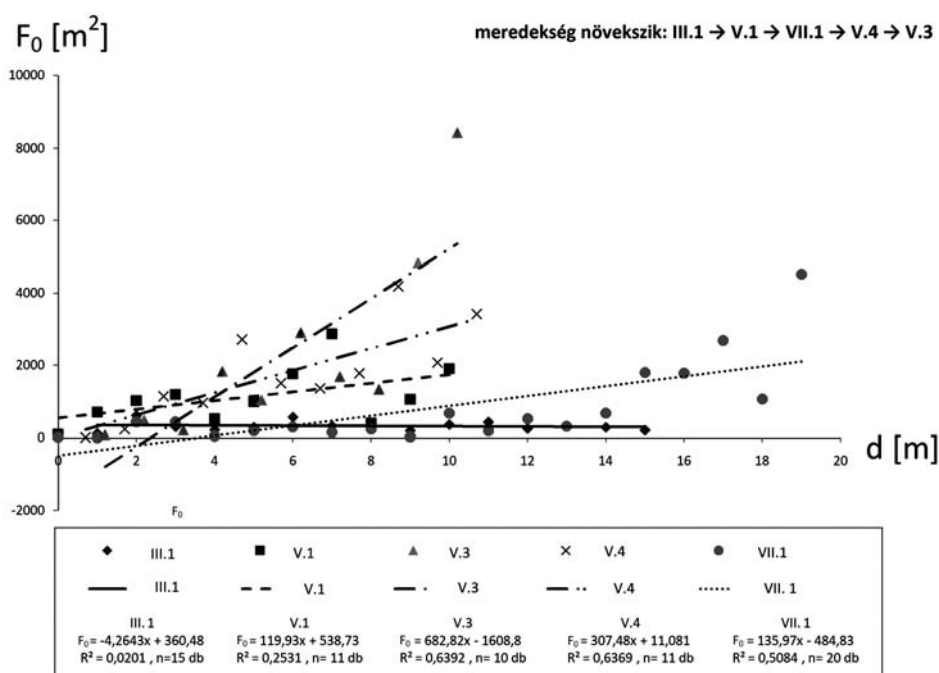
Jelmagyarázat: 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. belső vályú (III. típusú vályú), 5. meanderező III. típusú vályú, 6. vályútalp vízválasztó, 7. vályú azonosító jele, 8. vályútalp kürtő, 9. lejtésirány és lejtésszög, 10. talaj és növényzet a vályútalpon, 11. függvénnyel vizsgált vályúszakasz, 12. szelvény helye és távolsága

Fig. 7: Morphological map of the channel system marked V.3.

Legend: 1. main type B channel, 2. tributary type B channel, 3. type A channel, 4. internal channel (type III. channel), 5. meandering type III. channel, 6. floor channel divide, 7. identifying mark of the channel, 8. channel-floor pit, 9. dip direction and dip angle of the slope, 10. soil and plant on the channel floor, 11. channel section investigated by a function, 12. site and distance of the profile

3. Eredmények

A vályú keresztmetszetek területei (F_0) – összhangban a korábbi eredményekkel – a d (és ugyanígy az A) függvényében nőnek. Ugyancsak összhangban a korábbi eredményekkel, a vályúalakok (f_0) csökkennek a d (valamint az A) függvényében is. (Megjegyezzük, a két vályú paraméternek a hasonló tendenciájú változása a d -től és az A -tól nem meglepő, hiszen a d növekedése maga után vonja az A növekedését is.)

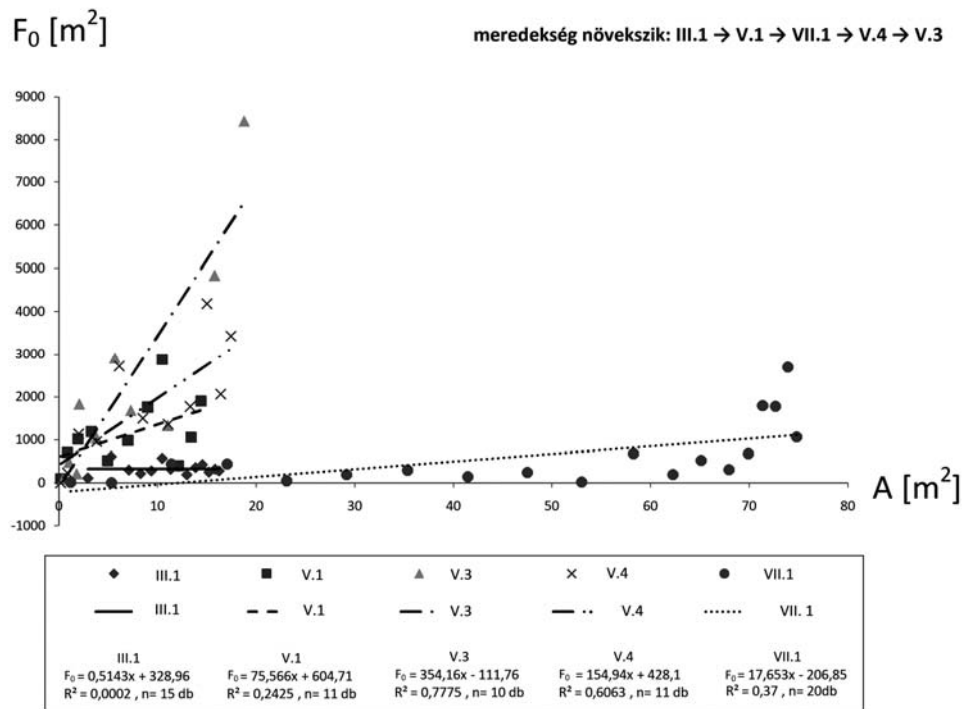


8. ábra: A III.1, V.1., V.3., V.4. VII.1. vályúrendszerek fő B típusú vályúinak F_0 - d függvényei
Jelmagyarázat: F_0 : a fő B típusú vályú keresztmetszet területe, d : a szelvényhely és a lejtő felső pereme közti távolság, 1-5. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak adatpontjai, 6-10. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak regressziós egyenesei

Fig. 8. The F_0 - d functions of the main B type channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.
Legend: F_0 : cross-section area of the main type B channel, d : distance between the profile site and the upper margin of the slope, 1-5 data points of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1., 6-10. regression lines of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.

- A különböző vályúrendszereket összehasonlítva a d és az A függvényében az F_0 annál gyorsabban nő (a függvények annál meredekebbek), minél nagyobb arányban fordulnak elő a fővályú alsó részén B típusú mellékvályúk, továbbá minél több a fő vályú és a mellékvályúinak a talpán a talaj (V.3 jelű és az V.4. jelű vályúrendszer, 6, 7, 8, 9. ábra). Kevésbé nő az F_0 , a d és az A függvényében (a függvények annál kevésbé meredekek) ott, ahol a B típusú

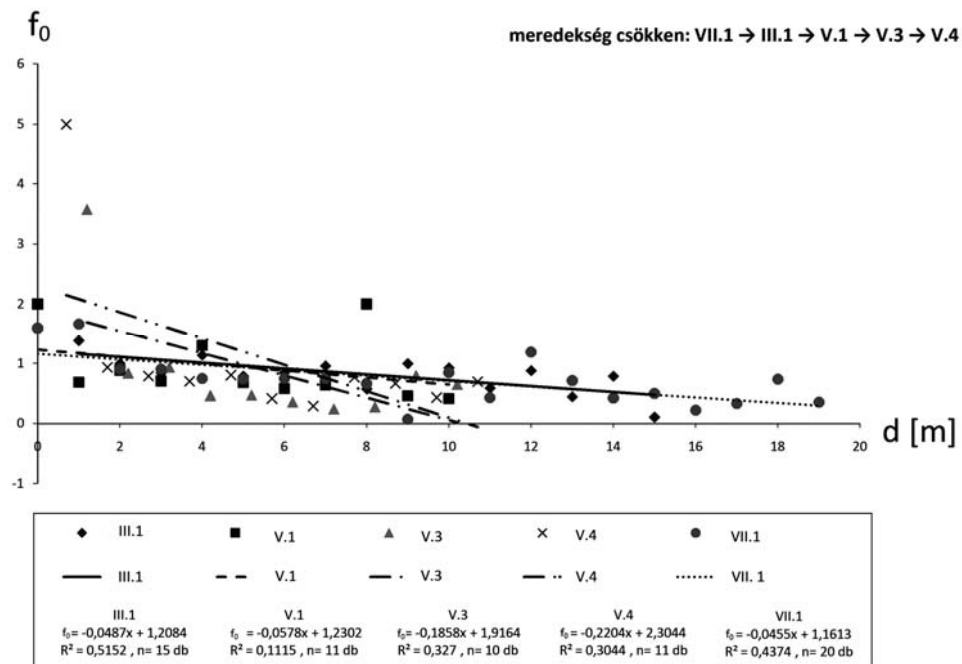
mellékvályúk a fő vályú alsó részéről hiányoznak (III.1. jelű vályúrendszer, 3. ábra), vagy ahol a fő vályúból és mellékvályúiból (VII.1. jelű vályúrendszer, 5. ábra) hiányzik a talaj (8, 9. ábra).



9. ábra: A III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. vályúrendszerek fő B típusú vályúinak F_0 - A függvényei
 Jelmagyarázat: F_0 : a fő B típusú vályú keresztmetszet területe, A : a fő B típusú vályú vízgyűjtő területe, 1-5. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak adatpontjai, 6-10. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak regressziós egyenesei
 Fig. 9. The F_0 - A functions of the main B type channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.
 Legend: F_0 : cross-section area of the main type B channel, A : size of the catchment area of main type B channel, 1-5 data points of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1., 6-10. regression lines of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.

- A d és az A függvényében annál gyorsabban csökken az f_0 (a függvények annál meredekebbek), minél inkább a fővályú alsó részéhez kapcsolódnak B típusú mellékvályúk (V.4. jelű vályúrendszer, V.3. jelű vályúrendszer), továbbá minél több a fővályú, ill. a mellékvályúinak a talpán a talaj (V.3. jelű vályúrendszer és V.4. jelű vályúrendszer). Kevésbé csökken az f_0 , ahol a B típusú mellékvályúk a fővályú alsó részén hiányoznak (III.1. jelű vályúrendszer), vagy a talaj hiányzik (VII.1. jelű vályúrendszer) a vályúkból (10, 11. ábra). A fentiek magyarázata, hogy a B típusú mellékvályúkból kevesebb, de oldóképes víz érkezik (ezt a jelenséget nevezzük közvetett oldódásnak),

ill. a vályútalp a talaj alatt oldódik. Mindkét esetben a vályúalak lokális mélyülése következik be. Ez a nagyobb vályúk mozaikos növekedését bizonyíthatja (amit a vályútalpak kürtői, madáritatói is megerősítenek). Bizonyítják azt is továbbá, hogy a vályú vízága a vályú teljes hosszában csak akkor oldóképes, ha ehhez lokális eredetű oldóhatás is hozzájárul.



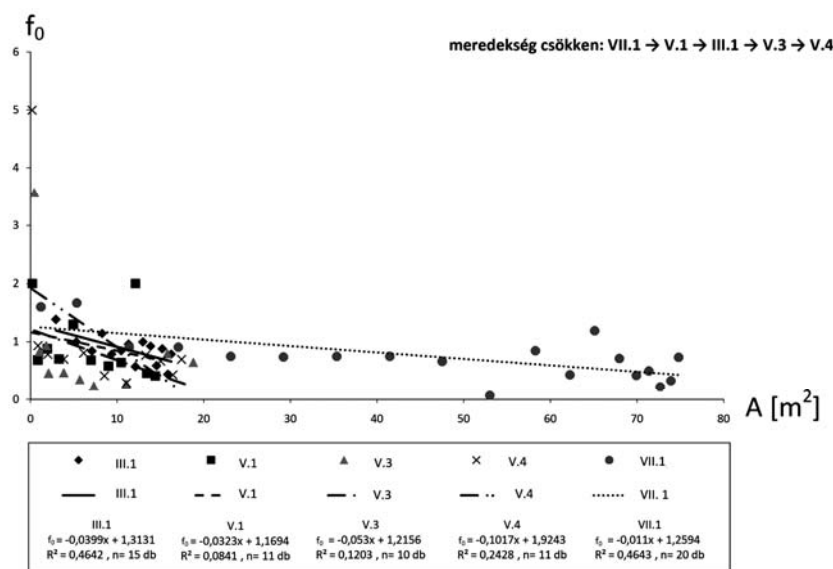
10. ábra: A III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. vályúrendszerek fő B típusú vályúinak f_0 - d függvényei
Jelmagyarázat: f_0 : a fő B típusú vályú alakja, d : a szelvényhely és a lejtő felső pereme közti távolság, 1-5. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak adatpontjai, 6-10. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak regressziós egyenesei

Fig. 10. The f_0 - d functions of the main B type channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.
Legend: f_0 : shape of the main type B channel, d : distance between the profile site and the upper margin of the slope, 1-5 data points of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1., 6-10. regression lines of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.

Ez utóbbit támasztja alá, ha a fő B típusú vályúk egy részeit külön-külön vizsgáljuk. A fő B típusú vályúk differenciált és lokális fejlődését bizonyítják az alábbiak.

- A VII. jelű vályúrendszer fő B vályújához nagy B típusú mellékvályú kapcsolódik. Emiatt a vízmennyiség ugrásszerűen nő, ami a keresztmetszet nagymértékű növekedését vonja maga után. (15 m-nél a mellékvályú kapcsolódási helye felett 1800 cm², 17 ill. 19 m-nél, tehát ahol már a B típusú mellékvályú vize is a fővályúban áramlik, viszont 2700 cm² ill. 4520 cm²

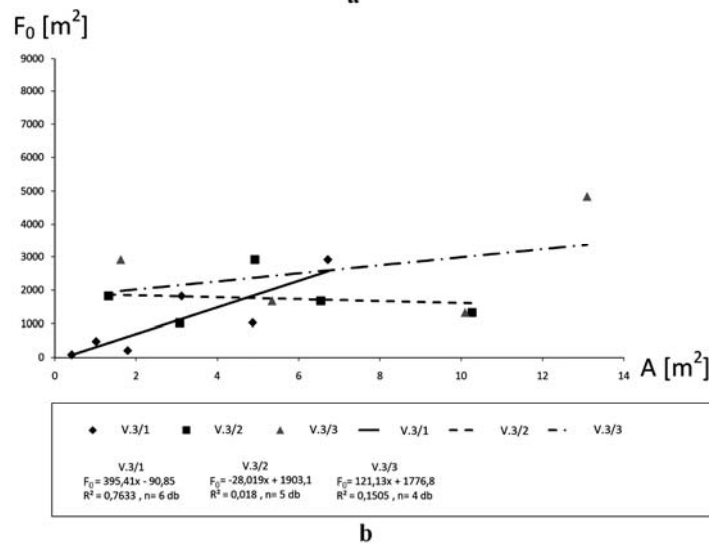
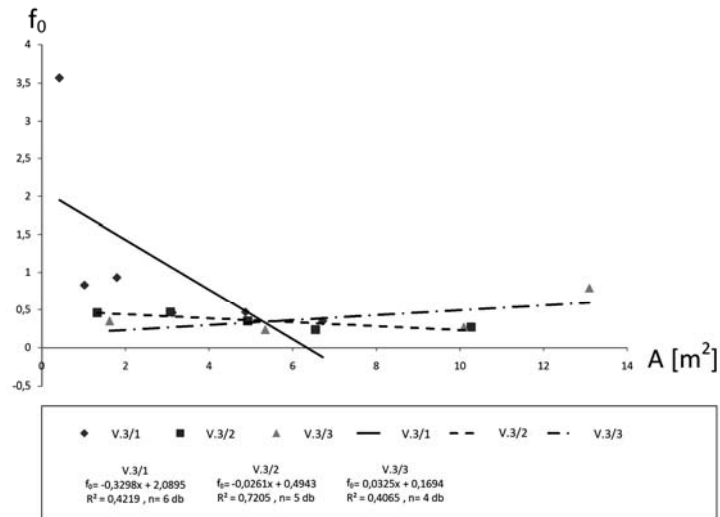
lesz a vályú keresztmetszet területe.) Ugyanitt az alak nem csökken, hanem nő (15 m-nél 0,5; míg 16 m-nél 0,4; 17 m-nél 0,5; 18 m-nél 0,5; 19 m-nél 0,4). Az alak növekedése arra utalhat, hogy a vízmennyiség növekedése során csak a vályú felső részén (keresztmetszet mentén) történik oldódás. Ez úgy lehetséges, hogy a fővályú vizágának telített vizén áramlik a mellékvályúból beáramló még telítetlen, tehát oldóképes víz. Ezt a jelenséget vándorló oldódásnak nevezzük. Ugyanis az oldódás sávja a fővályúban a fővályú vizágának vízszint ingadozása során eltolódik.



11. ábra: A III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. vályúrendszerek fő B típusú vályúinak f_0 -A függvényei
Jelmagyarázat: f_0 : a fő B típusú vályú alakja, A: a fő B típusú vályú vízgyűjtőterülete, 1-5. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak adatpontjai, 6-10. a III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1. jelű vályúrendszerek fővályúinak regressziós egyenesei

Fig. 11. The f_0 -A functions of the main B type channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.
Legend: f_0 : shape of the main type B channel, A: size of the catchment area of main type B channel, 1-5 data points of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1., 6-10. regression lines of the main channels of the channel systems marked III.1., V.1., V.3., V.4., VII.1.

- Az V.3. jelű vályúrendszer fő B típusú vályújának 3. szakaszán nemcsak az F_0 , hanem az f_0 is nő (12a. ábra). Ez utal arra, hogy a 3 vályúszakaszon ugyancsak vándorló oldódás történt. Ugyanez figyelhető meg az V.4. jelű vályúrendszer fővályújának 2. szakaszán is (13. ábra). Tapasztalható, hogy az V.3. jelű vályúrendszer 1. szakaszán az F_0 az A függvényében nő, míg e vályú 2. szakaszán csökken, bár a függvénykapcsolat mondhatni nincs (12b. ábra). Ezért a 2. szakasz lehet a telítődési szakasz. A 2. vályúszakaszon a mellékvályúk jelenléte ellenére sincs közvetett oldódás a fővályúban.

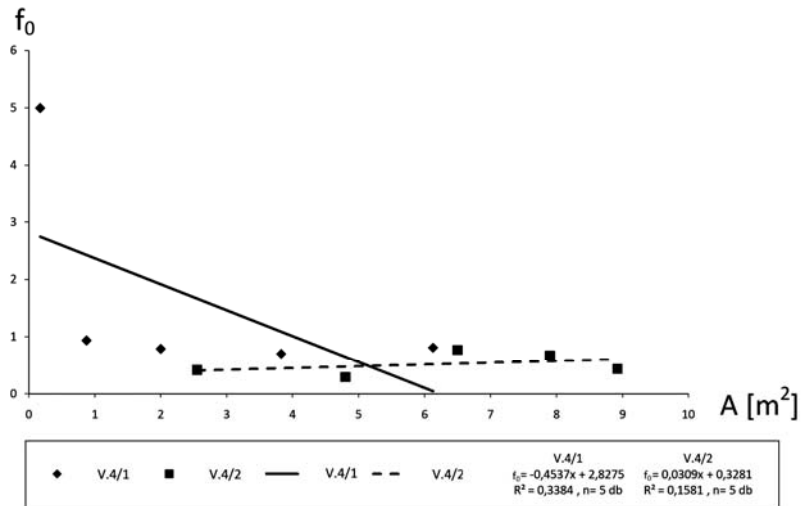


12. ábra: Az V.3. jelű vályúrendszer fő vályújának az 1, 2, 3. jelű szakaszain az f_0 -A (a) függvényei és a F_0 -A (b) függvényei

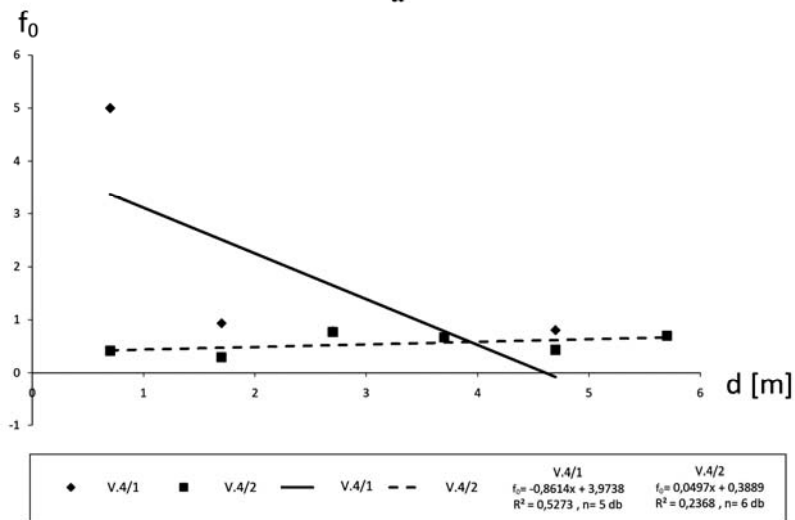
Jelmagyarázat: f_0 : az V.3. jelű vályúrendszer fő vályújának alakja, F_0 : az V.3. jelű vályúrendszer fővályújának keresztmetszet területe, A : az V.3. jelű vályúrendszer vízgyűjtő területe, 1-3: az V.3. jelű vályúrendszer fővályújának 1, 2, 3. jelű vályúszakaszainak adatpontjai, 4-6. az V.3. jelű vályúrendszerek fővályújának 1, 2, 3. jelű vályúszakaszainak regressziós egyenesei

Fig. 12. The f_0 -A functions (a) and F_0 -A (b) of the channel sections marked 1, 2, 3. of the main channel of the system channel marked V.3.

