KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 5-22.

A HORIZONTÁLIS KARSZTOSODÁS EGYENLET-RENDSZERÉNEK EGY EGYSZERŰ MEGOLDÁSA

PÉNTEK KÁLMÁN

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

Abstract: This paper presents an elementary solution of equation system of horizontal karstification process.

1. Bevezetés

A horizontális karsztosodás folyamatának geomorfológiai modellje és annak első matematikai leírása *VERESS-PÉNTEK* (1990, 1996) munkáiban szerepel.

E törmelékes oldódási zónát képező karsztos denudációs folyamat egy némileg más geomorfológiai modelljének kidolgozását és matematikai tárgyalását *SZUNYOGH* (1994) végezte el.

Az elsőként felépített matematikai modell finomítását és továbbfejlesztését *PÉNTEK* (2001) és *PÉNTEK-VERESS* (2002) készítette el.

A horizontális karsztosodás *SZUNYOGH* (1994) által megadott matematikai modellje a parciális differenciálegyenletek elméletének felhasználásával írja le a denudáció folyamatát. Ezen felsőbb matematikai eszközök alkalmazását helyettesítő elemi felépítésben tárgyalja a törmelékes zónát eredményező karsztosodási folyamatot *PÉNTEK* (2007) dolgozata.

Ez a dolgozat a szerző ezen utóbbi munkája szerves folytatásának tekinthető, amelyben bemutatásra kerül a karsztos oldás általános egyenletrendszerének egy rövid és egyszerű megoldása. Az alkalmazott fogalmak és jelölések teljes összhangban vannak a szóban forgó dolgozat tárgyalásával.

2. A karsztos oldás egyenletrendszere

A törmelékes oldódási zónát képező karsztos oldás általános egyenletrendszerének alakja

$$
\begin{aligned}
& v \cdot \frac{\Delta C}{\Delta x} + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \rho_{kő} \cdot \frac{\Delta w}{\Delta x} = 0 \\
& \frac{\Delta w}{\Delta x} = \frac{3}{R} \cdot \frac{\Delta R}{\Delta t} \\
& -\frac{\Delta R}{\Delta t} = \frac{C_e - C}{\rho_{kő}} \cdot \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}} \right)^{-1}
\end{aligned} \qquad (1)
$$

a $\Delta x \to 0,\ \Delta t \to 0$ határátmenetet képezve jutunk a

$$
\begin{aligned}
& v \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \rho_{kő} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} = 0 \\
& \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{3}{R} \cdot \frac{\partial R}{\partial t} \\
& -\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{C_e - C}{\rho_{kő}} \cdot \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}} \right)^{-1}
\end{aligned} \qquad (2)
$$

formájú egyenletrendszerhez. A karsztos oldás ezen egyenletrendszerében szereplő mennyiségek jelentése a következő:

v = a lefelé szivárgó oldószer áramlási sebessége,
C = az oldószernek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető $CaCO_3$ koncentrációja,
x = a törmelékes oldódási zóna kezdő időpontban mért felső peremétől mért távolság,
κ = a törmelékes oldódási zónát alkotó törmelékgömbök hézagtérfogata,
$\rho_{kő}$ = a $CaCO_3$ sűrűsége,
w = a lefelé mozgó törmelékgömböknek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető süllyedési sebessége,
R = a törmelékgömböknek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető sugara,
t = az oldási folyamat kezdő időpontja óta eltelt idő,
C_e = az oldószer oldási rendszerre jellemző egyensúlyi telítési $CaCO_3$ koncentrációja,

k_K = a $CaCO_3$ kémiai oldódásának sebességi állandója,
D = az oldási rendszer diffúziós állandója,
ν = az oldási rendszer kinematikai viszkozitási tényezője.

Az (1), illetve (2) egyenletrendszerben a v, κ, $\rho_{kő}$, C_e, k_K, D és ν mennyiségek értéke ismert, vagy ismert értékekből a gyakorlati számításokat bemutató részben közölt módon meghatározható. Ezért e mennyiségeket egyenletrendszerünk megoldása szempontjából ismerteknek tekintjük.

Feladatunk a (2) egyenletrendszerben szereplő $C = C(x,t)$, $R = R(x,t)$ és $w = w(x,t)$ függvények meghatározása. Egyenletrendszerünk olyan megoldását keressük, amely eleget tesz a következő kezdeti, illetve peremfeltételeknek:

a. Ha $0 \le x < \infty$ és $t = 0$, akkor $R = R_0$, $C = 0$ és $w = 0$, hiszen a kezdeti időpillanatban még nincs oldás, csupán elindul felülről lefelé a beszivárgó oldószer.

b. Ha $x \to \infty$ és $t > 0$, akkor $R = R_0$, $C = C_e$ és $w = 0$, mert a kőzet felszíne alatt nagy mélységben a beszivárgó oldószer már telített.

c. Ha $x = 0$ és $t > 0$, akkor $C = 0$, miután a törmelékes zóna felszínén a beszivárgó oldószer még nem tartalmaz oldott $CaCO_3$ anyagot.

3. A karsztos