Legend: f_0 : shapes of the main channel of the system channel marked V.3., F_0 : cross-section area of the main channel of the channel system marked V.3., A : size of the catchment area of channel system marked V.3., 1-3: data points of the channel sections marked 1, 2, 3. of the main channel of the channel system marked V.3., 4-6: regression lines of the channel sections marked 1, 2, 3. of the main channel of the channel system marked V.3.



a

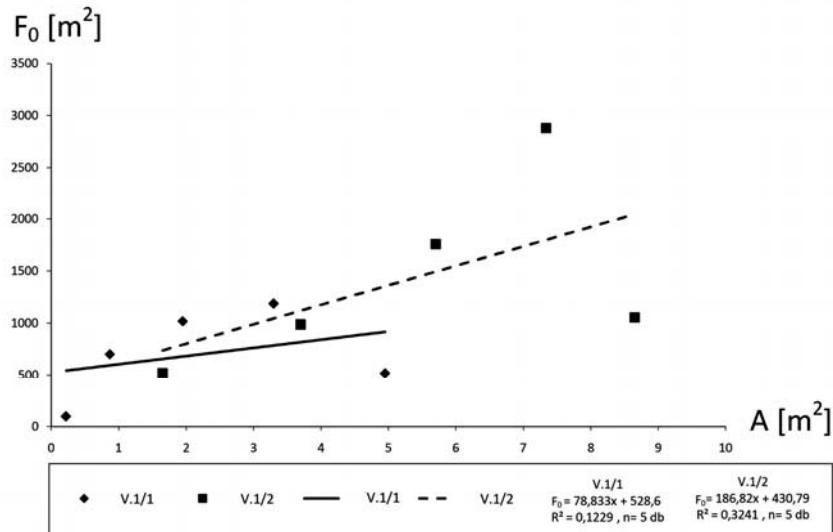


b

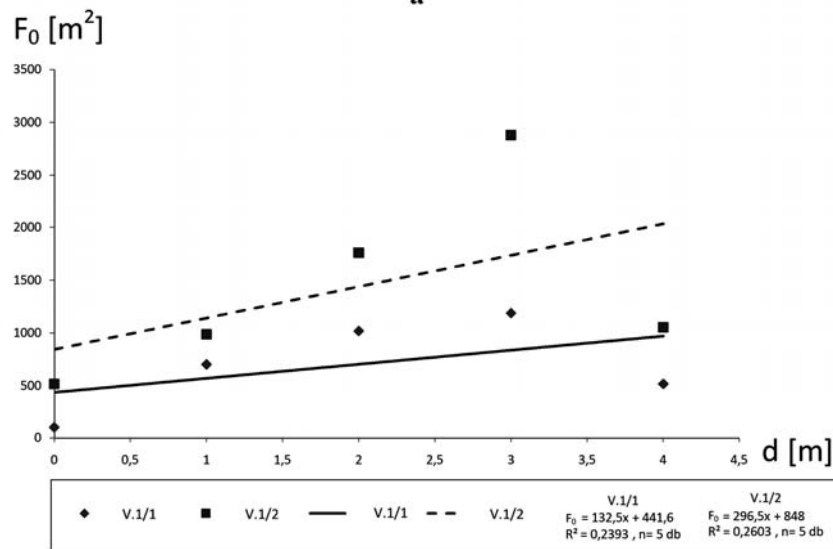
13. ábra: Az V.4. jelű vályúrendszer fő vályújának az 1. és 2. jelű szakaszain az f_0 -A (a) és az f_0 -d (b) függvényei. Jelmagyarázat: f_0 : az V.4. jelű vályúrendszer fő vályújának alakja, A: az V.4. jelű vályúrendszer fővályújának vízgyűjtő területe, d: a szelvényhely és a lejtő felső pereme közti távolság, 1-2: az V.4. jelű vályúrendszer fővályújának 1 és 2. jelű vályúszakaszainak adatpontjai, 3-4. az V.4. jelű vályúrendszer fővályújának 1 és 2. jelű vályúszakaszainak regressziós egyenesei

Fig. 13. The f_0 -A (a) and f_0 -d (b) functions of the sections marked 1 and 2 of the main channel of channel system marked V.4.

Legend: f_0 : shapes of the main channel of the channel system marked V.4., A: size of the catchment area of the main channel of the channel system marked V.4., d: distance between the profile site and the upper margin of the slope, 1-2: data points of the channel sections marked 1 and 2 of the main channel of the channel system marked V.4., 3-4: regression lines of the channel section marked 1 and 2. of the main channel of the channel system marked V.4.



a



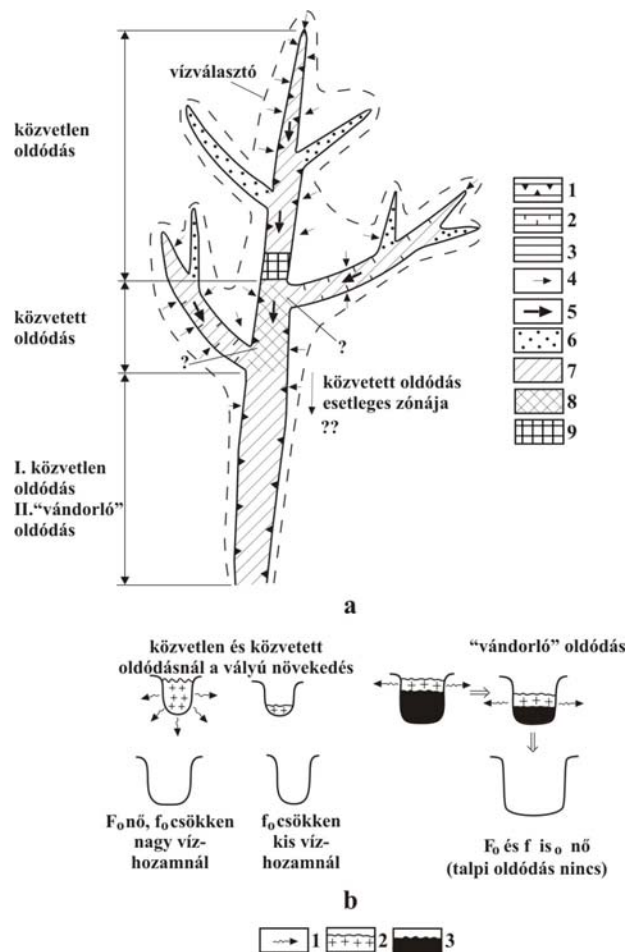
b

14. ábra: Az V.1. jelű vályúrendszer fő vályújának az 1. és 2. szakaszain az F_0 -A (a) és az F_0 -d (b) függvényei
 Jelmagyarázat: F_0 : az V.1. jelű vályúrendszer fő vályújának keresztmetszet területe, A: az V.1. jelű vályúrendszer fővályújának vízgyűjtője, d: a szelvényhely és a lejtő felső pereme közti távolság, 1-2: az V.1. jelű vályúrendszer fővályújának 1 és 2. jelű vályúszakaszainak adatpontjai, 3-4. az V.1. jelű vályúrendszer fővályújának 1 és 2. jelű vályúszakaszainak regressziós egyenesei

Fig. 14. The F_0 -A (a) and F_0 -d (b) functions of the sections marked 1 and 2 of the main channel of the channel system marked V.1.

Legend: F_0 : cross-section area of the main channel of the system channel marked V.1., A: size of the catchment area of main channel of the channel system marked V.1., d: distance between profile site and the upper margin of slope, 1-2: data points of the channel sections marked 1 and 2. of the main channel of the channel system marked V.1., 3-4: regression lines of the channel sections marked 1 and 2. of the main channel of the channel system marked V.1.

- Az V.1. jelű vályúrendszer fővályújának 2. vályúszakaszán az F_0 növekedése az A függvényében nagyobb mértékű, mint az 1. vályúszakaszon. Ez közvetett oldásra utal a 2. vályúszakaszon, amelyet a mellékvályúk által beszállított víz okoz. Mivel az F_0 növekedése nagyobb mértékben függ az A-tól (14a. ábra), mint a d-től (14b. ábra), a B típusú mellékvályúk feltehetően a vízgyűjtőjükről számottevő oldóképes vizet kapnak.



15. ábra: A fő B típusú vályúk oldódási modellje felülnézetben (a) és oldalnézetben (b)
 Jelmagyarázat: a. 1. fő B típusú vályú, 2. B típusú mellékvályú, 3. A típusú vályú, 4. oldóképes víz beáramlása a vályúkba, 5. vízáramlás a vályúkban (vázágak), 6. szivárgásos oldás (hókitöltésnél), 7. közvetlen oldás (vázágnál), 8. közvetett oldás (mellékvályú vázágnál), 9. vázág vize telített, b. 1. oldódás, 2. oldóképes víz, 3. telített víz
 Fig. 15: Solution model of the main type B channels in planimetric representation (a) and in cross-section (b)
 Legend: a. 1. main type B channel, 2. type B tributary channel, 3. type A channel, 4. water entering the channels which is capable of solution, 5. water flow in the channels (rivulets), 6. solution during seepage (at subsnow), 7. direct solution (at the rivulet), 8. indirect solution (at the rivulet of the tributary channel), 9. the water of the rivulet is balanced, b. 1. solution, 2. the water is capable of solution, 3. the water is balanced

4. A B típusú fővályúk differenciált oldódási modellje

A 15. ábrán a fővályúk differenciált oldódási modelljét mutatjuk be. Ez a következő:

- A fővályú felső részébe a vályú környezetéből oldóképes víz kerül. A vízág vize a vályúban áramolva old (közvetlen oldódás), majd telítődik (15a. ábra). Az F_0 nő, az f_0 csökken (15b. ábra). A telítődési zóna alatt ismételt oldódás lép fel, ahol B típusú mellékvályú(k) kapcsolódik(nak) a fővályúhoz (15a. ábra). Akkor, ha a fővályú vízágának a hozama 0, a mellékvályúból kifolyó víz a fővályúban is old, amíg csak nem telítődik. A mellékvályú vízága mivel kis hozamú, a fővályúnak főleg a talpát oldja. Ezért az f_0 csökken, az F_0 nem nő számottevően (15b. ábra). Akkor, ha a mellékvályú vize a fővályú vízágára ráfolyik (ez a jelenség időlegesen léphet fel és nagyon vályúspecifikus lehet) a mellékvályú becsatlakozása alatt a fővályúban vándorló oldás lép fel. Ekkor, ill. az ilyen vályúszakaszokon mind az F_0 , mind az f_0 (a vályú felső része oldódik) is nő (15. ábra).

5. Következtetések

- Csupasz, kis dőlésű lejtőkön egy vályúrendszer fővályújának a keresztmetszet területe nő, alakja csökken a peremtől mért távolság és a vízgyűjtő függvényében. Ez a fővályúknak a vízágas fejlődését bizonyítja. A növekedés, ill. csökkenés azonban vályúrendszer specifikus.
- A keresztmetszet terület (F_0) növekedés mértéke, ill. az alak (f_0) csökkenés mértéke függ a vízág vízhozamától (vízgyűjtő nagysága), a vízág vízhozamának időbeli változásától, a vályúrendszer mintázatától (B típusú mellékvályúk számától, helyétől, méretétől), a vályúban a talaj mennyiségétől.
- Egy vályúrendszer fő vályúja nem egységesen fejlődik. A felsőbb szakaszokról érkező víz az alsóbb szakaszokon már telített lehet. A közvetlen oldódást felváltja a közvetett oldódás, a „vándorló” oldódás és a talaj által gerjesztett oldódás.
- Valószínű, hogy minél összetettebb egy vályúrendszer, fővályújában annál változatosabb oldódási módok hatnak. Ezek a hatások térben és időben váltják egymást.
- Csupasz, kis dőlésű lejtőkön a vályúrendszerek száma nem nagy. Mindez arra vezethető vissza, hogy az először kialakuló vályúk mellékvályúk kialakulását gerjesztik. Ezáltal az elsőként kialakuló vályúk vízgyűjtőikkel „felosztják” a lejtőt. Fiatalabb vályúk már nem alakulhatnak ki, vagy nem képesek számottevő vízgyűjtőt létrehozni. Ugyanakkor a B típusú mellékvályúk egyre inkább meghatározzák a fővályúk fejlődését.

IRODALOM

- BÖGLI, A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeits. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.
- BÖGLI, A.* (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana p. 141-149.
- ECKER M.* (1902): Das Gatteescherplateau ein Karren, Feld im Allgäu-Studien zur Lösung des Karrenprobleme – Wiss. Erg. Hefte z. Zeitschr. Des Due AV. 1. Innsbruck
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London, 601 p.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd. 561 p.
- JENNINGS J. N.* (1985). Karst Geomorphology - Basil Blackwell, New York, 293 p.
- SWEETING, M. M.* (1955): Landforms in North-West Country Clare, Ireland - Trans. Inst. Br. Geog. 21. p. 218-249.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York 196. p.
- VERESS M.* (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p. 7-30.
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszéke, Szombathely, p. 215.
- VERESS M.* (2007): A magashegységi karrosodás – BDF Természetföldrajzi Tanszék, 142. p.
- VERESS M.* (2009): Rinnenkarren - In: A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, W. Dreybrodt (eds): Karst rock features – Karren sculpturing Postojna-Ljubljana p. 211-222.
- VERESS M.* (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mountains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.
- VERESS M.-DEÁK GY.-CZÓPEK I.* (2006): Növényfolt alatti és növényzetmentes lejtők karrosodásának összehasonlítása Totes Gebirgei példák alapján – Karsztfejlődés XI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 81-103.
- VERESS, M.-PÉNTÉK, K.-ZENTAI, Z.-MITRE, Z.* (2008): Development of rinnenkarren on bare on slopes with dwarfpine - Geographical studies of the University of West Hungary, University of West Hungary, Faculty of Sciences, Szombathely, p. 52-68.

VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-EÖRY M.-MITRE Z. (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfjlődés XIV. NYME TTMK Természetföldrajzi Tanszék Szombathely, p. 139-159.

**A MONTENEGRÓI SINJAJEVINA-KARSZTFENNCSÍK FELSZÍN-
ALAKTANI VIZSGÁLATA TEREPI ÉS TÉRINFORMATIKAI
MÓDSZEREKKEL**

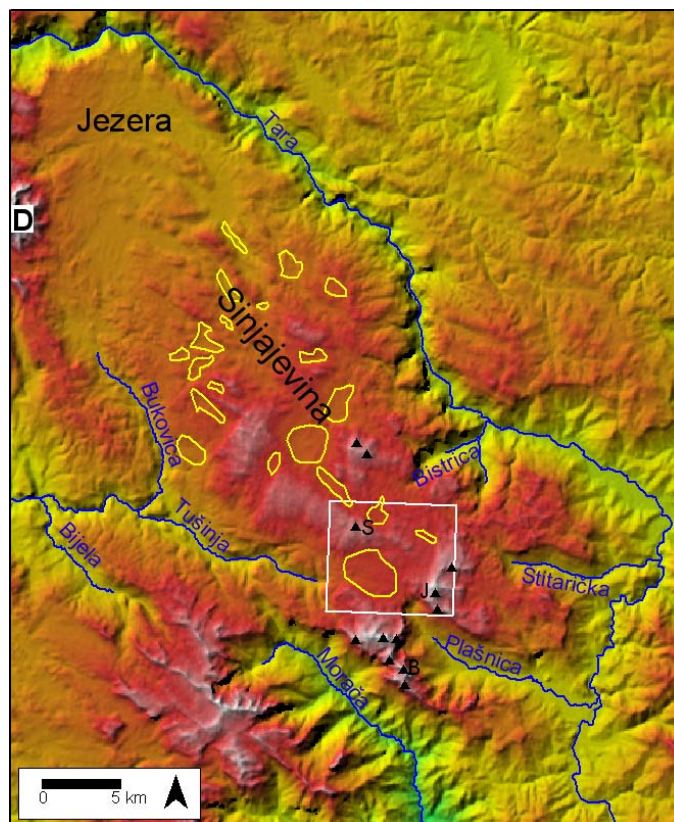
TELBISZ TAMÁS

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

Abstract: Sinjajevina Mountain with Jezerska Povrs form a large karst plateau of 928 km² area, SE of Durmitor Mt in Montenegro. Plateau elevation gradually rises from 1300 m to 1800 m along a NW-SE trend. The plateau relief is generally flat but towards SE smoothed ridges dissect the landscape, whereas the highest peaks (above 2200 m) are found on the southeasternmost glacially sharpened ridges. During the Pleistocene glacial periods the planina could be covered by a several 100 m thick ice sheet and valley glaciers were connectedly formed in the deep southern and eastern valleys. The scouring effect of this ice sheet can be detected in the rolling landscape of the plateau. At present, the surface is mostly covered with dolines (their density is measured 21.7 km⁻² in a smaller sample area), although doline borders are difficult to precisely define on the lower surfaces. However, on the higher, smoothed ridges, a „young stage” polygonal karst type is also observed. Nivation is still an important process in the formation of dolines due to the high amount of winter precipitation. The surface is dotted by small swallow holes (with depth and diameter of some meters) in a very high density (136 km⁻² in a smaller sample area). During our field survey, these forms were mapped by GPS. Karren forms are relatively rare because most part of the plateau is covered by pastures as a consequence of XIXth century deforestation. Geomorphological features were analyzed in a GIS-framework including digital elevation models and doline morphometry.

Bevezetés

A montenegroi Durmitor hegységtől keletre ill. délkeletre hatalmas kiterjedésű (928 km²), ÉNy-DK-i tengelyű karsztfennsík húzódik (1. ábra). Ennek bő hatodrésztét (144 km²) foglalja el az az északnyugati, sík térszín, melyet Jezerska Povrs-nak (röviden Jezerának) neveznek és a szakirodalom gyakran a Durmitorral együtt tárgyalja (LIPOVAC 1987, MAROVIC-MARKOVIC 1972). A hegység legmagasabb pontja a déli részén emelkedő 2277 m magas Babin zub. A hegység határait domborzatilag a legtöbb irányban mélyen bevágódott folyóvölgyek (részben kanyonok) jelölik ki: ÉK, K és DK felől a Tara folyó völgye határolja, míg DNy és Ny felé a Morača, Tušinja és Bukovica vízfolyások felső szakasza képezi a határt. Bizonytalanság elsősorban az ÉNy-i határ meghúzásában adódik, mert itt hiányoznak a válaszvonalat képező völgyek. A Jezera felé a határt a domborzat ellaposodása valamint a glaciális ill. glacio-fluviális üledékek felszíni dominanciája jelenti (geológiai térképek; MAROVIC-MARKOVIC 1972 alapján; 2. ábra). A Jezera és a Durmitor közti határ ugyanezen szempontok alapján jelölhető ki.

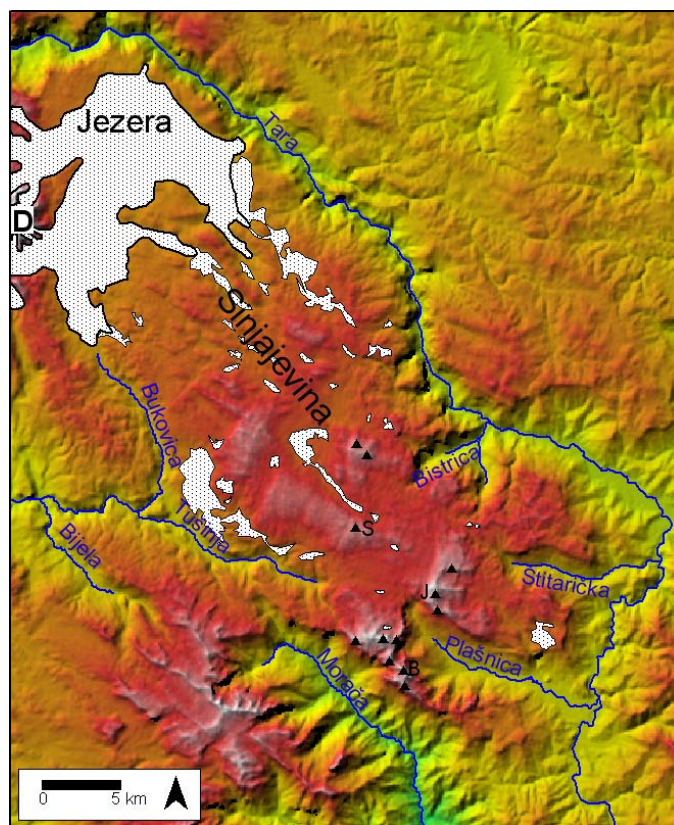


1. ábra: Domborzati térkép a Sinjajevina-hegységről (SRTM adatbázis alapján). Jelmagyarázat: sárga (nyomtatásban fehér) poligon: „polje”; fehér négyzet: vizsgált részterület; fekete háromszög: 2000 m-nél magasabb csúcs; D: Durmitor; S: V. Starac; J: Jablonov vrh; B: Babin zub (2277 m).

Fig.1: Shaded relief map of Sinjajevina Mts (data from SRTM). Yellow (white in print) circle: so-called polje; white rectangle: same area; black triangles: peaks over 2000 m a.s.l.; D: Durmitor Mts; S: V. Starac; J: Jablonov vrh; B: Babin zub.

A geológiai térképek alapján a fennsíkot 1000 métert is meghaladó vastagságban triász és jura mészkövek alkotják, melyek közül a jura kőzetek inkább csak a terület északi felében maradtak meg jelentős kiterjedésben, a déli részeken csupán kisebb foszlányokban lelhetők meg. A Tara folyó kanyonja nagy mélységben tárja föl ezeket a karbonátos kőzeteket. A fennsík délkeleti végét tagoló Plašnica és Štitaricka völgyek felhasadt antiklinálisok tengelyvonalát követik, bennük perm időszi metamorf kőzetek bukkannak elő. Délnyugaton a fennsík idősebb mészkövei alatt kréta törmelékes kőzetek húzódnak, ebben alakult ki a Morača felső szakasza. Itt és a Tušinja folyó mentén kisebb foltokban triász vulkáni kőzetek (andezit, dácit) is megtalálhatók a felszínen.

A Sinjajevina kiemelkedése több lépcsőben zajlott le a kréta időszak-tól kezdődően. A tektonikusan nyugodtabb periódusokat elegyengetett fel-színek jelzik, melyek közül a Sinjajevinában legmarkánsabb a jelenleg 1600 m körüli szint, mely a kora-pliocénben alakulhatott ki abrúzió hatásá-ra. A pliocén végétől fokozódó kiemelkedés hatására vágódtak be a fennsík peremeit jelző völgyek (LIPOVAC 1987). A pleisztocén jégkorszakok idején erőteljes glaciális felszínformálás jellemezte a területet. MAROVIC-MARKOVIC (1972) térképe szerint a Durmitorból induló völgyi gleccserek a Jezera területén (kb. 1300 m t.sz.f.) nagy kiterjedésű jégtakarót alakítottak ki, melyből hosszabb-rövidebb ágak indultak el a Bukovica-folyó, a Tara-kanyon illetve a Sinjajevina öblözetei felé (2. ábra).



2. ábra: Pleisztocén jégtakaró ill. glaciális üledékek kiterjedése a Sinjajevina és a Jezera területén
(forrás: MAROVIC, MARKOVIC, 1972; geológiai térképek)

Fig.2: The extent of the pleistocene ice sheet and glacial sediments in Sinjajevina and Jezera
(source: MAROVIC, MARKOVIC, 1972; geological maps)

LIPOVAC (1987) szerint a Sinjajevina-fennsík domborzatán nincs számottevő nyoma a glaciális erózióknak, és kevesebb morénaanyag is talál-

ható, mint a környező hegyekben, ezért a fennsíkon nem lehetett komolyabb jégta­karó. Kivételt jelentenek a déli magasabb hegyláncok illetve a fennsík peremébe vágó­do völgyek (Plašnica, Štitarička), ahol völgyi gleccserek nyomait őrző oldalmorénák és végmorénák is megtalálhatók még 900 m t.sz.f. magasságban is (Plašnica-völgy szájánál). Ez az alacsony pozíció el­sőre talán meglepő, de a balkáni eljegesedések vizsgálatakor mások is leír­tak már ehhez hasonló vagy ennél alacsonyabb glaciális üledékeket. *MARJANAC-MARJANAC* (2004) és *SMITH* et al (1997) tengerszint közeli előfordulásokat említene­k a Velebit pereméről ill. az Olümposz tövéből, ami kritikával kezelendő, de *CVJIĆ* 1903, *HUGHES* et al, 2006, *MENKOVIC* et al, 2004, *MILIVOJEVIĆ* et al, 2008 munkáiban számos alaposan megvizs­gált balkáni hegység szerepel, melyek a gleccserek 1000 m t.sz.f. magasság alá ereszkedését bizonyítják.

Az eljegesedések végeztével (illetve a jégkorszakközökben) újra a karsztos felszínformálás vált meghatározóvá. A glaciális és karsztos forma­kincs kölcsönös egymásrahatását *FORD-WILLIAMS* (2007) elemezte részle­tesen, számos ehhez kapcsolódó forma a Sinjajevina hegységben is megfi­gyelhető. A fennsíkot nagyszámú töbör borítja, gyakoriak a töbör­sorok és a töbrök összeolvadásával keletkezett uvalák (*LIPOVAC* 1987). A fennsíkon nagyobb méretű, helyileg sokszor poljének nevezett, zárt mélyedések is megfigyelhetők (*1. ábra*), bár ezek nem teljesen feleltethetők meg a „*klas­zikus*” poljéknak: talpuk nem annyira egyenletes, nincs bennük alluviális feltöltés és nem a karsztvízszintben helyezkednek el, jóllehet hóolvadás után egy ideig megáll bennük a víz. A nyílt karos formák viszonylag ritkák, a fennsík túlnyomó részét a XIX. századi erdőirtások eredményeként zömmel füves területek (legelők) borítják, így inkább a talaj alatti karrosodás jellem­ző.

A fennsík évi középhőmérséklete 4-5°C, csapadékmennyisége igen je­lentős, évi 1500-2000 mm, és azon belül is a mediterrán hegyvidéki klímá­nak megfelelően a téli hócsapadék nagy aránya érdemel említést (*LIPOVAC* 1987).

Jelen cikkben a Sinjajevina-hegység domborzati jellemzőinek digitális domborzatelemzés révén történő pontosabb megismerését, illetve a zárt mé­lyedésekkel kapcsolatos terepi, morfológiai, térinformatikai vizsgálatok kisebb mintaterületen való elvégzését tűztük ki célul. A töbrök morfológiai elemzéséhez a térinformatikai módszerek elterjedése temérdek új eszközt (különböző alapadatok térképi egymásra-helyezése; számítások gyors el­végzése; változatos megjelenítési lehetőségek stb.) szolgáltatott, amit az elmúlt években e témakörben megjelent nagyszámú publikáció is tükröz (pl.

ANGEL *et al*, 2004, DENIZMAN, 2003, FAIVRE-PAHERNIK 2007, ORNDORFF *et al*, 2000, TELBISZ 2001, TELBISZ *et al*, 2007).

Módszerek

A Sinjajevina-hegység DK-i részein végeztünk terepbejárást. A felszínformák megismerése mellett a víznyelők ill. egyes helyeken a töbör-határok elhelyezkedését térképeztük kézi GPS (Magellan; Garmin) segítségével.

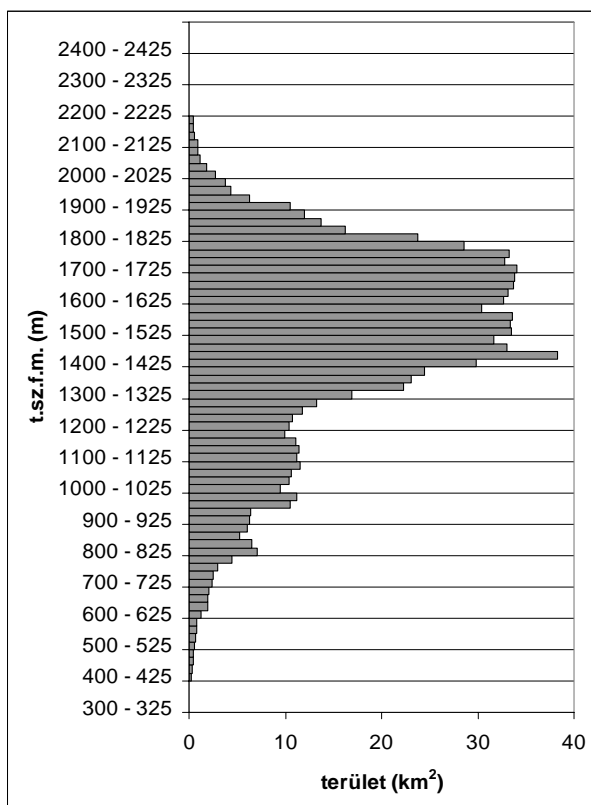
A digitális domborzatelemzést a hegység egész területére vonatkozólag az SRTM adatbázis (RABUS *et al*, 2003) alapján végeztük, melynek horizontális felbontása 90 m. A 7x8 km-es mintaterületről (1. ábra) külön digitális domborzatmodellt (továbbiakban: DDM) készítettünk 1:25000-es topográfiai térkép alapján (szintvonalak digitalizálása, Kriging interpoláció), ennek horizontális felbontását 20 m-esre állítottuk be. További alapadatként felhasználunk még az 1:50000-es topográfiai térképeket, az 1:100000-es geológiai térképeket (KALEZIC-MIRKOVIC, 1966, MIRKOVIC-VUJISIC 1989, ŽIVALJEVIC *et al*, 1981) valamint a GoogleEarth adatbázisában szereplő űrfelvételeket. Mindezeket közös UTM koordinátarendszerbe illesztettük és egységes térinformatikai adatbázist alakítottunk ki.

A térinformatikai elemzéseket ArcView GIS 3.2-es szoftver segítségével végeztük. Az 1:25000-es méretarányú topográfiai térképről digitalizáltuk a töbröket. Ezek középpontjait a térkép többnyire nem jelölte külön, ott a geometriai középpontokat automatikusan határoztuk meg. Szerkesztettünk töbör-sűrűségi térképeket (Kernel-algoritmus felhasználásával), meghatároztuk a töbrök hossz tengelyének állását és nagyságát (JENNESS 2003), valamint a hidrológiai modellezésben bevált eljárások (MARTZ-GARBRECHT 1998) segítségével lehatároltuk a nagyobb, zárt mélyedéseket.

Eredmények

A DDM alapján készült magassági hisztogram (3. ábra) felhasználásával megállapítható, hogy a Jezera-fennsík és a Sinjajevina jellemző szintje 1300 m és 1800 m közé esik (az összterület 66%-a). Ennek alsóbb szintje (1450 m alatt) a Jezerához tartozik, míg felsőbb szintje a Sinjajevina-fennsíkját alkotja (4. ábra). Ebből emelkednek ki a fennsík középső és déli részein a 2000 m-t meghaladó háta. Ezek a háta a Plašnica-völgy két oldalát kivéve jórészt lekerekített formákat mutatnak, és voltaképpen a főcsúcsot is hordozó, keskeny gerinc az egyetlen valóban alpesi jellegű, csipkézett sziklás felszínforma. Kárfülkéket ennek a gerincnek a keleti ill. északi

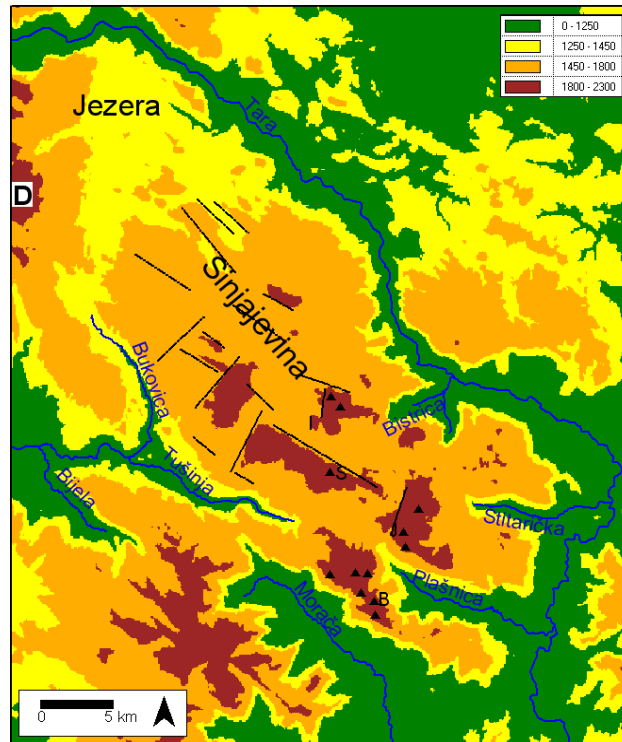
oldalán valamint a második legmagasabb csúcs, a Jablonov vrh, esetében szintén a keleti oldalán figyelhetünk meg, ami az eljegesedések idején (is) feltehetőleg uralkodó nyugatias szelek következményeként értelmezhető.



3. ábra: A Sinjajevina és a Jezera-fennsík magassági hisztogramja
Fig.3: Elevation histogram of Sinjajevina and Jezera

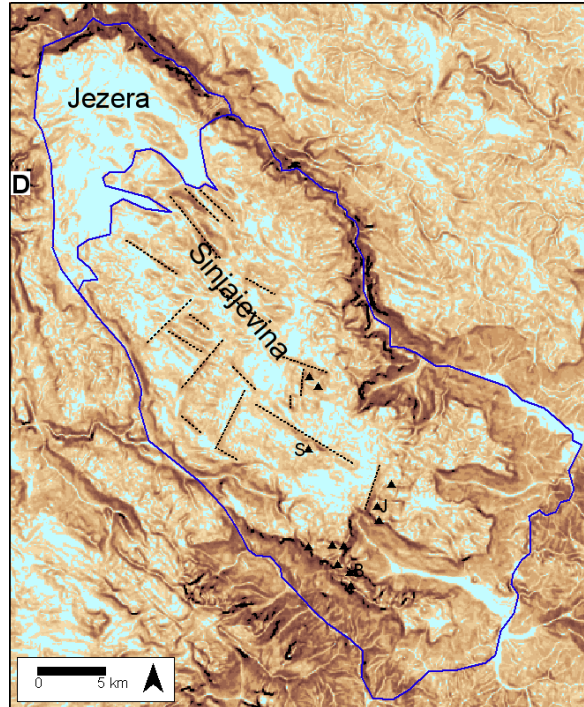
A lejtőszög térkép (5. ábra) alapján látható, hogy a Jezera-fennsík túlnyomó részén 5°-nál kisebb a lejtés, míg a Sinjajevina esetében ezek a közel sík térszínek az ún. poljékkal esnek egybe. A lejtőszög térkép alapján, az egyenes lefutású, meredek hegyoldalak mentén ÉNy-DK-i ill. DNy-ÉK-i irányú vonalakat lehet kijelölni. Ezek egy része egybeesik a geológiai térképen is jelzett szerkezeti vonalakkal, de számos közülük a geológiai térképen nincs jelölve. Az ÉNy-DK-i vonalak általában a gyűrődések tengelyével párhuzamosak és a rétegdőlésre merőlegesek, így az egyenes, meredek lejtők egy része dőlő rétegek szerkezeti preformációjával megmagyarázható. Az 1800 méternél magasabbra kiemelt háta (4. ábra) ÉNy-i és/vagy ÉK-i oldalát többnyire ilyen egyenes, meredek lejtők határolják, így feltételezhe-

tő, hogy ezek függőleges mozgásösszetevővel is rendelkező vetőként viselkedtek.

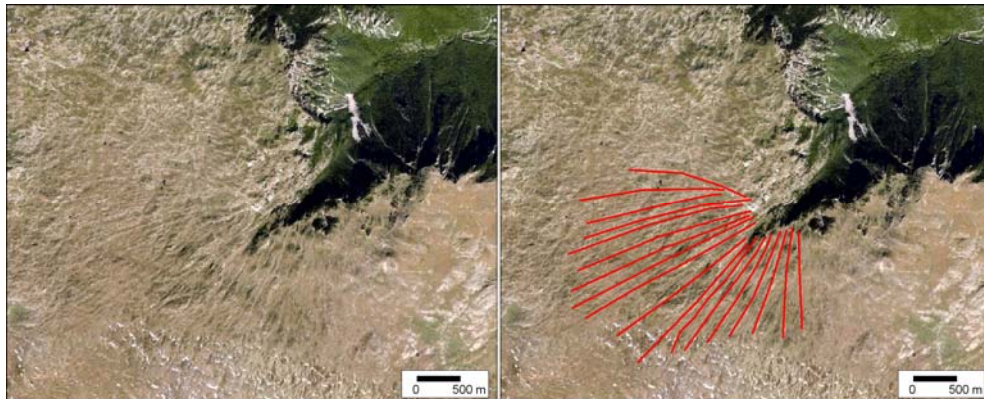


4. ábra: A Sinjajevina és a Jezera-fennsík jellemző magassági szintjei a szerkezeti vonalakkal
 Fig.4: Pronounced elevation levels in Sinjajevina and Jezera with structural lines

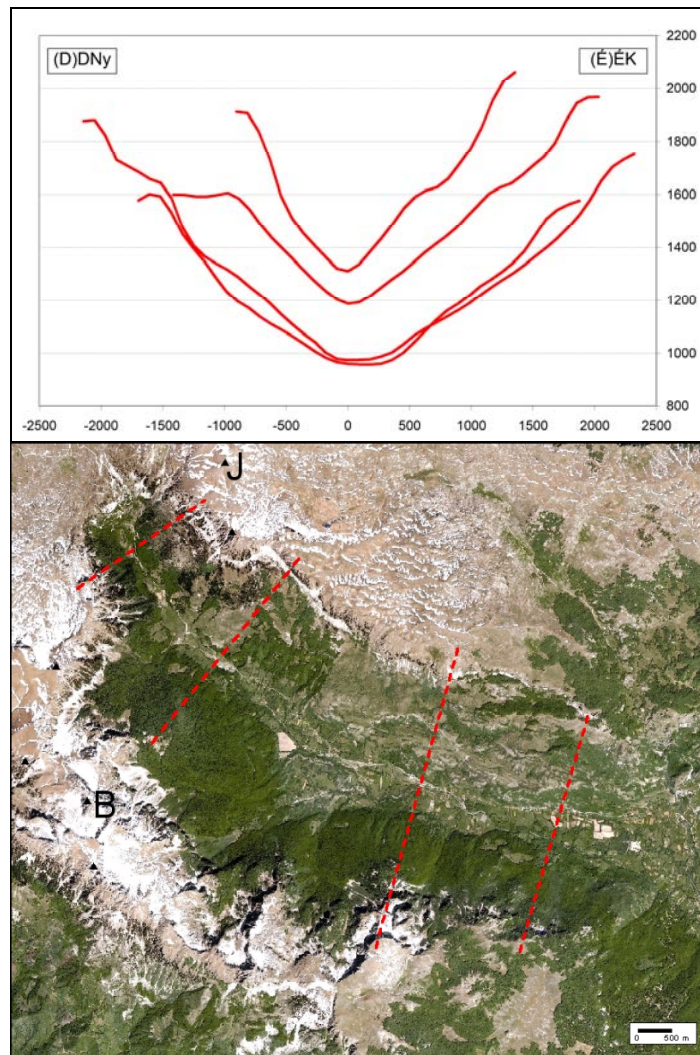
Az űrfelvétel alapján egyrészt jól megfigyelhető a felszínborítottság, az erdők igen kis aránya a kopár, füves térszínhez képest. Másrészt a felszín mintázata is számos információt hordoz, melyek közül a Bistrica völgyfőjéhez a fennsíkon kapcsolódó sugaras mintázat (6. ábra) érdemel különös figyelmet, ami a felszínről nem figyelhető meg, csupán a magasból és néhány méter szintkülönbségű „gerincek” és „völgyek” váltakozásából áll. Véleményünk szerint ez egyértelműen a glaciális erózió nyoma lehet.



5. ábra: Lejtőszög térkép a szerkezeti vonalakkal (szaggatott). Világoskék (nyomtatásban fehér): 5°-nál kisebb lejtésű területek. Kék (nyomtatásban fekete) vonal: a hegység határai.
 Fig.5: Slope map with lineaments (dashed lines). Cyan (white in print) areas: slope < 5°. Blue (black in print) line: the boundary of the mountains.



6. ábra: A Bistrica-völgyfőhöz kapcsolódó jég által csiszolt sugaras mintázat (baloldalt: GoogleEarth kép, jobboldalt: piros/nyomtatásban fekete színnel kiemelve a sugaras mintázat)
 Fig.6: Glacially scoured radial pattern next to the Bistrica valley head (Left: GoogleEarth image; Right: the radial pattern outlined with red /black in print/ lines)



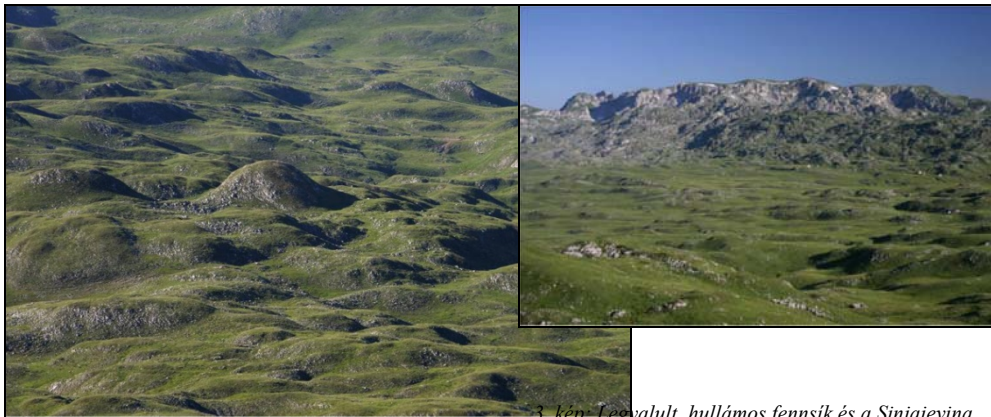
7. ábra: Fent: magassági keresztmetszvények a Plašnica-völgyben; alul: a völgy űrfelvételen (GoogleEarth) a keresztmetszvények helyével. B: Babin zub; J: Jablonov vrh.
 Fig.7: Above: Elevation profiles across the Plašnica valley (distance and elevation in meters); bottom: satellite image (Google Earth) with profile locations. B: Babin zub; J: Jablonov vrh

A Plašnica-völgy a benne megfigyelhető morénák alapján egyértelműen glaciális völgy. Ezt igazolják még a benne megfigyelhető völgyvállak, és a lapos, bár nem túl széles völgytalp valamint a peremek meredek, sziklás jellege (1. kép). Ugyanakkor a sziklafalak omlása nyomán kialakult törmelékletjtők, melyeket napjainkban zömmel erdő borít, a völgy profilját jelentősen torzították és a tipikus U keresztmetszetű glaciális alak kevésbé ismerhető fel (7. ábra).



1. kép: A Plašnica-völgy képe a fennsík pereméről DK felé tekintve
 Photo 1: The Plašnica valley viewing from the plateau rim towards SE

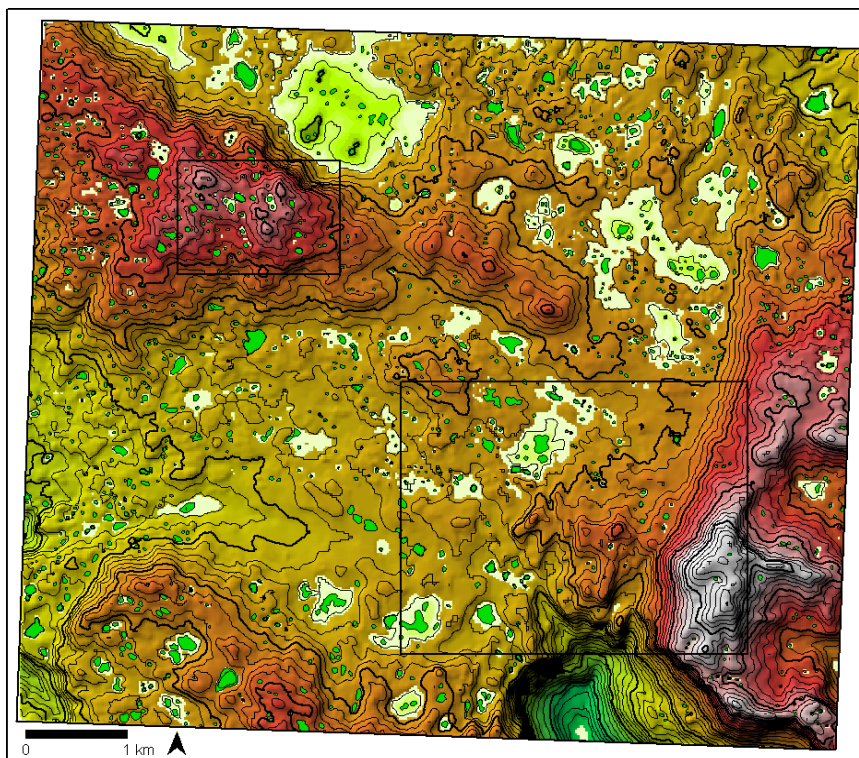
A fennsík laposabb, kevésbé kiemelt területein a töbrök közti gerincek, vízválasztók igen erősen legömbölyítettek, hosszúkás pásztákba rendezettek és a töbrök egymástól gyakran nehezen különíthetők el (2-3. kép). Ez a formakincs szintén az erőteljes glaciális erózióra utal.



2. kép: Legömbölyített töbröközi gerincek.
 Photo 2: Rounded interdoline ridges

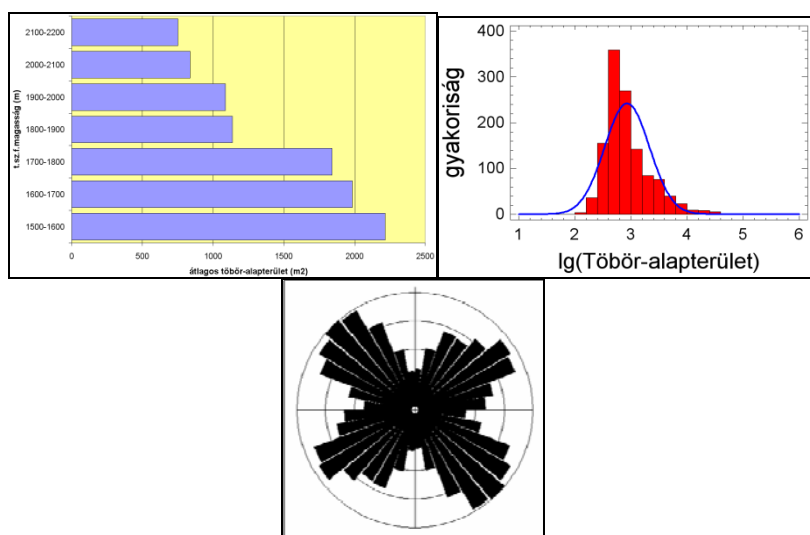
3. kép: Legyalult, hullámos fennsík és a Sinjajevina déli részét lezáró gerinc északi oldala.
 Photo 3: In the foreground: eroded, undulating plateau surface; background: N side of the high ridge at the southern rim of Sinjajevina

A kiválasztott 56 km²-es mintaterület töbreit és a nagyobb zárt mélyedéseket mutatja a 8. ábra térképe. A topográfiai térkép alapján 1215 töbrő található a területen, így a sűrűség 21,7 töbrő/km². Megjegyzendő, hogy terepi megfigyeléseink alapján mind a töbrők számát, mind pedig méretét valamelyest alábecsli a topográfiai térkép, ennek mértékét azonban nehéz meghatározni. A töbrők térbeli elhelyezkedése (amit itt helyhiány miatt nem közölt sűrűségterképekkel is vizsgáltunk) meglehetősen bonyolult képet mutat, abból egyértelmű mintázat nem rajzolódik ki. A legközelebbi szomszéd-index (CLARK-EVANS 1954) értéke 0,92, ami szintén véletlenszerű elrendeződésre utal. Természetesnek mondható, hogy a töbrők az enyhébb lejtésű térszíneken alakulnak ki (ezt a „kiátlagolt” SRTM domborzathoz viszonyítottuk): 84%-uk a 10°-nál kisebb, 95%-uk a 14°-nál kisebb lejtőkön fejlődött ki. Néhol a töbrők vonalas elrendeződése figyelhető meg, de ez nem tekinthető általánosnak.



8. ábra: Töbrők és zárt mélyedések a mintaterületen. Sötétzöld (nyomtatásban fekete) poligon: a topográfiai térképen jelölt töbrő. Világoszöld (nyomtatásban fehér): nagyobb zárt mélyedés. Fekete keret: ÉNy-i: V. Starac polygonális karszt kivágata (11. ábra); DK-i: víznyelő-térkép kivágata (10. ábra) Alapszintvonalköz: 20 m. Fig.8: Dolines and larger, closed depressions in the sample area. Dark green (black in print) polygon: doline marked in the topographic map. Light green (white in print): large, closed depression. Black boxes: NW: map frame of Fig.11; SE: map frame of Fig.10. Contour interval is 20 m.

A töbrök száma és átlagos mérete a tengerszint feletti magassággal fokozatosan csökken (9a. ábra). A töbrök alapterületének gyakorisági eloszlása (9b. ábra) a számos területen megszokott lognormális eloszlástól (pl. TELBISZ et al, 2007) kismértékben eltér, nagyobb arányban vannak jelen a kisméretű töbrök, amit okozhat egyrészt a topográfiai térkép pontatlansága is, de ha ezt a lehetőséget kizárjuk, akkor ez azt jelenti, hogy a töbrösödés még egy „fejletlen stádiumban” van, nem nőttek még elég nagyra a töbrök, nem indult meg az összenövésük. A töbrök hosszengelyeinek állása (9c. ábra) egyértelműen a domborzatban és a szerkezetben is jól megfigyelhető ÉNy-DK-i illetve DK-ÉNy-i irányokat követi.



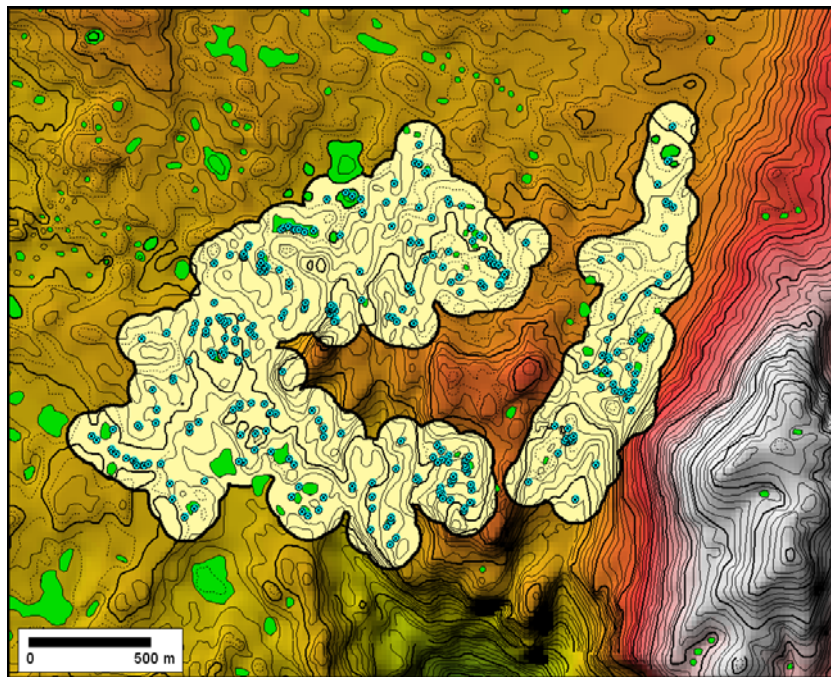
9. ábra: A töbrök néhány fontos morfológiai jellemzője a mintaterületen belül.
 a) A töbrök átlagos alapterülete a t.sz.f.magasság függvényében
 b) A töbrök alapterületének gyakorisági eloszlása (szemilog. koordináta-rendszerben)
 c) A töbrök-hosszengelyek rózsadiagramja
 Fig.9: Some important morphometrical parameters of dolines (in the sample area)
 a) Mean doline area vs elevation a.s.l.
 b) Doline area frequency distribution (in a semilog plot)
 c) Rose diagram of doline long axes

A fennsíkon igen gyakoriak a töbröknél kisebb méretű (néhány méter átmérőjű), markáns, víznyelőszerű mélyedések (4. kép). Ezek kialakulásában a nivációs hatás is fontos szerepet játszhat (5. kép). Ezeket a mélyedéseket térképeztük fel a mintaterület egy kisebb részletén (2,36 km²). Töbrök alján 5-10 ilyen kisebb víznyelő is előfordulhat, de töbröközi hátakon, lejtőkön is szép számmal megtalálhatók, sűrűségükre a térképezésünk szerint 136 víznyelő/km² adódott (10. ábra).



4. kép: Kisméretű víznyelő a Jablonov vrh-től nyugatra
 Photo 4: Small-sized swallow-hole W of Jablonov vrh

5. kép: Hóval kitöltött víznyelők a Jablonov vrh DK-i oldalán
 Photo 5: Snow-filled swallow-holes SE of Jablonov vrh



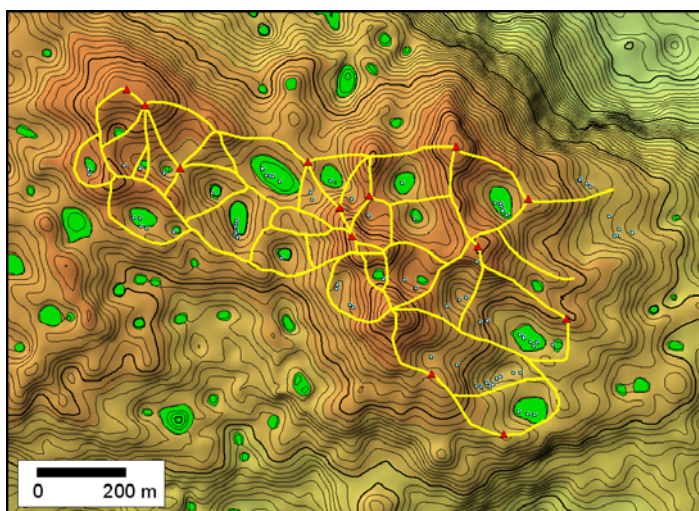
10. ábra: Víznyelők elhelyezkedése a GPS-szel feltérképezett területen. Sötétzöld (nyomatásban fekete) poligon: a topográfiai térképen jelölt töbör. Kék kör (nyomatásban szürke, pontozott): víznyelő. Drapp (nyomatásban fehér) poligon: a víznyelő-térképezés területe. Alapszintvonalköz: 10 m.

Fig.10: Spatial distribution of swallow-holes mapped by GPS. Dark green (black in print) polygon: doline. Blue circle (gray with dot in print): swallow-hole. Light brown (white in print) polygon: areal extent of GPS mapping. Contour interval is 10m.

A fennsík déli, középső részén kiemelkedő V. Starac csúcs környékén a töbrök eltérő jelleget mutatnak (6. kép). A mélyen bevágódott töbrök között a gerincek összeszűkültek és így a felszín egy kialakulóban lévő poligonális karszt (FORD-WILLIAMS 2007) képét mutatja. GPS segítségével föltérképeztük a gerinchálóját és az itt is nagy számban előforduló víznyelőket (11. ábra).



6. kép: Nagy relatív mélységű, egymáshoz közel elhelyezkedő töbrök a V. Starac csúcs közelében
Photo 6: Dolines with large depth/diameter ratio near V.Starac peak.



11. ábra: A V.Starac poligonális karsztja. Sötétzöld (nyomtatásban fekete) poligon: a topográfiai térképen jelölt töbrök; kék kör (nyomtatásban fehér): víznyelő; sárga (nyomtatásban fekete) vonal: töbröközi gerinc; piros háromszög (nyomtatásban nincs): töbröközi csúcs. Alapszintvonalköz: 5 m
Fig.11: The polygonal karst of V.Starac. Dark green (black in print) polygon: doline (after the topographic map); blue circle (white in print): swallow-hole (by GPS); yellow line (black in print): interdoline ridge (by GPS). red triangle (not in print): interdoline peak. Contour interval is 5m.

Következtetések

A Sinjajevina-hegység általunk vizsgált részein három karszt típus jellemző:

- 1) A 2000 métert is meghaladó csúcsokkal rendelkező délkeleti részeken jellegzetes alpesi típusú glacio-karsztos térszínek alakultak ki.
- 2) A fennsík középső, viszonylag magasabb hátain „éretlen” kifejlődésű poligonális karszt figyelhető meg.
- 3) A fennsík alacsonyabb, nagy kiterjedésű részein egy glaciálisan erősen megcsiszolt felszínen zajlik a töbrök, víznyelők képződése.

A kisméretű víznyelők képződése fiatal folyamatnak látszik, elképzelhető, hogy a XIX. századi erdőirtások hatására kopárrá váló területen ez a folyamat felgyorsult.

A számos eljegesedésre utaló morfológiai bizonyíték alapján feltételezhető, hogy a hegységet viszonylag vastag platógleccser borította. Ennek kifejlődése az eljegesedések kezdetén a poljéknak nevezett zárt mélyedésekben hó/firn felhalmozódásával indulhatott el. Ezt éghajlatilag a jégkorszakban is feltételezhetően jelentős mennyiségű csapadék segíthette. A hegységben talált viszonylag kis mennyiségű moréna-anyagot azzal magyarázhatjuk, hogy a középső hátakat (majdnem) teljesen befedhette ez a jégtakaró, így a moréna-anyag képződése gátolva volt. Ez alapján a jég vastagsága elérhette a 2-300 métert is. A jégtakaró a fennsík peremébe vágódó völgyek felé lassan mozoghatott és belőle völgyi gleccserek nyúlhattak le (~mai analógia: Jostedalbreen). Ez megmagyarázhatja azt a tényt is, hogy a platójég által táplált gleccserek miért nyúlhattak le alacsony t.sz.f. magasságokig.

További vizsgálatot igénylő kérdés, hogy a Sinjajevina-hegység és a Jezera-fennsík jégtakarója összekapcsolódott-e, érintkezett-e egymással. Az eljegesedések korának, szakaszainak feltárása szintén a későbbi kutatások feladata. Valószínűnek látszik, hogy az eljegesedések utolsó szakaszában csak a déli, legmagasabb gerinceken volt jég, kisebb kárgleccserek formájában.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki Jelena Čalić-nak a terepi munkák szervezésében és a szakirodalom felkutatásában nyújtott segítségéért, továbbá Ábrahám Attilának a szerb cikkek fordításában való közreműködéséért.

IRODALOM

- ANGEL J.C.-NELSON D.O.-PANNO S.V.* (2004): Comparison of a new GIS-based technique and a manual method for determining sinkhole density: An example from Illinois' sinkhole plain. – *Journal of Cave and Karst Studies*, 66/1, pp.9-17.
- CLARK, P.J.-EVANS, F.C.* (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations. – *Ecology*, 35, pp.445-453.
- CVJIĆ, J.* (1903): Novi rezultati o glacijalnoj eposi Balkanskog poluostrva (New Results on the Glacial Epoch on the Balkan Peninsula; paper in Serbian). *Glas SKAN*, 65, Beograd.
- DENIZMAN C.* (2003): Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. – *Journal of Cave and Karst Studies*, 65/1, pp.29-35.
- FAIVRE S.-PAHERNIK M.* (2007): Structural influences on the spatial distribution of dolines Island of Brač, Croatia. – *Z. Geomorph. N.F.*, 51/4, pp.487-503.
- FORD, D.C.-WILLIAMS, P.* (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (2nd edition) – Wiley & Sons, 562 p.
- HUGHES P.D.-WOODWARD J.C.-GIBBARD P.L.* (2006): Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains – *Progress in Physical Geography*, 30/3, pp.334-364.
- JENNESS, J.* (2003): Longest Straight Line v1.3 – Jenness Enterprises, <http://www.jenness.com/arcview>
- LIPOVAC, N.M.* (1987): *Planina Sinjajevina. Prilog Poznavanju Naših Visokih Planina* – Naučna Knjiga, Beograd.
- MARJANAC, L.-MARJANAC, T.* (2004): Glacial history of the Croatian Adriatic and Coastal Dinarides. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp. 19–26.
- MARVIĆ, M.-MARKOVIĆ, M.* (1972): Glacial morphology of the Durmitor Mt.wider area (in Serbian). *Geoloski anali Balkanskog poluostrva*, 37, pp.37-48.
- MARTZ, L.W.-GARBRECHT, J.* (1998): The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models – *Hydrological Processes*, 12, pp. 843-855.
- MENKOVIĆ, L.-MARKOVIĆ, M.-CUPKOVIĆ, T.-PAVLOVIĆ, R.-TRIVIĆ, B.-BANJAC, N.* (2004): Glacial morphology of Serbia (Yugoslavia), with comments on the Pleistocene glaciation of Montenegro, Macedonia and

- Albania. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam, pp.379–384.
- MILIVOJEVIĆ, M.-MENKOVIĆ, L.-ČALIĆ, J.* (2008): Pleistocene glacial relief of the central part of Mt.Prokletije (Albanian Alps). – Quaternary International, 190, pp.112–122.
- ORNDORFF R.C.-WEARY D.J.-LAGUEUX K.M.* (2000): Geographic Information Systems Analysis of Geologic Controls on the Distribution of Dolines in the Ozarks of South-Central Missouri, USA – Acta Carsologica, 29/2, pp.161-175.
- RABUS, B.- M. EINEDER,- A. ROTH,- R. BAMLER,* (2003): The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar – Photogramm. Rem. Sens., v. 57, pp.241-262.
- SMITH, G.W.-NANCE, R.D.-GENES, A.N.* (1997): Quaternary glacial history of Mount Olympus. – Geological Society of America Bulletin, 109, pp.809–24.
- TELBISZ T.* (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (49) / 1-2, pp.95-108.
- TELBISZ T.-MARI L.-ČALIĆ J.* (2007): Morfometrijska analiza vrtača na Mirocsu upotrebom GIS-a (Doline morphometry of Mt Miroč using GIS methods) – Glasnik Srpskog geografskog društva (Bulletin of the Serbian Geographical Society), 87/2, pp.21-30. (in Serbian)
- Geológiai térképek:
- KALEZIĆ, M.-MIRKOVIĆ, M.* (1966): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Savnik, K 34-39 – Savezni geološki zavod Beograd.
- MIRKOVIĆ M.-VUJISIĆ P.* (1989): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Zabljak, K 34-27 – Savezni geološki zavod Beograd.
- ŽIVALJEVIĆ M.-VUJISIĆ P.-MIRKOVIĆ M.-ČOKIĆ B.-ČEPIĆ M.* (1981): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Ivangrad, K 34-40 – Savezni geološki zavod Beograd.

A BERVA-PATAKI VÍZNYELŐ KIALAKULÁSA ÉS PUSZTULÁSA AZ EGRI BERVA-BÉRC LÁBÁNÁL

KOZMA KATALIN¹ – HOLLÓ SÁNDOR²

¹Főiskolai adjunktus, NYME-TTMK Szombathely, Károly G. tér 4. 9700.
kata.kozma8@gmail.com

²Földtani és Tájvédelmi osztályvezető, BNP Eger, Sánc u. 6. 3304.
hollos@bnp.kvvm.hu

Abstract: The one of the most important natural resources of the Bükk Mountains is the karst water table, which plays a key role in the formation of this mountain. Yielding of the dynamic karst water table shows an increasing number gradually, which indicates that the karst water background has been utilized 70-80%, as roughly estimated. Unfortunately, the karst water table depression shows decreasing water level at several places, which can influence the current static karst water level, respectively. In the case of up-streaming sinkhole at pediment area of the Berva-bérc (nearby Eger), a little sinkhole corresponds to a fact that the human- used environment is so fragile and unpredictable. The development and formation of this sinkhole are related to the regional geological settings and influenced by human usage. Based on the geological field trip and geological mapping of this area, we managed to reconstruct the possible stages of the formation of this sinkhole and, moreover, we suggested the solutions to avoid any environmental obstacles and problems. It is important to note here that this sinkhole is situated relatively close to the Bervai Vízmű (drink water shaft), which supplies portable water to this area indicating that the potential contamination delivered from the sinkhole.

Előzmények

Az Eger környéki karsztjelenségek évezredek óta ismertek, az ember megtelepedése óta, a kor igényei szerint használja is ezeket. Kadić Ottokár 1933-as ásatása során a Berva-völgyi sziklaüregben (Kemencelyuk) bizonytalan korú ősemberleleteket talált (álkapocs töredék, csonteszközök; a barlang ma már nem fellelhető, a mészkőbánya felemésztette). Nem zárható ki az Egerpatak menti hőforrások őskori használata sem, bár írott adatok leginkább a török kortól állnak rendelkezésre. A sasbércecs szerkezethez köthető természetes langyos karsztforrások dokumentált használata tehát évszázadokra nyúlik vissza. A város ivóvízellátásába a karsztvíz napjainkban is kiemelkedő szerepet játszik, elsősorban a Petőfi téren lévő vízmű kutak által.

A Berva-oldal völgyébe telepített Finomszerelvénygyár (és hadiüzem), valamint a mellé épült lakótelep vízellátására 1963-ban hoztak létre helyi vízművet. Az első víznyerő hely a valószínűleg természetes forrásra telepített Karsztakna, mely kb. 8 m mélyen éri el a Berva-bérc folytatásában lezökkenett helyzetben lévő mészkövet. Később, a vízellátás biztonságának növelése érdekében még két kutat mélyítettek. A 80 m-re nyugatra lévő vízműkút 24,8 m mélységben, a 230 m-re keletre lévő vízműkút 90 m mé-

lyen éri el a mészkövet. A karsztvízszint a termelő kutakban 181,8-196,7 m-re van tengerszint felett (OMYA Eger, Felnémeti Bányüzem, Üzemi Vízművelési Kárelhárítási terv 1999.) A karsztaknát az intenzív vízkivétel miatt többször kellett mélyíteni, a süllyedő karsztvíz víznyelése érdekében. A természetes karsztvízszintben tehát jelentős depressziós tölcser alakult ki.

2009 márciusában a bervai lakótelepről érkezett telefonos bejelentés hívta fel a Bükk Nemzeti Park Igazgatóság munkatársainak figyelmét egy rendkívüli természeti képződményre (1. ábra), a Berva-patak mellett újonnan keletkezett víznyelőre. A lakók a Bervai Vízmű ivóvízként használt tiszta karsztvizét féltették az újonnan felnyílt víznyelől át a karsztvízbe kerülő szennyeződéstől. Aggodalmuk nem volt teljesen alaptalan, a patak vize, mely eltűnt a víznyelő mélyén, nem tekinthető szennyeződésmentesnek.



1. ábra. A tárgyalt víznyelő helyzete M1:10 000 térképen jelölve
Fig. 1. A map showing the position of the studied sinkhole (scale: 1:10 000)

Kutatási adatok a témához

A karsztfejlődés során VERESS (2000) szerint a karszt egészének fejlődési környezetét annak az erózióbázisához viszonyított magassági helyzete, illetve az alakítja, hogy a magasságkülönbséget milyen módon és gyorsasággal

érte el. Ezek a tényezők ugyanis hatással vannak a fedőüledékek lepusztulási ütemére, valamint a karsztvízszint helyzetére és annak térbeli változására.

VERESS (2004.) meghatározásában a víznyelő olyan lefolyástalan karsztos forma, amelynek kialakulása és főleg további fejlődése vízáramlással és nem szivárgással történik. Megállapítja azt is (*VERESS* 2004), hogy a víznyelők fosszilizálódhatnak, járatuk időlegesen vagy véglegesen eltömődhet. A vizsgálati területünkön megfigyelhető néhány évvel ezelőtti felnyílás helyén a felszíni tömedékelést ugyan végrehajtották (az említett esemény a jelen felnyílástól kb. 30-40 m-re történt ÉNy-i irányban), de feltételezhető, hogy az adott felnyílás végleges eltömődéséhez a tömedékelést megelőzően, az idő folyamán a természetes beszakadás során járatba jutott nagymennyiségű anyag is hozzájárult.

A nemzetközi szakirodalomban a víznyelő fogalmát igen tágan értelmezik. Így pl. *CVIJIČ* (1924) szerint víznyelő az a hely, ahol a felszíni víz a felszín alá vezetődik. Az is általánosan ismert tény, hogy különböző víznyelők, ill. a vízelvezető járatok kialakulása a különböző karsztterületeken többféleképpen történhet. A víznyelők kialakulása az áramló karsztvíztől független vagy attól függő lehet (*VERESS* 2000).

A víznyelők rendszerint közethatáron, valamely kiemelkedés tövében képződnek, vagy olyan karsztos formában, amely jellegénél fogva a felszíni vizeket képes összegyűjteni (*VERESS* 2004.). Ennek figyelembe vételével morfológiai környezetüket tekintve lehetnek például:

- Karsztperemi víznyelők, melyek a karszt peremén, a befolyási oldalon helyezkednek el. Kialakulásukban szerepet játszik mind a közethatár, mind a közethatár mentén kialakult denudációs lépcső.
- Völgytalpi víznyelők (karsztbelseji víznyelő), melyek az átöröklődéses völgy talpán völgyi közethatárnál fejlődnek ki.
- Kialakulhatnak karsztos magaslatoknál (*BALÁZS* 1984).
- Gyakran fejlődhetnek ki karsztos mélyedésekben, elsősorban úgy, hogy ezek pereménél képződnek.
- Víznyelők, melyek kialakulhatnak barlangokban, ahol a meder nem karsztos üledékei kiékelődnek.

A környék földtani, morfológiai leírása

Az újonnan felfedezett víznyelő földtani, morfológiai helyzete igen eltérő, mint a természeti folyamatok során kialakult nyelők.

A Berva-patak a Délnyugati-Bükk jurakorú képződményeiben ered és a Berva-völgy allúviummal fedett jurakorú kőzetein hosszan haladva éri el a Berva-bérc középső-felső-triász korú mészkövét. Ezt egy mély, mere-

dek falú sziklaszorosban vágja át. (A két oldalában nyitott valamikori Érseki-bányák, majd az OMYA Kft. őrlőművének elhelyezése miatt a sziklaszoros mára jelentősen kitágult.) A mészkő elérésekor a patak meder-nyelőkön keresztül beszivárog a kőzetbe és a mélykarszt vizét táplálja. (Jelenleg a meder-nyelők az OMYA Kft, területén kialakított mederburkolás miatt nem teljes intenzitással működnek.) A Bervai Mészkővön csak a nagyvíz idején jut át a vízfolyás. A régi cserkésztáborot elhagyva, ún. fedett karsztra jut, ahol a Bervai Mészkő mélyebbre zökkent részeit 8-25 m, nemritkán 90 m vastag fiatalabb kőzetegyüttes (törmelékes, agyagos allúvium és tufa) fedi (2. ábra). A víznyelő közelében mélyített vízmű kutak egyszerűsített rétegsora a következő:

K-23 (1968):

Magasság: 205,193 mBf,

0,0- 2,0 m Talaj,

2,0-24,8 m Agyag, agyagos homok, kavics, tufa,

24,8-50,0 m Mészkő.

K-31 (1973):

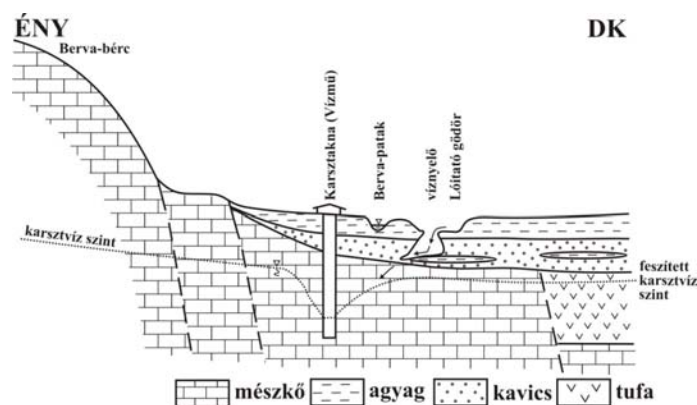
Magasság: 201,317 mBf,

0,0-10,0 m Lejtőtörmelék,

10,0-90,0 m Tufa, tufás homok, iszapos homok,

90,0-120,0 m Mészkő.

A legfelül lévő 1-2 m vastag alluviális (áradmányos) agyag eddig megakadályozta, hogy a Berva-patak vizét elnyelje a mészkő (PELIKÁN 2002, HEVESI 2002)



2. ábra. A víznyelő környezetének feltételezett földtani képe

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag, 3. kavics, 4. tufa

Fig. 2. Hipotetycal regional geological cross section of the sinkhole

Legend: 1. limestone, 2. clay, 3. gravel, 4. tufa

A víznyelő morfológiai fejlődése

2009-ben a Bervai Vízmű karsztaknájától nem messze, közvetlenül a meder mellett kialakított beásásban keletkezett az az 1-1,5 m átmérőjű nyílás, amely a nyílásnál kettéágazó patak vizét belevezette a fedett karsztba. A felnyílás szája alatt harangszerűen kiszélesedő üreg alakult ki, melynek mélysége 2,5-3,0 m, talpi szélessége 3,0-3,5 m volt. A feltárt rétegsor legfelül mintegy 20 cm-es humuszos talajból, alatta kb. 1,3-1,8 m vastag agyagból, azt követően durva, agyagos homok és kavics üledékből állt. Az üreg alján rés jellegű vízvezető járatban tűnt el a patak tavaszi nagy vízhozamának kb. 80%-a (50-60 l/másodperc) és ömlött be a karsztba. Minden bizonnyal egy újabb agyagos, vízzáró réteg, vagy lencse alkotta az üreg alját, hiszen a bezúduló víz - jól láthatóan irányt változtatva - közel vízszintes járaton tűnt el. A patak vizének kb. 20 %-a a mederben tovább folyt. A víz áramlásának irányát az üregben látható jelek és folyamatok alapján, meglepő módon, ÉK-inek, a Berva-bérc felé tartónak lehetett feltételezni. Ez pontosan a Vízmű karsztaknája felé mutatott (1. kép).



1. kép. A feltároló víznyelő ürege
Picture 1. Chamber of the developing sinkhole

2009 májusában a Vízmű az ivóvízbázis védelme érdekében a patak medrét kissé elterelte és a kialakult nyelő nyílása felé vezető utat elgátolta. Ezzel megszüntette a patakviz közvetlen beömlését a karsztba, azonban a képződött üreget nem temették be, ezzel fenntartották a víznyelő potenciális

újráműködésének lehetőségét. Sajnálatos módon a nem kellően végiggondolt mentesítő beavatkozás csak ideig-óráig nyújtott védelmet. 2010 januárjában a hirtelen bekövetkezett enyhülés hatására meginduló intenzív olvadás miatt a Berva-patak váratlanul megduzzadt és a víz újra elérte az el nem tömedékelt nyelő nyílást. Ezt az állapotot csak szemtanúk leírásából ismerjük, akkor sajnos senki nem jelezte felénk a víznyelő működését. Ez év március közepén kaptunk hírt a víznyelőről, de a helyszínen ekkor már csak a következőket lehetett megállapítani:



2. kép. A víznyelő állapota 2010 áprilisában
Picture 2. The current stage of the sinkhole (April 2010)

A nyelő nem működik, de megközelítőleg a nyelő valamikori nyílása köré rajzolt kb. 1,5 m sugarú körben hatalmas nyílás tátongott, valószínűleg a nyelőnél képződött üreg tovább bővülése utáni beszakadás következményeként. A vízmű által hevenyészetten rakott gátacska a helyén maradt, a beszakadás közvetlenül a gát után következett be. A patak és az egykori lóitató medre összenyílt és a helyükön 1,5-2,0 m mély „tavacska” keletkezett, melyet a medrek eredeti fenékmélyiségében megmaradt agyagos üledékek öveznek. A patak vize látszólag elnyelés nélkül átrobog a „tavacskán”, vízhozama 50-60 l/s körüli. Valószínűleg az történt, hogy a nyelés beindulása után a kavicsos üledékben meglévő üreg tovább bővült K-i és ÉK-i irányba, majd beomlott. Az omlás során bezúdult agyagos talaj a nyelő üregbéli vízvezető járatát eltömítette, a nyelés szinte teljesen megszűnt, a gödör megtelt patakvízzel, „tavacska” keletkezett. A beszakadt földdel

együtt, néhány kisebb és egy kifejezetten magas (7-8 m) fa is belecsúszott a felszakadt üregbe. Kissé megdőlt állapotban szinte félig belemerült a „*ta-vacs-kába*”. A bezúdult és a növények gyökérzete által részben összetartott agyagos talaj a gödröt legalább 1-1,5 m vastagságban feltölthette, így a fentebb említett mért mélységnél a víznyelő alatt képződött üreg eredeti mélysége kb. 1 m-rel több lehetett. A fák kidőlése a rügyek állapota alapján nem történhetett 2-3 hétnél korábban.

A vízzel elárasztott üreg teljes mérete nem ismert, előfordulhat, hogy a peremek alatt boltozatszerűen tovább nyúlik, ezért nem tartottuk elképzelhetőnek a további omlásokat sem (2. kép).

A kialakulás feltételei

A nem túl vastag vízzáró réteg átszakadásának pontos okai nem teljesen tisztázottak, de a begyűjtött információk és az ismert jelenségek birtokában valószínűsíthetjük azokat. Egy helyi lakos elmondása szerint a patak melletti terület tulajdonosa ásatott, lovak itatására, a mederrel összeköttetésben lévő kb. 0,8-1,3 m mély, nagyjából 10 m²-es gödröt, melynek legmélyebb pontja mintegy 60-70 cm-el a patakmeder szintje alatt helyezkedett el. A gödör először két éve szakadt be és víznyelőként működött tovább. Vagyis a gödörbe befolyó patakvíz a folyóvízi üledékekkel fedett, karsztos Bervai Mészakőben tárolt karsztvízbe minden különösebb szűrőréteg közbeiktatása nélkül zúdult be. Később a víznyelő eltömődött, de 2009. március 13-án újra felnyílt és több hónapra keresztül nyelt. Az elmondottakból valószínűsíthető, hogy az itató mélyítésekor a talaj felső vízzáró rétege elvékonyodott esetleg megsérült, az itatóban képződött kis „*tó*” a vékony agyagréteget átázta, lassú szivárgással áthatolt rajta, vízjárat képződött, amely fokozatosan kitágult.

A víznyelő felnyílásában, a fent leírtakon kívül, több egyéb tényező is szerepet játszhatott. Elképzelhető, hogy a mélységben áramló víz hozott létre kimosódásos üreget az üledékben, mely felszakadt a felszínig, esetleg fedett barlangüreg szakadt fel. Az első feltételezést támasztja alá az üreg alján látható, fentebb már említett, ÉK-i vízáramlási irány, amelyet valószínűleg a karsztakna korábbi víztermelése okozhat. Ugyanis a víz nagymérvű kiszivattyúzása a közel vízszintesen elhelyezkedő karsztvíz felszínébe tölcser formájú depressziót képez. Ennek következtében a karsztvíz a karsztakna felé áramlik. Valószínűleg ez a depresszió húzza magával az üregbe befolyó patakvizet is. A leírt folyamatok eredménye Magyarország egyik legalacsonyabban fekvő működő víznyelője lett. Egy helyi lakos elmondása szerint egy-két éve a karsztakna megközelítő földútján 1-1,5 m mély besza-

adás keletkezett. Valószínűleg ez a jelenség is a létrehozott víznívó süllyedés (depresszió) következménye. A szintsüllyedés miatt az addig a lassan dél felé áramló karsztvízzel telített kőzet pórusaiból (homok, kavics), repedéseiből (mészkő) eltűnik a víz. A víz eltávozása miatt a kőzet/víz két fázis kőzet/levegő két fázisra, esetleg kőzet/levegő/víz három fázisra változott, amely állapot a porózus (kavics, homok) és repedezett (mészkő) kőzetek állékonyságát jelentősen csökkentette. Nem elhanyagolható, hogy a depresszió hatására a karsztvíz áramlása felgyorsul, kimosódások jöhetnek létre, amelyek tovább növelik a kőzet omlékonysági hajlamát. E folyamatok eredményeképpen felszínig hatoló felszakadások jöhetnek létre a depressziós tölcser felett. A beszakadásokat további folyamatok is elősegíthették. A víznyelőtől nem messze húzódik a mészkőbányához vezető, alig egy évtizede épült, ipari vasút 8-10 m magas töltése. Már a töltés súlya is kedvezőtlenül befolyásolhatja az alsóbb kőzetretegek talajmechanikai tulajdonságait, de ehhez még hozzávehetjük a napi rendszerességgel erre elhaladó vasúti szerelvény rezgéskeltő hatását is. A bányában végzett robbantások szeizmikus hatásai szintén elősegíthetik a mélyben lévő kőzetek állékonyságának csökkenését.

A víznyelő keletkezésének tehát antropogén és földtani okai vannak, melyek együttes hatására jött létre (egymás után kétszer is) a rövid életű különleges karsztjelenség. Összefoglalóan a következő tényezők együttes és egyidejű fellépése volt szükséges a víznyelő kialakulásához:

- Földtani feltételek:
 - o Karsztos kőzet megléte
 - o Vízáró fedőüledék kis vastagsága
- Emberi behatások:
 - o Vízáró fedőüledék vastagságának lecsökkentése (beásás)
 - o Az elvékonyított fedőüledék intenzív eláztatása (a patakvízzel táplált lóitató)
 - o Az elvékonyított fedőüledék esetleges mechanikus megsértése (markológép kanalának mozgása során fellépő vízszintes húzóerők, függőleges nyomóerők hatására az agyagban fellépő repedések)
 - o A víztermelés hatására a karsztvízszintben kialakult depressziós tölcser
 - o A víztermelés hatására lokálisan fellépő, a depresszió centruma felé való karsztvízáramlás
 - o Vasúti töltés megépítése
 - o Vasúti szállítás
 - o Robbantásos kőzetjövésztés a közeli mészkőbányában

- Komplex hatások és a földtani feltételek miatt fellépő kedvezőtlen fizikai és közetfizikai tényezők:
 - o Az elvékonyított és eláztatott (esetleg repedezett) fedőüledékre ható vízoszlop nyomása (0,06-0,07 MPa)
 - o A fedő vízzáró üledék alatti kőzetek állékonyságának lecsökkenése, esetleg omlása, felszakadás:
 - A víztermelés hatására megváltozott karsztvíz áramlás okozta kimosódás, üregképződés
 - A depresszió következtében a porózus és repedezett kőzetekből eltűnt víz hiánya miatt fellépő állékonyság csökkenés
 - Vasúti töltés súlya miatt létrejött kőzetfeszültség
 - Vasúti szállítás okozta rezgések
 - Robbantások szeizmikus hatása

A víznyelő bevezető nyílása alatt kialakult, boltozatosan szélesedő üreg keletkezését kimosódással és felszakadással is magyarázhatjuk. A boltozódás megléte a beszakadást támasztja alá és a törmelék elszállítás is kevésbé valószínű, hiszen főleg kavicsból álló üledékben alakult ki az üreg. Nem zárható ki az üreg teljes kimosódással való létrejötte sem, hiszen a kavics frakció is átmozgatódhatott, ha az alatta elhelyezkedő karsztos kőzet repedései elég nagyok.

A víznyelő ürege rendkívül balesetveszélyes helyzetet teremtett, ráadásul a patak medre alá is kiterjedt, így a további beszakadással újabb nagytömegű finomüledék (esetleg más szennyeződés) karsztvíztárolóba jutásának veszélye is fennállt.

Javaslat a védelemre

A nyelő és a hozzá kapcsolódó felszakadások miatt balesetveszélyes állapot alakult ki és megnőtt a karsztvízre telepített vízbázis sérülékenysége, hiszen jelentős nagyságú területen elveszítette agyagos „védőburkát”. A keletkezett sérülésen keresztül szinte bármikor, bármilyen szennyeződés gyorsan eljuthat a közeli ivóvíz-szolgáltató aknához, és kontrolálatlanul juthat a szennyezett ivóvíz a hálózatba. A kialakult állapotot, véleményünk szerint mindenképpen elemezni kell. Elsődlegesen szükséges tisztázni a karsztvíz depressziójának nagyságát, amennyiben ténylegesen fennáll ez a helyzet és a karsztra települő folyóvízi üledéksor összetételét, rétegsorát. Legalább 6-8 db megfelelő mélységű, keresztoszvényekbe rendezett kutatófúrásra lenne szükség, melyekből pontos rétegsort és a depressziós tölcser formáját mére-

tét meg lehet határozni. Valószínűleg csak e kutatások alapján lehet pontosan megtervezni a szükséges intézkedéseket. A beavatkozások után is indokolt a terület időszakos ellenőrzése, a süllyedések utógondozása. A 2010 évben a vízmű részéről megtörtént a felnyílt gödör betömedékelése, de nem lehet tudni, hogy az általuk megvalósított módszer elegendő e vagy a jövőben számíthatunk a üreg újbóli felnyílására.

E rövid életű karsztjelenség számos tanulsággal szolgált és felhívta a figyelmet arra, hogy a természetben az emberi beavatkozásokat csak kellő körültekintéssel szabad megtennünk. Kutatásaink a jövőben is folytatódnak tovább az irányban, hogy pontos képet kapjunk ezen lokálisan jelentkező forma kialakulásáról, a létrejöttében résztvevő emberi és természeti tényezőkről, a karsztvíz védelme érdekében a szükséges beavatkozásokról.

IRODALOM

BALÁZS D. (1984): Exhumált trópusi őskarszt Laphina vidékén (Minas Gerais, Brazília) – Karszt és Barlang, II. p.87-92.

CVJIČ, J. (1924): Types morphologiques des terrains calcaires. - Glasnik Geogr. Druatva (Beograd) 10. p.1-7.

HEVESI A. (2002): Fejlődéstörténet II. – Felszínfejlődés. - In: A Bükk Nemzeti Park – Hegyek, erdők, emberek. Szerk. Baráz Csaba, Kiadó Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, p. 83-109.

KADIČ O. - MOTTL M. (1938): Felsőtárkány vidékének barlangjai – Barlangkutatás 1938, XVI(1) 8.

(1999): OMYA Eger Kft., Felnémeti Bányauzem, Üzemi Vízművelési Kárelhárítási terv 1999.

PELIKÁN P. (2002):Fejlődéstörténet I. – Szerkezetfejlődés. In: A Bükk Nemzeti Park – Hegyek, erdők, emberek. Szerk. Baráz Csaba, Kiadó Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, p. 51-71.

VERESS M. (2000): Középhegységi karsztok néhány típusa. Földrajzi Közlemények CXXIV. (XLVIII.) kötet / 1-4.szám., p.1-28.

VERESS M. (2004): A karszt. - Szombathely, Gura Nyomda, 215. p.

FELSZÍNI GRÁNITFORMÁK ÉS GRÁNITBARLANGOK GALÍCIÁBAN

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: Galicia lies in the north-western part of the Iberian Peninsula. This middle mountain region is composed mainly of Hercynian granite. Since the development – 300 million years ago – the granite masses were formed and altered by various impacts. On the surface many characteristic granite formations are to be found. Macroforms are the tors, the bornhardts, the block fields and the rias. The woolsacks, the balanced rocks and the rock pinnacles are considered as mesoforms. The most frequent microforms are the gnammas and the rills. Beside the various surface forms many diverse originated granite caves to be found such as the tectonic fissure caves. Between the granite boulders three different ways of the cave development have occurred. The woolsack caves were formed by the surface weathering, the boulder caves are cavities among the piled granite blocks and the ice thrust caves have developed in the Ice Age accumulated detritus. Wide rock shelters were formed by the lateral erosion of the streams and by the subsurface weatering of the piedmonts. Along the bluff coastlines abrasion sea caves to be seen. In the steep cliffs and in the stone blocks tafonies have formed. The largest caves in Galicia are the compound caves, these caves are the results of different types of cave development. The longest cave is the 905 m long O Folón System. In this cave peculiar forms, phenomena and speleothems can be observed. In the granite caves of Galicia the speleothems such as the organic material containing pigotites, the differnt opal formations and the root stalagmites occur. In some caves significant archaeological remains have been also discovered.

Bevezető

Galícia az Ibériai-félsziget északnyugati részén található (1. ábra). A Spanyolországhoz tartozó, mintegy 30.000 km² területű autonóm régiót négy tartomány (A Coruña, Pontevedra, Lugo és Orense) alkotja. A következőkben a régiónak többnyire csak a nyugati részén található jelenségekről adok áttekintést, mert a körzetnek a Miño-folyótól keletre eső részei geomorfológiailag inkább már az Asztúriát alkotó Kantábriai-hegységhez tartoznak. Nyugat-Galícia felszínét főként kristályos kőzetekből álló középhegységi (átlagosan 700 m átlagmagasságú) rögök és az ezeket elválasztó (ÉK-DNy-i irányú) folyóvízi üledékekkel feltöltött völgyek és kisebb medencék képzik. Jellemző a vidékre az óceán felől mélyen a szárazföldre nyúló számos keskeny öböl, az ún. ría.

Legkorábbi földtani képződményei a Pangea őskontinens maradványai. A Pangea feldarabolódásának törései leginkább nyomon követhetők az egymással derékszöget bezáró Atlanti- és Kantábriai-partokon. A variszkuszi hegységképződés során (felső paleozoikum) a magmabenyomulásokból bizonyos fokig eltérő összetételű gránitok alakultak. A földtörténeti középkorban többször megemelkedett, majd lesüllyedt a vidék, miközben (főleg ÉK-DNy-i irányú) törések keletkeztek benne. A tektonikus

mozgások által és a saját szerkezeti tulajdonságaiból adódóan feldarabolódott gránit mállása a mezozoikum és a kainozoikum korai szakaszaiban uralkodó nedves trópusi klímán felgyorsult. Az egyes kiemelkedési szakaszokban a többnyire lekerekedett tömbökre esett gránitfelszín kitakarózott az őt körülvevő törmelékből megalkotva a következőkben tárgyalásra kerülő, jellemző felszínformákat és barlangokat (VIDAL ROMANI – VAQUEIRO 2007-a, VIDAL ROMANI – YEPES TEMIÑO 2004).



1. ábra: Galicia földrajzi helyzete
Fig. 1.: Geographical location of Galicia

Felszíni gránitformák

A gránitfelszínnek egy sajátos lepusztulási folyamat során alakulnak. A felszín alatt kikristályosodott gránit a tektonikus mozgások mentén és a kihülési repedezettség következtében többnyire kockaformákra töredezik. A repedésekbe került ionizált víz mállasztja a kőzetalkotó földpátokat és csillámokat lekerekítve a gránitkockák éleit, sarkait. A lekerekített gránittömböket vastag mállási maradék (szaprolit) veszi körül. Egy-egy kiemelkedési szakaszban a mállási maradék lepusztul és felszínre kerülnek a korábban rejtett mállás során kialakult formák, majd azok a felszínen alakulnak tovább. A következőkben sorra veszem a Galiciában elterjedt felszíni gránitformákat és gránitbarlangokat, melyeknek egy része hazánkban nem is fordul elő, ezért a magyar elnevezést követően zárójelben ezek angol megfelelőjét is megadom.

Makroformák

A *kőhalom* (tor) egymáson levő nagyobb (3-10 m-es), lekerekített kőtömbökből álló sziklacsoport. A felszín alatti mállás a különböző összetételű és struktúrájú gránitokra nem azonosan hat. A kevésbé ellenálló kőzetrészek nagyobb mélységig lebomlanak, az ellenállóbbak pedig a kőzetfelület átlagos felszínéből kiemelkednek. Amikor a denudáció a gránitfelszínt takaró szaprolitréteget lepusztítja, akkor ezek az ellenállóbb kőzetváltozatokból álló kiemelkedések a felszínre kerülnek kőhalmokat alkotva (*VIDAL ROMANI* 1989, *VIDAL ROMANI – TWIDALE* 1998). A galíciai gránit-hegységek többségében (pl. Galiñeiro-, Barbanza-, O Pindo-hegység) vannak különböző méretű kőhalmok (2. kép).

Görgeteglejtők (boulder field) a galíciai gránitvidékeken kétféleképp keletkezhetnek. Egyrészt a kőhalmok túlfejlődése során előbb gyapjúsákok, ingókövek alakulnak, majd ezek a sziklacsoportból kibillennek, alkalmasint elgurulnak. Másrészt a szaprolitból való kitakarózás során már egymástól teljesen független kőtömbök kerülnek a felszínre. A többnyire lekerékített sarkú kőgörgetegek a lejtőn legurulnak, egymásra halmozódnak. A jégkorszakok idején a meg-megcsúszó jég és firnhó is mozgatta a kőgörgetegeket. Görgeteglejtők szinte valamennyi galíciai gránit-hegységben előfordulnak (*VIDAL ROMANI – TWIDALE* 1998), illetve a tengerpart számos szakaszán alkotnak ún. kavicsos partot (shingle beach).

Szikladóm (bornhardt) alakul, ha nincs, vagy alig van törés egy-egy nagyobb (több száz méteres) gránittömbben. A mállási maradék lepusztulásával pajzsformájú, többnyire sima felületű maradványhegy kerül a felszínre. Az O Pindo-hegység központi részén található mutatós szikladómot (1. kép).

Ría a tenger által elöntött folyóvölgy. Galícia gránitos magaspartjainál jellemző ez a tájforma. A jégkorszakok idején a tenger vízszintje kb. 100 m-rel volt alacsonyabb a mainál. A folyók ehhez igazodva mélyítették völgyüket. A szárazföldi jégtakaró nagy részének elolvadása után a tenger a jelenlegi szintre emelkedett előntve a túlmélyített völgyek torkolati szakaszát. Galícia minden az óceánt elérő folyója ríában végződik, legnagyobbak a Muroi-, az Arousai-, a Vigoi-ría. Érdekes az Ézaroi-ría a Xallas-folyó torkolatánál, ahol a csendes öbölbe hajdan egy 40 m-es vízeséssel szakadt a Xallas. E vízesés jelenleg csak árvíz idején működik, mert a folyó vizét csöveken egy a ría partján épült villamos erőműbe vezetik.



*1. kép: Szikladóm az O Pindo-hegységből
Picture 1.: Bornhardt in the O Pindo Mountains*



*2. kép: Gyapjűzsákok az O Pindo-hegységből
Picture 2.: Woolsacks in the O Pindo Mountains*

Mezoformák

Gyapjűzsákok (woolsacks) egyedül, vagy csoportosan álló nagyméretű (több méteres), mállással alakult, kerekded kőtömbök. A felszín alatti mállással formálódott, majd a törmelék lepusztulásával felszínre került kőhalmozatok alkotó részei e kövek, melyek a felszíni mállás során még tovább kerekednek és formájuk egy kitömött zsákra emlékeztet. Galícia gránitvidékei-

nek többségén gyakori forma a gyapjúsák. Különösen szép formákat lehet találni az O Pindo-hegységben (2. kép) és a Galíciával szomszédos, de már portugál Peneda-hegységben.



3. kép: Az „Equilibrio-szikla” Ponteareas város közelében
Picture 3.: The „Equilibrio Rock” near the town of Ponteareas

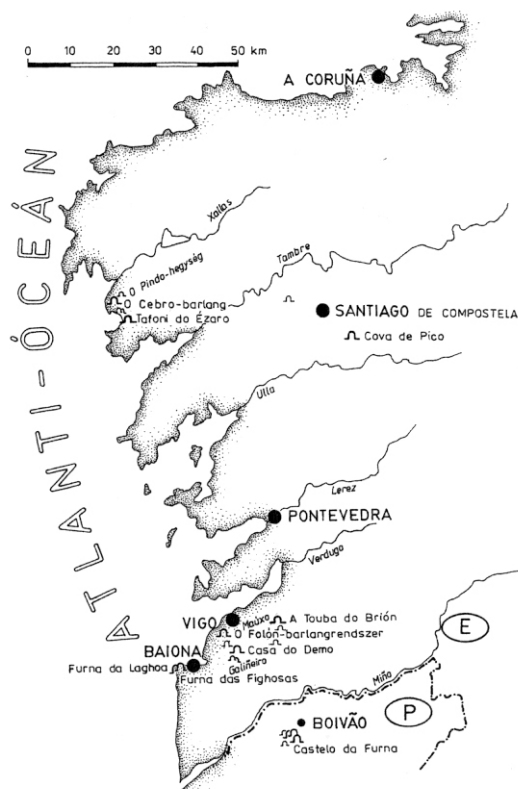
Az *ingókő* (balanced rock), pontosabban a helyben maradt ingókő (megkülönböztetve a gravitáció, vagy a jég szállította ingókövektől, vándorkövektől) olyan meglehetősen instabil egyensúlyi helyzetben levő, többnyire kerekded gyapjúsákokból fejlődött kőtömb, amely a környezet lepusztulása után maradt vissza és csak kis (olykor csupán néhány négyzetcentiméter) területen van alátámasztva. Az egyik legimpozánsabb ingókő a Pantareas város melletti A Picarña-hegyen levő Equilibrio-szikla (3. kép).

Sziklatorony (rock pinnacle) alakul, ha a gránitban levő törések többsége függőleges irányú. A függőleges repedések mentén leszivárgó víz mállasztó hatása sokkal erőteljesebb, mint a vízszintes repedésekben. E függőlegesen ható mállasztás felül intenzívebb, ezért e sziklatorony-csoportok felfelé elvékonyodnak. Sziklatornyokkal főként az O Pindo-hegységben lehet találkozni.

Mikroformák

A sziklafelszíneket olykor kisebb bemélyedések cizellálják. A vízszintes sziklafelszíneken 40-50 cm átmérőjű, 10-20 cm mély, tányérformájú *madáritatók* (gnammas) alkalmasint csoportosan fordulnak elő. A domború lejtésű sziklák egy részén pedig lefelé tartó, gyakran párhuzamos vízmosta *barázdákat* (rilles) lehet találni.

Galícia gránitjaiban előforduló barlangtípusok



2. ábra: Galícia jelentősebb barlangjai
Fig. 2.: The most significant caves in Galicia

Gránitban a tömegmozgás (mass movement), a kikoptatás (corrasion), az aprózódás (fragmentation), a mállás (desintegration) által, illetve ezek kombinációjával keletkeznek barlangok. Galíciában a barlangoknak hat alaptípusa, illetve az altípusokkal együtt kilenc féle gránitbarlang vált ismertté (2. ábra – GRACÍA in press, GROBA – VAQUEIRO 2007, VAQUEIRO 1999a, 1999b, 2003-a, VIDAL ROMANI – VAQUEIRO 2007a). Ezek a következők:

Tektonikus barlangok

A kőzettestekben lejátszódó szerkezeti mozgások többek közt töréseket produkálnak, amelyek mentén elmozdulnak a kőzetdarabok. Ha a töréslapok egymástól eltávolodnak, úgy köztük alkalmasint járható méretű üregek, *tektonikus hasadékbarlangok* (tectonic fissure caves) alakulnak. Az egyik leglátványosabb hasadékbarlang a Galiñeiro-hegységben található, egy egész sziklaormot átszelő, részben nyitott, részben barlangot képző hasadék, az As Ghallas. Az 54 m hosszú barlang eléri a 12 m-es magassá-

got, de szélessége csupán 1 m körüli (GROBA – RODRÍGUEZ – VAQUEIRO 2004). A Peneda-hegységben (Castelo da Furna) levő A Furna II. barlang (4. kép) 175 m hosszú és 32 m mélységig terjed, ahol is a töréslapok között már regolit tölti ki (VIDAL ROMANI–VAQUEIRO 2007a).

Kőtömbök közti barlangok



4. kép: Az „A Furna II”-hasadékbarlang alsó részét regolit torlaszolja el
Picture 4.: The lower part of the „A Furna II” fissure cave is blocked by regolith

A kőtömbök közti barlangoknak (block caves) három genetikai altípusát ismerjük Galíciában, úgymint a gyapjúzsákbarlangokat, a görgetegbarlangokat és a jégtolta barlangokat.

A felszín alatti mállással keletkezett kerekded kőtömbök közül az exhumálás után kiürül a kvarcos mállási maradék és így a kőtömbök között ún. gyapjúzsákbarlangok (woolsack caves) maradnak vissza. A Galiñeiro-hegység egyik gyapjúzsákos részén van a Casa do Demo (az Ördög háza) 38 m összhosszúságú, nagyjából 2 m magas barlang és még számos kisebb gyapjúzsákbarlang (GROBA – RODRÍGUEZ – VAQUEIRO 2004). Impozáns gyapjúzsákbarlang a portugáliai Boivão falu melletti „Castelo da Furna”-ban található A Mosqueira-barlang (5. kép).



5. kép: A Mosqueira-barlang bejárata a portugál Boivão falu melletti „Castelo da Furna”-ban
 Picture 5.: Entrance to the Mosqueira Cave in the „Castelo da Furna” near the village of Boivão

Álbarlangok azok a természetes üregek, amelyek sziklatömbök között találhatóak. Ezek lehetnek egymásnak támaszkodó kőtömbök között, sziklafalhoz támaszkodó kőtömb mögött, vagy egy mélyedést áthidalva befedő kőtömb alatt. A felszínen felgyülemelő, a lejtőkön leguruló és alkalmasint egymásra halmozódó kőtömbök között kisebb-nagyobb ún. *tömbközi álbarlangot*, vagy *görgetegbarlangot* (boulder cave) találunk. Különösen sok görgetegbarlang van az O Pindo-hegységben. Ezek közül a legnevezetesebb az O Cebro (Szent fa)-barlang (VIDAL ROMANI – VAQUEIRO 2007a).

Galícia egyes részein a Würm eljegesedés idején állandó jégtakaró volt. A lejtőkön mozgó jég és firnhó a különálló kőtömbök egy részét úgy összetorlasztotta, hogy azok közt ún. *jégtolta barlangok* (ice thrust caves) alakultak. Ezek közül a legnevezetesebb a 46 m-es Cova da Becha (Sárkánytemplom) a Galiñeiro-hegységben (GROBA – VAQUEIRO 2007, VAQUEIRO 1999a, 1999b, 2003a).

Sziklaereszek

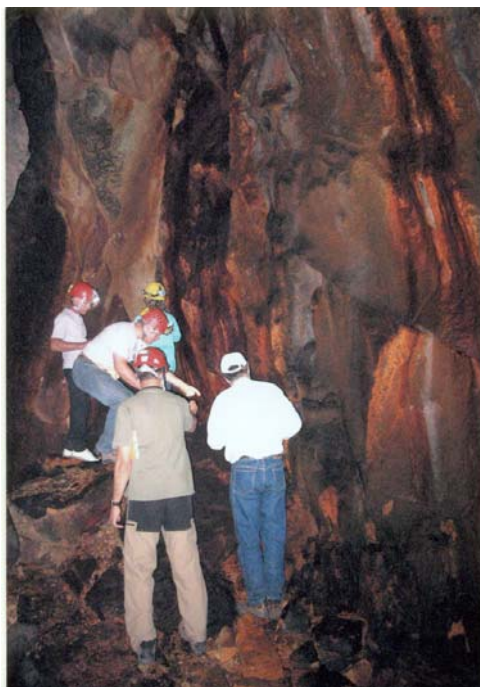
Sziklaeresznek (rock shelters) mondják a kőzetsfalnak azon barlangméretű üregeit, melyeknek a bejárati szélessége nagyobb, mint a beöblösödésük. Galícia gránitjaiban keletkezett sziklaereszek képződésük szerint két csoportba oszthatók, egyikük a völgyoldali eróziós ereszek, másikuk a hegylábi mállásos ereszek.

A völgyeken végigfutó patakok a gránit mállási maradékából rengeteg kvarcsemcsét szállítanak, így eróziójuk még a gránitból álló völgytalpakon és völgyoldalokon is hatásos. A Suído-hegységben is ismert egy ilyen látvá-

nyos völgyoldali ereszt (gorge lateral shelter), a Parada-folyó eresze (VAQUEIRO 1999b).

A talajjal borított mállási maradékból kiemelkedő meredek gránitoldalakon a csapadékvíz rendszeresen végigcsorog, majd a felszín alatt folytatja az útját. A talajban víz agresszivitása megnő, így bemélyedéseket mar a sziklába. A talajréteg idővel történő lepusztulása után e bemélyedések mint *heglábi ereszek* (pediment shelters) kerülnek a felszínre. Szép ereszek, ún. „lapa”-k vannak a galiñerioi A Touba do Brion-barlangegyüttest magába foglaló falakon (GROBA – VAQUEIRO 2007), valamint a Castelo da Furna parkjában.

Abráziós barlangok



6. kép: A „Furna das Figosas” abrázios barlang falait ásványbevonat kérgezi
Picture 6.: Mineral covered wall in the „Furna das Figosas” sea cave

Az óceánból kiemelkedő meredek gránitfalak aljában több helyen lehet *abráziós barlangokat* (sea caves, coast caves) találni. A hullámverés, az abrázio különösen a repedések mentén hatékony. Ezért a galíciai partokon főleg hasadékszerű abrázios barlangok vannak. Az abrázios barlangok többsége magasabban van a jelenlegi tengerszinttől, mert többnyire a pliocén kori magasabb tengerszint idején alakultak. Baiona várostól 3-4 km-rel nyu-

gatra, az Atlanti-óceán partján egymás mellett két jelentős, ásványkiválásoktól színes falú abrúziós barlang, a Furna das Figosas (6. kép) és a Furna da Laghoa található (VIDAL ROMANI – VAQUEIRO 2007a). Nevezetes még az Ons-szigeti Buraco do Inferno (Pokol-lyuk), amelynek egy 43 m-es kúrtója van (VAQUEIRO 1999b).

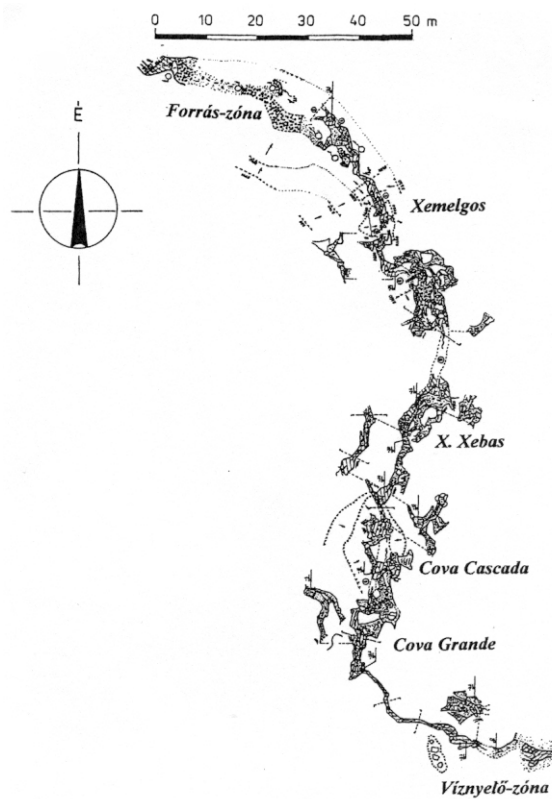
Tafonik



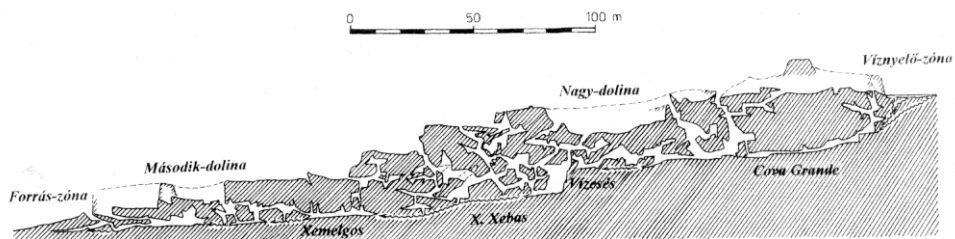
7. kép: Túlfejlődött tafoni a Boivão melletti „Castelo da Furna”-ban
Picture 7.: Overdeveloped tafoni in the „Castelo da Furna” near the village of Boivão

A tafonik sziklatömbökben, vagy meredek sziklafalakban nem minden részletében tisztázott aprózódással és mállással képződött kerekded fülkék (ESZTERHÁS 2007). Belső falukon gyakori a méhsejtes mállás. A geomorfológiai köztudatban az terjedt el, hogy a tafonikat Albrecht Penck határozta meg 1894-ben és terjesztette el elnevezésüket. Ezzel szemben viszont Casiano de Prado már 1864-ben Spanyolországból írt le tafonikat a helyi „cochola” elnevezéssel (PRADO 1864). Galícia gránitjaiban sok kisebb-nagyobb tafoni (és a vele rokon madáritató) található (UÑA ÁLVAREZ 2004, VAQUEIRO 1999b, VIDAL ROMANI in press, VIDAL ROMANI – YPES TEMIÑO 2004). Ezek közül a legmutatósbak az Outeiro das Campanas, a

Coto dos Mauros, a Lapa da Maura, a Faro de Budiño, az Ézaro-tafoni, és még a lepusztult állapotában is impozáns Rigidez de Varón (7. kép).
 Összetett keletkezésű barlangok



3. ábra: Az O Folón-barlangrendszer alaprajza (teljes hossz 905 m)
 (Felmérte a Maúxo Barlangkutató Klub 1990-2007 között)
 Fig. 3.: Plan of the O Folón Cave System (total length 905 m)
 (Surveyed by Maúxo Speleologic Club between 1990-2007)



4. ábra: Az O Folón-barlangrendszer metszete
 (Felmérte a Maúxo Barlangkutató Klub 1990-2007 között)
 Fig. 4.: Profile of the O Folón Cave System
 (Surveyed by Maúxo Speleologic Club between 1990-2007)

Ha több üregképző hatás alakít egy barlangot és nem lehet egy meghatározó, mindenképp feletti hatást elkülöníteni, úgy *összetett keletkezésű barlangról* (compound cave) beszélünk. Galícia legnagyobb gránitbarlangja, a Maúxo-hegységben, Vigo közelében, Coruxo falu mellett levő 905 m hosszú és 34 m mély O Folón-barlangrendszer (3. és 4. ábra) is összetett keletkezésű barlang. Felszín alatti mállással lekerekített tömbökre esett a gránit, majd egy tektonikai töréses elmozdulás a Rega-patak vizét a kőtömbök közé vezette, ahol az előbb csak a felszínen, majd a felszín alatt is a kvarcos törmeléket szállító vizével folyamatosan átmossa a kőtömbök közti közöket, és eróziós formákat vés rájuk. A barlangrendszerbe 13 természetes bejárat vezet. Folyosóiban, aknáiban, termeiben fel-felbukkan a föld alatti patak vize, mely még egy vízesést is alkot (*ESZTERHÁS* in press, *GROBA – RODRÍGUEZ – VAQUEIRO* 2004, *VAQUEIRO* 2006). Az O Folón-barlangrendszerhez közel van a hasonló genetikájú, 26 m hosszú és 7 m mély Porteliña-barlangrendszer (*VAQUEIRO* 1999a, 1999b). A Galiñeiro-hegység leghosszabb barlangegyüttese a Touba do Brion. Ez együttest részben tektonikus hasadékok alkotta üregek, részben kőgörgetegek közti labirintus és harmadrészt kimállásos, ferde ereszek, az ún. „lapa”-k alkotják. Teljes hossza 165 m és vertikális kiterjedése 18 m (*GROBA – VAQUEIRO* 2007, *VIDAL ROMANI – VAQUEIRO* 2007).

Barlangi képződmények

Galícia gránitbarlangjaiban nem sok barlangi képződménnyel találkozhatunk. Ezek két csoportba oszthatók, vannak szervetlen és szerves képződmények.

Szervetlen képződmények

A *kova-muszkovit képződmények* kicsiny tű- és korallformájú kristályok alkotta bevonatok. Előfordulnak az O Folón- és a Porteliña-barlangrendszerben. A *kaolinitegyitej* bekéregződéseket, drapériákat alkotó képződmény. Eddig a Porteliña-barlangrendszerben vált ismertté (*VAQUEIRO* 1999a).

Szerves képződmények

A *pigotit* a humuszsav és a vas-, valamint az alumíniumkationok elege. A pigotit a talajban elterjedt anyag, ezt mossák be a vizek néhány barlangba (pl: O Folón, Cobreiras II; Furna das Figosas stb.). A pigotit sztalaktiteket, sztalagmiteket, drapériákat, és gourokat (mészufagátakra emlékeztető formákat) képez, illetve amorf formában is ismert (*VAQUEIRO* 1999a, 1999b, 2006, *VIDAL ROMANI – VAQUEIRO* 2007).



8. kép: Agancs formájú opálkorall (hossza 1,5 – 2 cm)
Picture 8.: Antlers-shaped opal-coral (it measures 1,5 – 2 cm)

A galíciai gránitbarlangok *opálképződményei* két fő formában jelennek meg. Az egyik alapforma a bekérgeződés, a másik a hengeres formák (8. kép). Minden opálképződmény létrejöttét mikroorganizmusok (baktériumok, gombák, algák) okozzák. Ezek nedves környezetben képesek a kvarcot lebontani és jól oldódó amorf opállá alakítani. Ez az amorf opál a környező vízbe kerül, majd túltelítettség után kicsapódik. Kicsiny, de szép opálképződményeket figyelhetünk meg az O Folón, az A Mosqueira, az As Ghallas, a Cova da Becha barlangokban (GROBA – VAQUEIRO 2007, VAQUEIRO 2007, VIDAL ROMANI – SANJUJO in press, VIDAL ROMANI – VAQUEIRO 2007).

Eddig három galíciai gránitbarlangban találtak *gyökérsztalagmiteket*. A Cunchosa-barlangban borostyán gyökerei alkotnak kb. 6 cm magas oszlopszerű képződményt (VAQUEIRO 2000), a Porteliña-barlangban akác gyökerei 1-2 cm magas szőnyegszerű bevonatot képeznek (VAQUEIRO 2003-b), az A Raís-barlangban pedig eukaliptusz gyökerei formálnak 3-4 cm-es kúpot (GROBA – VAQUEIRO 2007).

Régészeti leletek

Mind a barlangokból, mind azok előteréből és környezetükből számos régészeti lelet került elő. Ezek elvihető része (szerszámok, edények) a vigoi, pontevedrai, santiagoi múzeumokban vannak, az el nem vihető sziklarajzok (petroglifák) és őrlőteknők természetesen a helyükön szemlélhetők meg. A neolitikortól napjainkig folyamatos a leletek sora. Kvarcból és gránitból

készült kőeszközök (szakócák), cserépedény-töredékek sokaságát találták főleg az O Folón-, O Cebro-barlangokban. A barlangereszekben, görgeteg-barlangokban (Coto da Maura, Refugio de Peneites, O Crastelo, Castelo da Furna stb.) és ezek előterében a neolitikumban őrlőteknőket vájták a gránitba, melyekben az őrlőkövek húzogatásával őrlték a gabonát. A barlangok egy részében (A Raís, O Pendo das Pías, Coto da Maora stb.), illetve ezek előterében (valamint távolabbi szikladomborulatokon is) a bronz- és vas korban készültek állatokat (szarvas, juh) és kultikus köröket, vonalkígyókat ábrázoló sziklarajzok. Ezek egy részét később keresztény motívumokkal felülrajzolták. Sajnos néhány barlangban a spanyol polgárháború (1936-1939) nyomai is fellelhetők (*GROBA – VAQUEIRO 2007, VAQUEIRO 1999a*).

Összegzés

A Santiago de Compostelába irányuló katolikus Szent Jakab Zarándoklatot (Camino de Santiago) leszámítva Galíciába viszonylag kevés utazó jut el. Amerika felfedezése előtt ezt az egykori királyságot, ma saját nyelvű, autonóm régiót tartották a Világ Végének (Fin del Mundo) és e nézet még ma is kísért, pedig Galícia rengeteg tájképi, történelmi és néprajzi különlegességet kínál. Ezen különlegességek vonatkoznak a régió ritkaságnak számító felszíni gránitformáira és gránitbarlangjaira is. Ez utóbbiakból kívántam személyes benyomások és szakirodalmi adatok alapján egy rövid áttekintést adni.

IRODALOM

ESZTERHÁS I. (2007): Tafonik felosztása és keletkezésük hipotézisei – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában Budapest p. 29-40

ESZTERHÁS I. (in press): Galícia legnagyobb barlangja a gránitban alakult „O Folón” – Kornétás Kiadó, Budapest

GRACÍA, G.M. (in press): Atlas pseudokarstic caves in Galicia (NW Spain) and other close areas – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 32), A Coruña

GROBA, X. – RODRÍGUEZ, A. – VAQUEIRO, M. (2004): O Folón (Coruxo). E as outras covas do sur de Vigo – Asociación Veciñol de Coruxo, Vigo p. 1-73

GROBA, X. – VAQUEIRO, M. (2007): As covas de Vincios – Comunidade de Montes Veiñais en Man Común de Vincios, Gondomar p. 1-235

- PRADO, C. de* (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid – Col. CC. HH. e Ingeniería, Madrid p. 60-76
- UÑA ÁLVAREZ, E.* (2004): Tafoni en rocas graníticas, Primera valoración estadística sobre tamos de desarrollo en el Mocizo de Ourense – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 29), A Coruña p. 265- 289
- VAQUEIRO, R. el at.* (1999a): The Hercynian Granitical Caves on the Mountain Maúxo and its Surroundings / Die Höhlen in der variskischen Graniten des Maúxo-Berges und seiner Umgebung – Mitteilungsheft der Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Hemsbach p. 1-22
- VAQUEIRO, R.M.* (1999b): The Hecynian Granitical Caves in the Province of Pontevedra – Proceedings of the VIIth International Symposium for Pseudokarst, Arad-Monease p. 39-47
- VAQUEIRO, R.M.* (2000): Wurzelstalagmiten – Nachrichtenbrief (Nr. 6.), Isztimér p. 6
- VAQUEIRO, M.R.* (2003a): Caracterización de cavidades de bloques graníticas y cuevas estructurales de Vigo–Tui. Análisis morfoestructural del sistema de O Folón – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 28), A Coruña p. 231-262
- VAQUEIRO, R.M.* (2003b): Neue Wurzelstalagmiten wurden in einer Höhlenformation gefunden – Nachrichtenbrief (Nr. 10.), Isztimér p. 6
- VAQUEIRO, R. et al.* (2006): Relation between structure and morphology in the development of the granite cave of „O Folón” – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 31.) A Coruña p. 87-107
- VAQUEIRO, R.M.* (2007): Ein Bericht von einen neuen Granit-Pseudokarst-Gebiet „Castelo das Furnas”, Dorf Boivão (Valençã, Portugal) – Nachrichtenbtief (Nr. 16.), Isztimér p 1-3
- VIDAL ROMANI, J.R.* (1989): Granite geomorphology in Galicia – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña p. 89-163
- VIDAL ROMANI, J.R.* (in press): Origin of tafoni by elastic deformation – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 32), A Coruña
- VIDAL ROMANI, J.R. – SANJURJO, J.S.* (in press): Opal speleothems and granite cavities – Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 32), A Coruña
- VIDAL ROMANI, J.R. TWIDALE, Ch.R.* (1998): Formas y paisajes graníticos – Servisio de Publocations Univesidade da Coruña p. 1-412
- VIDAL ROMANI, J.R. – VAQUEIRO, R.M.* (2007a): Programe and field trip guides of the International Conference on Granite Caves – Servicio de Publications Universidade da Coruña p. 7-45

VIDAL ROMANI, J.R. – VAQUEIRO, R.M. (2007b): Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution – Nature Conservation (vol. 63.), Krakow p. 41-46

VIDAL ROMANI, J.R. – YEPES TEMIÑO, J. (2004): Historia de la morfogenia granítica – Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe (Nr. 29.) A Coruña p. 331-350

HÁROM BARLANGKEDVELŐ LEPKEFAJ ELŐFORDULÁSA A VULKÁNI KÖZETEK BARLANGJAIBAN

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: After the comparison in more than two hundred karst and non-karst caves it turns out that the habitats of the troglophile butterflies are 2-3 times larger in the non-karst caves. These butterflies are using the caves as resting place in the daytime, as well as the images overwinter in the caves. The study presents three prevalent species of Central Europe, which are characteristic for the non-karst caves in Hungary, too. There are more reasons that the butterflies to be found in caves that were formed in the volcanic rocks. One of them is that some caterpillar of the troglophile butterflies solely feed upon leaves of the plants, which grow in carbonate-free soil.

Bevezetés

A barlangokban az állatvilág számos rendje képviselteti magát. Ezek egyike a lepkék (*Lepidoptera*) rendje. A közép-európai barlangokban mintegy 20 lepkefajt figyeltek meg eddig. Ezek többsége csak véletlenül besodródott állat, ugyanakkor 3 gyakori lepkefaj (valamint ezek néhány nemzetségbéli rokona) esetében tipikus barlangkedvelő (troglofil) viselkedésről beszélhetünk. Az éjszakai aktivitású fajok számára nappali búvóhelyként szolgálhatnak a vegetációs időszakban, illetve egyes imágó alakban áttelelő fajok esetében telelőhelyet jelentenek. Ezek a kutyabenge-araszoló (*Triphosa dubitata* L.), a vörös csipkésbagoly (*Scoliopteryx libatrix* L.) és a nappali pávaszem (*Inachis io* L.)

Magyarországon hozzávetőleg 50 karsztos és ugyanennyi nemkarsztos barlang biológiai feldolgozását végeztem el, valamint a magyarországi és európai barlangbiológiai irodalom egy részét is áttanulmányoztam. Így nagyjából 200-250 különféle barlang élővilágára van rátekintésem. Ezek után vettem észre, hogy a barlangi lepkék (és még néhány más csoportja az élővilágnak) nagyobb arányban fordulnak elő a nemkarsztos (többnyire vulkáni eredetű) barlangokban, mint a karsztos barlangokban. Ez a különbség akár 2-3-szoros is lehet. Azonos területen több nemkarsztos barlangban található lepkék és ezek egyedszáma is magasabb, mint a karsztos barlangjaiknál. Az eltérés okaira csak részben jöttem rá, amit rövidesen meg is osztok a tisztelt szakközönsséggel és egyúttal segítséget kérek a további okok felderítéséhez.

A barlangok troglafil lepkéi

Kutyabenge-araszoló (*Triphosa dubitata* L.)



1. kép: Kutyabenge-araszoló (*Triphosa dubitata*) a barlang falán
Picture 1 :A Tissue (*Triphosa dubitata*) on the cave wall

Ez a lepke az araszolók (*Geometridae*) családjába tartozó nem ritka faj (MÓCZÁR 1969). A kifejlett állatok 20-23 mm nagyságúak (1. kép). Testük, szárnyuk selymes, halványbarna, vagy szürke, a szárnyak mintázatát csak árnyalatnyi színeltérésű hullámvonalak adják. Az első szárny szegélye erősen hullámos. Pihenés közben hátsó szárnyukat a háromszög formában kitehített első szárnyak alatt tartják. Szívesen keresik fel a barlangokat mind a napközi pihenésre, mind áttelelésre (BOUVET és munkatársai 1974). Előfordulásuk néhány esetben tömeges. A hernyóknak csak 2 pár ún. hernyólába van, ezért kénytelenek araszolni. Tipikus tápnövénye a kutyabenge (*Frangula alnus* Mill.) Ez egy 2-3 méterre megnövő cserjefaj, melynek levelei ép szélűek, virágai zöldes fehérek és öttagúak (POLUNIN 1981), termései borsó nagyságúak, előbb pirosak, majd lilásfeketék. Liget – és láperdők, mészkérülő erdők faja.

Vörös csipkésbagoly (*Scoliopteryx libatrix* L.)

Ez a lepke a bagolylepkék (*Noctuidae*) családjába tartozik (MÓCZÁR 1969), amely Európa legnépesebb lepkecsaládja (mintegy 20.000 faj). A vörös csipkésbagoly imágók zömök testalkatúak, mintegy 15-23 mm nagyságúak (BOUVET és munkatársai 1974, GINET és DEGOU 1977). Testükön szárnyukon dominál a vöröses szín. Toruk, potrohuk és lábaik erősen szőrösek (2. kép). Első szárnyukon ún. „bagolyrajzok” (foltok és harántsa-

vok) vannak. Pihenés közben szárnyaikat háztetőszerűen tartják. A kifejlett lepkék a nyári napokban is pihennek a barlangok falán, de a barlangokban (pincékben) való telelés az általános. Hernyói csupaszok, a talajban laza kokont szőve bábozódnak. A hernyók csak a fűzfafélék (*Salicaceae*) leveleit eszik. Kedvelt gazdanövényük a kecskefűz (*Salix caprea*) és a rezgő nyár (*Populus tremula*), mely növények kizárólag csak mészsímentes talajokon élnek.



2. kép: A telelő vörös csipkésbagoly (*Scoliopteryx libatrix*) testén lecsapódó vízcseppek vannak
 Picture 2: Precipitated waterdrops on the body of a wintering Herald Moth (*Scoliopteryx libatrix*)

Nappali pávaszem (*Inachis io* L.)

Tavasztól őszig a felszínen is gyakori nappali pávaszem a tarkalepkék (*Nymphalidae*) családjába tartozik (MÓCZÁR 1969). 25-30 mm nagyságú, főként vöröses színű lepké (3. kép). Mind a négy szárnyán van egy-egy szemfolt, az ún. „pávaszem”. Szárnyait pihenés közben többnyire összecukva tartja, így száraz falevélhez hasonlít. A barlangokban telelés közben tartózkodnak, de néha nyáron is előfordulnak azokban. Évente akár 3 nemzedékváltás is van. A kifejlett lepkék többek között a pillangós virágúak (*Fabaceae*) és a földi bodza (*Sambucus ebulus*) nektárját szívogatják. A hernyók pedig csak csalánon (*Urtica dioica*) élnek csoportosan. A hernyók teste fekete, úgynevezett áltüskékkel ritkán borított és finoman fehér pontokkal díszített. A nagy csalán (*Urtica dioica*) 1,5 – 2 m-re is megnő, rostos szárú, csalánszőrös levelű, csoportosan élő, nitrogénkedvelő növény.

A *Triphosa* nemzetség lepkéi közül akad még néhány barlangkedvelő faj. Magam ugyan még nem találkoztam velük, de olvastam róla, hogy a *Triphosa sabaudiata* Dup. több német és francia barlangból is leírásra ke-

rült. A *Triphosa haesitata* észak-amerikai barlangokban fordul elő (*GINET – DEGOU 1977, LENGERSDORF 1957*).



3. kép: Nappali pávaszem (*Inachis io*) a szabadban
Picture 3: European Peacock (*Inachis io*) afield

Barlangi lepkék által lakott nemkarsztos barlangok Magyarországon és annak közelében

Eddig 21 magyarországi nemkarsztos barlangban találtunk lepkéket. A szomszédos területek (az Ausztriába és Szlovákiába átnyúló hegységek) 17 nemkarsztos barlangjából szintén kerültek elő lepkék. Ennek ellenére még nagyon foghíjas a barlangok biológiai átvizsgálása. Ahhoz viszont már elegendő, hogy észleljük a domináns fajokat és néhány összehasonlítást tegyünk (*ESZTERHÁS 1987b*).

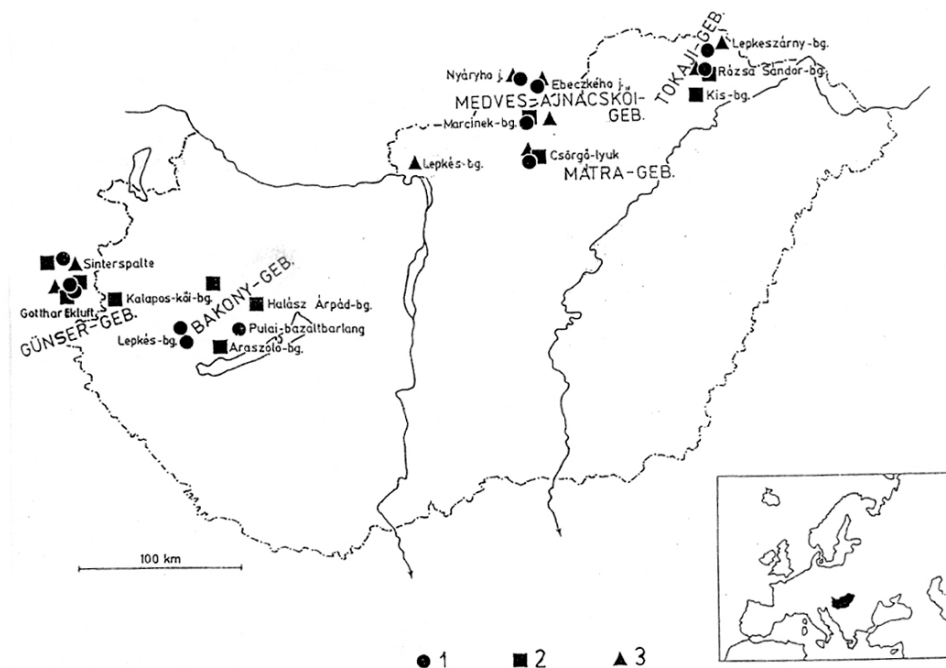
Legtöbb ismeretünk a Kőszegi-hegység barlangjaiból van. Itt 13 osztrák (*KECK 1998, 2008*) és 1 magyar barlangból kerültek elő lepkék. A Tokaji-hegység (*ESZTERHÁS 1993*) 8 barlangjában találtunk lepkéket. A lepkék szempontjából viszonylag jól ismert még a Bakony (*ESZTERHÁS 1986, 1987a*) és a Medves–Ajnácskői-hegység magyar és szlovák oldala (*ESZTERHÁS 1991*), ahol 7-7 lepkés barlangot tartunk nyilván. A Mátrából (*ESZTERHÁS-MANGA 1996*) és a Börzsönyből csak 1-1 barlangból ismerünk lepkéket (*I. táblázat*).

Nemkarsztos barlangok a bennük előforduló lepkékkel
In the nonkarst caves occurring butterflies

| Sorszámok és Barlangok: | Országok és Települések: | Triphosa dubitata: | Scoliopteryx libatrix: | Inachis io: |
|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------|---------------------------|----------------|
| 1. Araszoló-barlang | H, Raposka | O | | |
| 2. Arzgrube | A, Lockenhaus | | O | |
| 3. Asbestwerkstollen II. | A, Rechnitz | | O | |
| 4. Asbestwerkstollen III. | A, Rechnitz | | O | |
| 5. Blindstollen | A, Bernstein | O | O | O |
| 6. Csörgő-lyuk | H, Mátraszentimre | O | O | O |
| 7. Dreifrauenhöhle | A, Althodis | | O | |
| 8. Ebeczkého jaskyňa | SK, Hajnáčka | | O | O |
| 9. Galériás-barlang | H, Háromhuta | O | | |
| 10. Gotthartkluft | A, Markt Neuhodis | O | | |
| 11. Halász Árpád-barlang | H, Nagyvázsony | O | | |
| 12. Heanzenstein-Felsdach | A, Bernstein | O | | |
| 13. Hodisbachstollen | A, Markt Neuhodis | | O | |
| 14. Josef-Polatschek-Kluft | A, Markt Neuhodis | O | | |
| 15. Kalapos-kői-barlang | H, Bozsok | O | | |
| 16. Kis-barlang | H, Fony | | | O |
| 17. Kis-barlang | H, Legyesbénye | O | | |
| 18. Kis-kői-bazaltbarlang | H, Szilaspogony | | | O |
| 19. Kis-Szilvás-kői-hasadék | H, Salgótarján | | O | |
| 20. Klafterlucke | A, Rechnitz | O | O | |
| 21. Kleine Beerriegelzelle | A, Lockenhaus | | | O |
| 22. Komín na Ragáči | SK, Hajnáčka | | O | O |
| 23. Kőajtós-barlang | H, Nagygörbő | | O | |
| 24. Labirintová jaskyňa | SK, Stara Basta | | O | O |
| 25. Lepke-barlang | H, Telkibánya | | | O |
| 26. Lepkés-barlang | H, Nagygörbő | | O | |
| 27. Lepkés-barlang | H, Szokolya | | | O |
| 28. Lepkeszárny-barlang | H, Regéc | | | O |
| 29. Marcinek-barlang | H, Salgótarján | O | | |
| 30. Nyáryho jaskyňa | SK, Stara Basta | | O | O |
| 31. Póklak | H, Háromhuta | O | | |
| 32. Pokol-lik | H, Kaporcs | | O | |
| 33. Pulai-bazaltbarlang | H, Pula | | O | |
| 34. Redlschlagstollen | A, Redlschlag | | O | |
| 35. Róka-lyuk | H, Fony | O | | |
| 36. Rózsa Sándor-barlang | H, Fony | O | O | O |
| 37. Sinterspalte | A, Lockenhaus | | | O |
| 38. Sziklakonyha | H, Somlóvásárhely | O | | |

Összesen tehát 38 nemkarsztos barlangban találtunk lepkéket. Ezek közül a többségben, 79 %-ban, ami 30 barlangot jelent csak 1-1 lepkefajt mutattunk ki. Két lepkefaj élt a barlangok 13 %-ában, 5 barlangban

(Ebeczkého jaskyňa, Klafterlucke, Komín na Ragáči, Labirintová jaskyňa, Nyáryho jaskyňa) és mindhárom lepkefajt megtaláltuk a barlangok 8 %-ában, 3 barlangban (Blindstollen, Csörgő-lyuk, Rózsa Sándor-barlang) (1. ábra).



1. ábra: Troglofil lepkék elterjedése a nemkarstos barlangokban

Jelmagyarázat: 1. vörös csipkésbagoly (*Scoliopteryx libatrix*), 2. kutyabenge-araszoló (*Triphosa dubitata*), 3. nappali pávaszem (*Inachis io*)

Figure 1: Spreading of the troglophile butterflies in the nonkarst caves

Legend: 1. Herald Moth (*Scoliopteryx libatrix*), 2. The Tissue (*Triphosa dubitata*), 3. European Peacock (*Inachis io*)

Miből adódik a barlangi lepkék száma és aránya?

A barlangkedvelő lepkék a barlang bejáratától 100-200 m-nél beljebb már nem igen található. Többnyire a barlang falán pihenés, telelés közben észlelhetők. Nagyszámú csoportokban, alkalmasint sűrűn egymás mellett tartózkodnak a kutyabenge-araszolók (*Triphosa dubitata*) – bár néha egy-egy barlangban csak néhány magányos példányt is találtunk. A vörös csipkésbaglyok (*Scoliopteryx libatrix*) az esetek többségében laza, 10-20 fős csoportokban pihennek. A nappali pávaszemeket (*Inachis io*) mindig csoportosulás nélkül, egyenként találtuk a barlangokban – bár hernyóik csoportosan

élnék. Úgy gondoljuk, hogy a csoportos együttlét, annak mértéke, vagy hiánya a lepkék fajspecifikus tulajdonsága.

A pihenő, vagy áttelelő lepkék a barlangokban sincsenek teljes biztonságban a fogyasztóikkal szemben. A lelassult életműködésű lepkék egy része főként a falakon biztonsággal közlekedő pókok és csigák áldozata lesz (4. kép).



4. kép: A pihenő vörös csipkésbaglyot (*Scoliopteryx libatrix*) egy korongcsiga (*Oxychilus* sp.) támadja meg
Picture 4: A Glass Snail (*Oxychilus* sp.) attacks the resting Herald Moth (*Scoliopteryx libatrix*)

Az eddigi észlelések statisztikája alapján a lepkék aránya 2-szer, 3-szor nagyobb a nemkarsztos barlangokban, mint a karsztbarlangok esetében. Ennek egyik oka, hogy a lepkék hernyói csak egy-egy bizonyos növényen élnek. Ha ez a növény bőségesen előfordul, vagy hiányzik a barlang körül, úgy ez a barlangban levő lepkék számában is tükröződik. A kutyabenge (*Frangula alnus*), a kecskefűz (*Salix caprea*) és a rezgő nyár (*Populus tremula*) kizárólag csak mészmentes talajokon él. Ezért van, hogy a karsztos barlangokban csak ritkán találni egy-egy kutyabenge-araszolót (*Triphosa dubitata*), vagy vörös csipkésbaglyot (*Scoliopteryx libatrix*) míg a nemkarsztos barlangokban elég gyakori, olykor tömeges. A lepkék számát és arányát a barlangokban nyilván befolyásolja hernyók tápnövényének az elterjedése. Valószínűsíthetjük, hogy a lepkék megjelenésére, számára és arányára más is hatással van. Esetleg szóba jöhet a barlang ásványos környezete, hőháztartása, sugárzási viszonyai – de ez utóbbiak közül még semmire nincs bizonyíték.

IRODALOM

- BOUVET, Y. – TURQUIN, M.J. – BORNARD, C. – DESVIGNES, S. – NOTTEGHEM, P.* (1978): Quelques aspects de l'écologie et de la biologie de *Triphosa* et *Scoliopteryx*, Lépidoptères cavernicoles – *Ann. Spéléo* 29. p.229-236
- ESZTERHÁS I.* (1986): Az 1986. évi szpeleofaunisztikai kutatások a Bakonyban – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest
- ESZTERHÁS I.* (1987a): A Bakony szpeleofaunisztikai bibliográfiája – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 206-236
- ESZTERHÁS I.* (1987b): Adatok a bazaltbarlangok faunájához – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 102-105
- ESZTERHÁS I.* (1991): A Medves–Ajnácskői-hegység barlangjai – kézirat a szerző tulajdonában, Isztimér p. 1-100
- ESZTERHÁS I.* (1993): Barlangbiológiai vizsgálatok – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 35-39
- ESZTERHÁS I. – MANGA M.* (1996): Csörgő-Loch – Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Galyatető p. 22-32
- GINET, R. – DEGOU, V.* (1977): Initiation à la biologie et à l'écologie souterraines – Jean-Pierre Delarge, éditeur, Paris p. 184-185
- KECK, E.* (1998): Höhlen und Karst im Burgenland – Burgenländisches Landesmuseum, Eisenstadt p. 38-49
- KECK, E.* (2008): Höhlen und Stollen im Burgenland – Burgenländisches Landesmuseum, Eisenstadt p. 39-87
- LANGERSDORF, F.* (1952): Von Höhlen und Höhlentieren – Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig p. 40-41
- MÓCZAR L.* (1969): Állathatózó II. kötet – Tankönyvkiadó, Budapest p. 72, 104, 173
- POLUNIN, O.* (1981): Európa fája és bokrai – Gondolat Kiadó, Budapest p. 136, 205

DIGITÁLIS BARLANGI KATASZTER A MIHÁLY- ÉS POBRÁZ-DOMBRÓL

PÁLFI GIZELLA-TÖRÖK DALMA

Babeş–Bolyai Tudományegyetem, Földrajz kar, Kolozsvár, Mikó-utca 5-7
szám.

palfigizike@yahoo.com, tdalmi87@yahoo.com

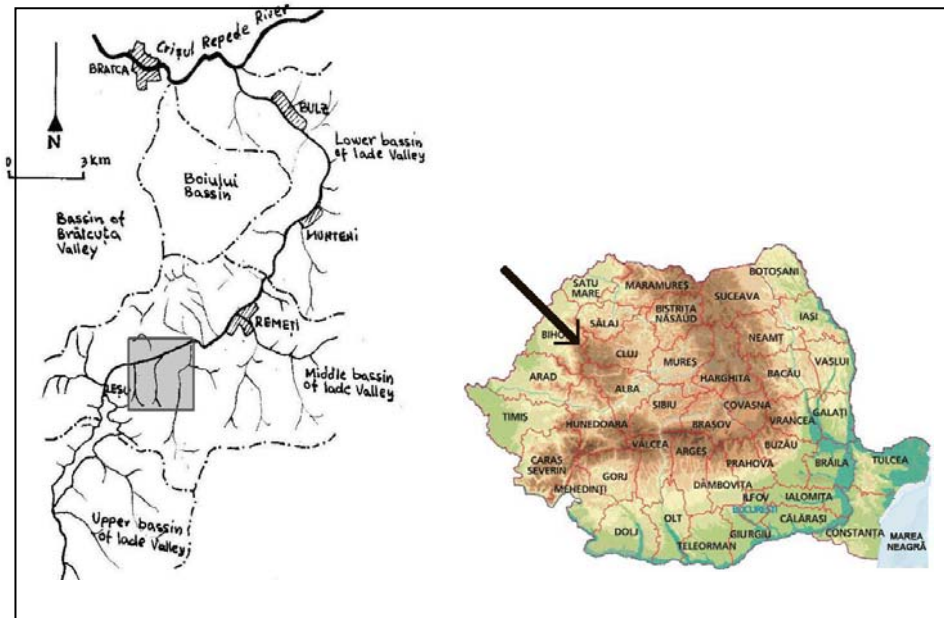
Abstract: The study elaborates a method which makes easier to keep a record of caves and to determine their geographical situation. By using the existing datas and the measurements taken during the fieldwork, we managed to create the digital database of the caves situated in Mihály and Pobráz Hills. The digital cadastre contains the detailed map of the hills which includes the exact geographical position of the caves and the datafile of 82 caves. The size of the cave, the GPS coordinates of the entrance and a photo is included on each factfile. The database is very easily accessible and useful also for cavers because of its digital feature.

1. Bevezetés

A barlangok számának növekedése miatt egyre fontosabbá vált nyilvántartásuk. 1982-ben az „Emil Racoviță” Barlangkutató Intézet munkatársai elkészítették az akkori állapotokat tükröző barlangi katasztert. A romániai barlangokat 1976-tól kezdték el egy hierarchikus rendszerbe sorolni. Minden mészkővidéket egy maximum négy számjegyből álló „kóddal” láttak el, amit kataszteri számnak vagy zónaszámnak neveznek. Például az általunk tanulmányozott Jád-völgye kataszteri száma 3720 (GORAN, 1982).

Az első számjegy a nagy földrajzi régiókat jelöli, melyek a következők: 1- Keleti-Kárpátok, 2- Déli-Kárpátok, 3- Erdélyi-szigethegység, 4- Erdélyi-medence, 5- Dobrudzsa, 6- Szubkárpatok, 7- Moldvai-fennsík. A második számjegy a nagy régiók alegységeit jelenti, például a Királyerdő-hegység száma 7. A harmadik számjegy a domborzati egységeket jelöli (hegyek, dombok, fennsíkok, valamint vízgyűjtő medencék megjelölése Dobrudzsa és az Erdélyi-szigethegység esetében). A negyedik számjegy, vagyis az utolsó alegység csak abban az esetben használatos, ha az adott térség karsztvidék. Tehát, a nem mészkőben kialakult barlangok kataszteri száma csak három számjegyből áll. Ezeknek a barlangoknak egy specifikus felosztásuk van, amit a kataszterben a zónaszám elé írnak (a két számot kötőjellel választják el). A litológiai felosztás a következő: 01- sóban-, 02- gipszben-, 03- konglomerátumban-, 04- homokkőben-, 05-vulkanikus

közetekben-, 06- magmás kőzetekben-, 07- kristályos palában-, 08- löszben kialakult barlangok (POVARĂ-GORAN-GUTT, 1990).



1. ábra: A vizsgált terület földrajzi helyzete
Fig. 1. The geographical position of the studied area

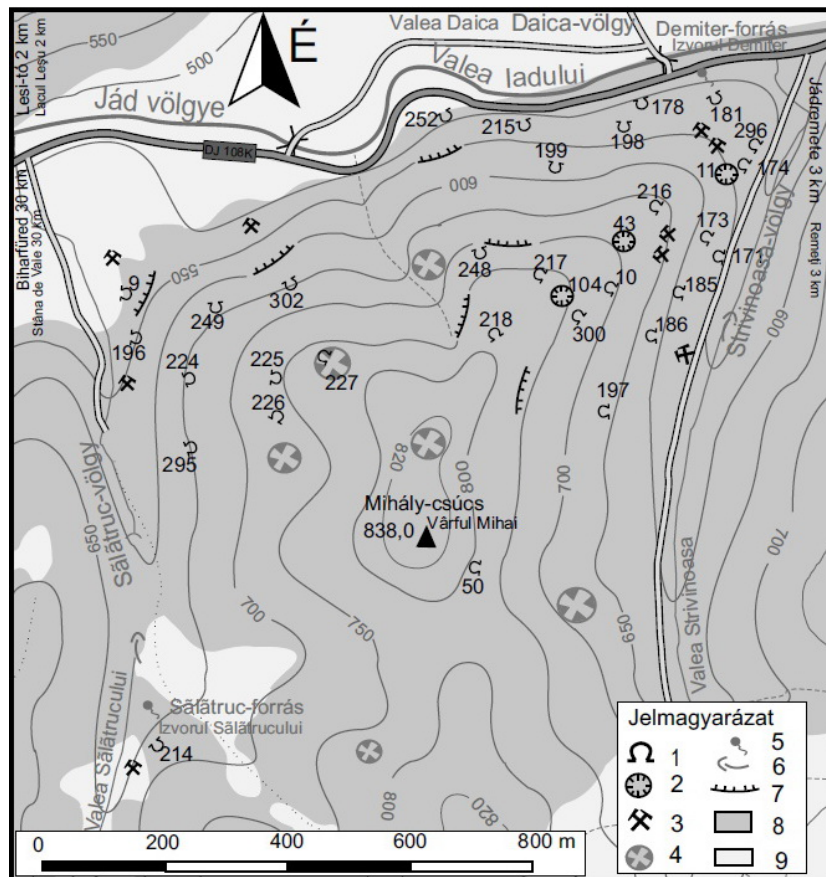
A feltárt barlangok számának további növekedése, illetve a digitális technológia által nyújtott lehetőségek készítettek arra, hogy elkészítsünk egy digitális barlangi katasztert, amely lehetővé tenné a barlangi információk könnyebb elérését, és esetleg a teljes kataszterre is mintaként szolgálhat. A Kolozsvári Amatőr Barlangász Klub által kutatott térségek közül a Király-erdő-hegységben található Jász-völgye rendelkezik a legnagyobb számú barlanggal, ezért választottuk innen a minta kataszter elkészítéséhez a Pobráz-és Mihály-dombot (1. ábra).

Munkánk során felhasználtuk a már meglévő barlangi katasztert (Catalogul Sistematic al peșterilor din România, Cristian Goran, 1982), valamint a Kolozsvári Amatőr Barlangkutató Klub (KABK, C.S.A) adatbázisát.

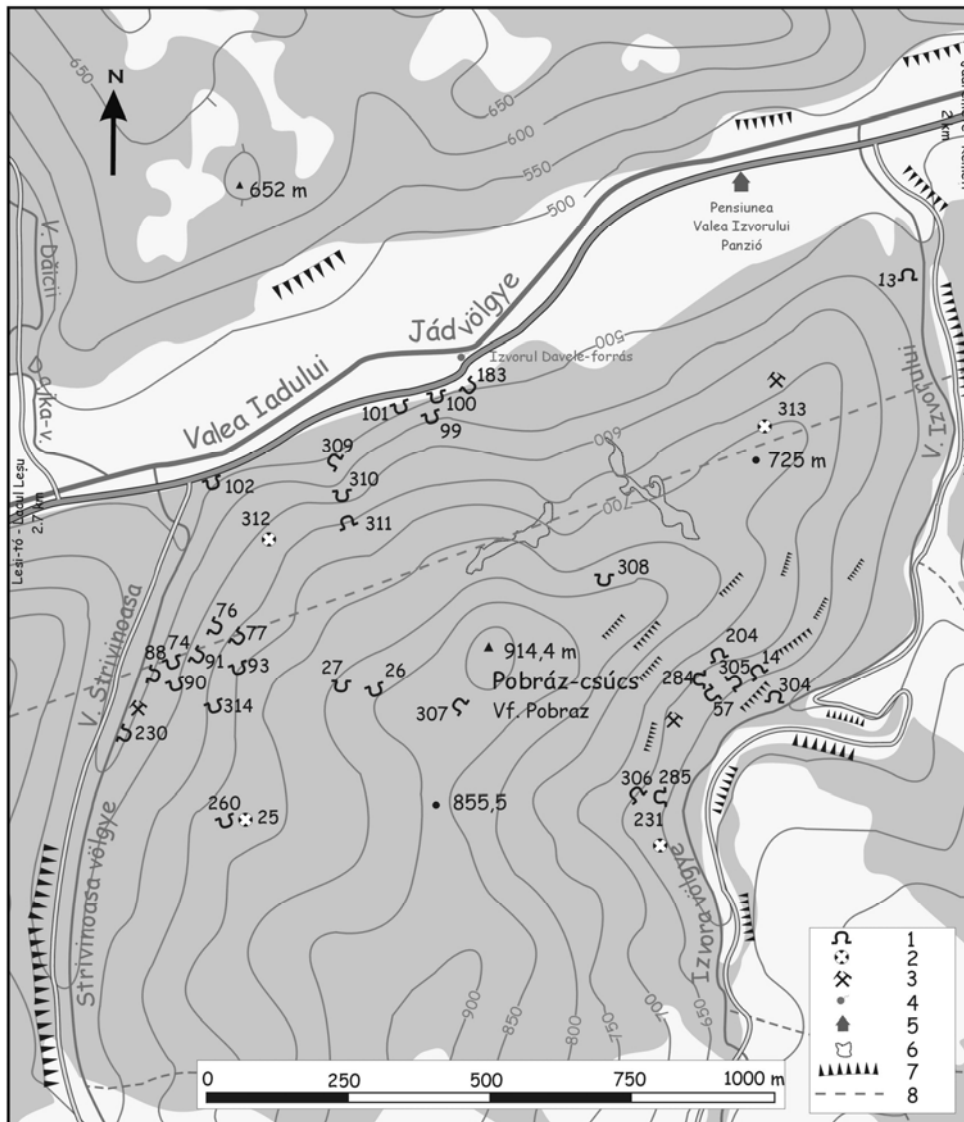
A hagyományos kataszteri adatlap a következőket foglalja magába: a barlang azonosítószáma (zónaszáma), neve, földrajzi helyzete, a bejárat/ok adatai, kiterjedése, szintkülönbsége, valamint a barlang rövid leírása.

Ezeket az adatokat egészítettük ki a GPS-es mérésekkel és egyéb megfigyelésekkel, valamint a barlang bejáratok fényképeivel. Az ArcView

térinformatikai program segítségével készítettünk egy digitális alaptérképet, amin feltüntettük a barlangokat és a fontosabb terepi információkat. A jobb megjelenítés érdekében a térképeket elkészítettük a Corel Draw vektorgrafikai programban is (2, 3. ábra). Elkészítettünk egy egységes barlang-kataszteri adatlapot. A további fejlesztések során, a kataszter interneten is elérhetővé tehető (4. ábra).



2.ábra- A Mihály-domb barlangjai
 Jelmagyarázat: 1. barlang, 2. zomboly, 3. bányajárat, 4. dolina, 5. forrás, 6. víznyelő, 7. szikla, 8. erdő, 9. tisztás
 Fig. 2. The caves of Mihai Hill
 Legend: 1.caves, 2. depression, 3. mine, 4. doline, 5. spring, 6. sinkhole, 7. rock, 8. forest, 9. glade



3. ábra-A Pobráz-domb barlangjai

Jelmagyarázat: 1. barlang, 2. zomboly, 3. bányajárat, 4. forrás, 5. panzió, 6. természetes bejáratral nem rendelkező barlang, 7. szikla, 8. a dombok belsejében haladó vízvezető csatorna

Fig. 3. The caves of Pobráz hill

Legend: 1. cave, 2. depression, 3. mins, 4. spring, 5. guesthouse, 6. cave without natural entrance, 7. rock, 8. drainage pipe inside the hill

Adatlap

- Zóna/szám:** 3720/50
- Megnevezés/ek:** Peștera din Groapa Largă
- Földrajzi helyzet:**

Karszt zóna: Jád-völgye középső szakasza (Jádremetei árok)
Kőzet: mészkő
Kor: Barremian
Hegy/domb/fennsík: Mihály-domb
Völgy: Strivinoasa-völgy bal oldalán
Megye: Bihar
Község: Csarnóháza (Bulz)
Helység: Jádremete (Remeji)
- Bejáratok:**

Száma: 1
Méretei: 2,2 x 2 m (szélesség x hosszúság)
Íránya: kelet
- Morfológia:** barlang
- Hidrologia:** időszakos vízfolyás -az alsó kúrtó közvetítésével a déli Széles Gödör(Groapa Largă) dolinából beszivárgott víz
- Pozíció a bejáratnál:**

Koordináták: N 46°49'24,92"
E 22°36'16,46"
Abszolút magasság: 830 m
Relatív magasság: 200 m
- Szintek száma:** 1
- Kiterjedés:** 76 m
Járattípus: egységes járat(csökkenő)
- Szintkülönbség:**

Pozitív: 6 m
Negatív: -21,5 m
- Egyéb jellemzők:**

- feltöltő anyagok: kavics, kőtömbök, növényi maradványok, agyag
- Barlang leírása:** bejáratánál a mennyezetről leomlott kőtömböket figyelhetünk meg, ilyeneket a barlang belsejében is találhatunk. 5 m után a járat szűkebbé válik, folyamatosan lejt és kanyarulatokat ír le. Az aljzat homokkal és agyaggal borított. A barlangot kevés képződmény jellemzi
Bejárási idő: 30 perc

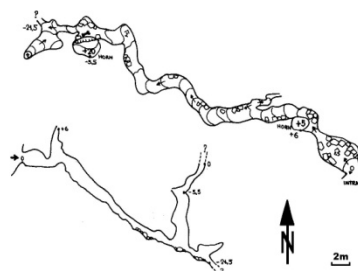
- Odajutás leírása (viszonyítási pontok):**

a Strivinoasa völgyön kb. 1800 m-t megyünk, majd a völgy bal oldalán majdnem a csúcsig mászunk fel

14. Fénykép a bejáratról:



15. Térkép/alaprajz:



16. Felfedezés:

- Feltáró/k:** helyi lakosok, KABK
Barlangász klub: KABK
Dátum: 1972
Szerkesztette: Bagaméri Béla
Kiegészítette: Pálfi Gizella
Dátum: 2009-06-16

4. ábra- A 3720 /50-es barlang adatlapja
Fig.4. The datafile of cave 3720/50

2. A vizsgált térség

A Királyerdő-hegység (M. Pădurea Craiului) az Erdélyi-szigethegységben (Munții Apuseni), a Bihar-Vlegyásza-hegység (Bihar-Vlădeasa) nyugati oldalán helyezkedik el. Északon a Sebes-Körös, délen a Fekete-Körös határolja. Mivel területének több mint felét karsztosodó kőzet alkotja ezért karsztos jelenségekben gazdag.

A Jád-völgye, melynek teljes hossza 45 km, tektonikai szempontból egy vetők által határolt dekonikus árok. Kőzettani szempontból az alsó szakaszon (a Sebes-Köröstől – Csarnóházáig) karbonátos kőzetek vannak, a középső szakaszon (Csarnóháza és Jádremete között) pedig kristályos palák, míg a felső szakaszon (Jádremete és Les-völgye között) ismét karbonátos kőzetek fordulnak elő (*BAGAMÉRI* 1998). A karsztosodó üledékes kőzeteket nagyrészt felső jura kori (tithonian) és alsó kréta kori, barremian és aptian mészkövek, kis mennyiségben triász kori (anisian, ladinian) mészkövek és dolomitok alkotják (*VREMIR*, kézirat).

A Jádremetei árkot, ami egy jól meghatározott részen elválasztja a Királyerdőt a Bihar-Vlegyásza hegyektől két fő vető határozza meg: az Észak Jádremetei és a Dél Jádremetei. A két vető között a fő vetőkre merőleges és párhuzamos másodlagos vetők találhatóak, melyek rácsos szerkezetet hoznak létre. Közöttük találhatóak az üledékes kőzetek (*RUSU* 1988).

A Mihály- és a Pobráz-domb a völgy (Jád) jobb oldalán, Jádremetétől néhány kilométerre délnyugatra fekszik (*1. ábra*).

A Jád-völgye barlangtani potenciálja igen magas (annak ellenére, hogy a Mihály- és Pobráz-domb mészkő alkotta területe nem sokkal több, mint 2 km², 127 nyilvántartott barlangot ismerünk). Új üregek feltárásának az esélyei sem kizártak (*BATIZ-SZÁSZ-SZILÁGYI-TULICS* 2004).

A bányászat következtében létrejött üregrendszereken kívül a bauxit felszíneli kitermelésének köszönhető néhány jelentősebb barlang felfedezése is (pl. Litophagus barlang, a Mihály-dombban).

Romániában a barlang 5 méternél hosszabb, ember által járható üreget jelentett, azonban a '80-as évek végén az Országos Barlangkutató Intézet határozata alapján, ma már csak a 12 méteres, vagy annál hosszabb, ember által járható üregek tekinthetők barlangnak Romániában.

A Sebes-Körös vízgyűjtő területéhez tartozó első fontos baloldali mellékfolyó a Jád. A biharfüredi medencéből ered és Csarnóháza közelében ömlik a Sebes-Körösbe. A folyót kb. a 20. kilométerénél felduzzasztották (gátépítéssel), így jött létre a Lesi-vízgyűjtő tó („Leșu Ursului”), mely 5 kilométeren át húzódik a völgyön és jelentős turisztikai potenciállal rendelkezik. A Dregán-völgye vizét hasznosító, Munteni közelében található

vízierőmű vízmennyiségét hivatott kiegészíteni az a vízvezető csatorna, amely kb. 9 km-en keresztül szállítja a Lesi-tó vizét a dombok belsejében áthaladó 2,5 m szélességű és 3,5 m magasságú betoncsőben.

A csatornának nagy jelentősége van speológiai szempontból is, ugyanis az építéskor történő robbantással ember által járható, természetes bejáratokkal nem rendelkező barlangokat találtak (pl. Kristályka barlang a Pobráz- dombban). Sajnos az új barlangok felfedezésének öröme nem tartott sokáig, mert a csatorna építésével a mesterséges bejáratokat bebetonozták, így a barlangok ismét elszigetelődtek a külvilágtól.

4. Mérési módszerek és eszközök

A régi kataszteri térképek segítségünkre voltak a barlangok keresésében, azonban ezeken nem volt feltüntetve az összes. Ezek a térképek nem minden esetben mutatják a valóságot. Ezért terepbejárások során egészítettük ki a térképekről nyerhető adatokat. A karsztos felszín morfológiájából (karrmező, mészkősziklák, sziklafalak) eredő nehézségek, valamint a megtalált üregek azonosítása, a leküzdendő feladatok közé tartoztak. A '90-es évek elején készült ugyan egy, a barlangok számát feltüntető megjelölés (sziklára való festés, általában piros olajfestékkel), azonban ezeknek nagy része mára az időjárási viszonyok következtében lekopott vagy mohával, más növényvel borítódott. Emiatt a barlang azonosításához szükségszerűvé vált annak bejárása.

A barlangok, bányajáratok, források, víznyelők GPS-el való bemérése 2008 novemberében kezdődött, viszont a tél beköszöntével abba is maradt a munka, mivel a domb meredeksége miatt rendkívül veszélyessé válik ilyenkor. A kiszállásokat áprilisban tudtuk újra kezdeni, amikor a hó elolvadt és megközelíthetőbbé vált a terep. A mérések 2009 júniusában fejeződtek be a két helyszínen. Összesen 82 barlang és 12 bánya bejáratát mértük be.

A méréseket (a bejáratok koordinátáinak és magasságának meghatározása) Garmin GPSmap 60CSx típusú készülékkel végeztük, melyeket a Kolozsvári Amatőr Barlangkutató Klub (KABK) és a kolozsvári Cholnoky Jenő Földrajzi Társaság biztosított.

A Litophagus barlangba (a Mihály-domb legnagyobb kiterjedésű barlangjába) vezető bányajáratot a KABK tulajdonában lévő Suunto Tandem barlangi térképező műszerekkel mértük fel, melyek közé lejtőmérő, irányzómérő valamint a Leica lézeres távolságmérő tartozik.

A számítógépes munka az L-34-046-A-c, L-34-046-A-d, L-34-046-C-a, L-34-046-C-b szelvényezésű topográfiai térképlapok egy részének

ArcView térinformatikai programban történő digitalizálásával kezdődött. A digitalizálás során létrehoztuk az erdő (tartalmazza a tisztásokat is), szintvonalak, vizek (időszakos és állandó), magassági pontok és utak tematikus állományokat.

A terepi mérések után a GPS készülékről a Trackmaker nevű program segítségével töltöttük le számítógépre a bemért pontok adatait (koordináták, magasság). Ezután a pontokat Global Mapper programmal átalakítottuk megfelelő koordinátába és a digitális térképre helyeztük. A digitális térkép létrehozása után 3D-s domborzatmodelleket is készítettünk, ugyancsak az ArcView program segítségével. A Corel Draw program felhasználásával sikerült átláthatóbbá tenni a térképeket.

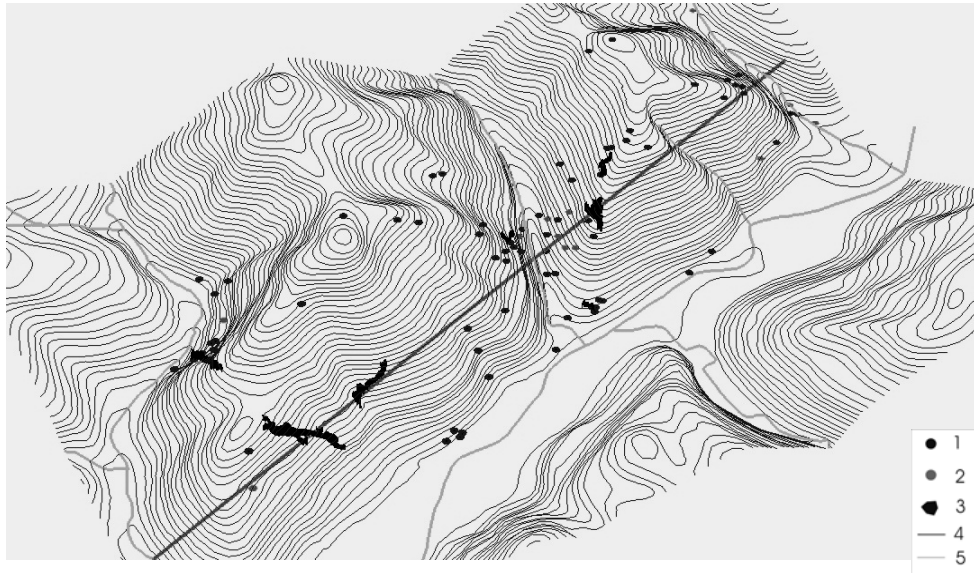
A bányajárat (barlangi térképező műszerekkel való felmérése után) térképét a Compass program segítségével készítettük el, ez elengedhetetlen volt a Litophagus barlang digitális térképen való megjelenítéséhez az ArcView programban.

A feldolgozó munka jelentős részét a régi adatlapok alapján az új adatlapok elkészítése képezte. Az adatlapokat Microsoft Word programban készítettük el, majd a könnyebb kezelhetőség végett pdf. formátumba alakítottuk.

5. Eredmények

Sikerült a kitűzött célt teljesítenünk. Létrehoztunk egy digitális adatbázist az említett dombok barlangjaira vonatkozóan. Az adatbázis tartalmazza a 82 bemért barlang digitális adatlapját (*pl. 4. ábra*) valamint a dombok felszíni térképét (*2., 3. ábra*), melyen feltüntettük a barlangok, bányajáratok, víznyelők, források pontos térbeli helyzetét is.

A létrejött adatlap digitális, tehát bármikor módosítható, könnyen tanulmányozható, valamint az internetes közzététel után minden érdeklődő számára elérhető információkkal szolgál. A másik előnye, hogy tartalmazza a barlang bejáratának koordinátáit és fényképét.



5.ábra- A Mihály- és Pobráz-domb domborzatmodellje

Jelmagyarázat: 1. barlang, 2. bányajárat, 3. a 100 méternél hosszabb barlang alaprajza, 4. a dombok belsejében haladó vízvezető csatorna, 5. vízfolyás

Fig. 5. The hill's relief model

Legend: 1. cave, 2. mine, 3. the map of the caves longer than 100 m -, 4. drainage pipe inside the hill, 5. waterflow

IRODALOM

BAGAMÉRI B. (1998): Lámpafényben a barlangvilág - Egyetemi Kiadó, Kolozsvár, p. 77-81.

BATIZ R.-SZÁSZ P.ZS.-SZILÁGYI P.P.-TULICS H. (2004): Erdély száz csodája. Rejtőzködő értékek nyomában - Totetm Kiadó, Budapest Tátongó üregek birodalma, Jád-völgye, p. 162.-163.

GORAN, C. (1982): Catalogul Sistematic al pesterilor din România - Consiliul Național pentru Educație fizică și Sport, Bukarest, p. 19-21

POVARÁ I.-GORAN C.-GUTT W. (1990): Speologie. Ghid practic, Editura Sport-Turism, Bukarest, p. 139-142

RUSU T. (1988): Pe urmele apelor subterane. Carstul din Munții Pădurea Craiului, Editura Dacia, Kolozsvár, p. 12-16

VREMIR M. (): Bazinul Carstic 3720. Bazinul mijlociu al văii Iadei (Mții. Pădurea Craiului), kézirat, p. 2-5, 10-13

A Kolozsvári Amatőr Barlangász Klub (C.S.A., Cluj) archívuma, a Jád-völgyére, ezen belül is a Pobráz- és Mihály- dombra vonatkozó adatlapok.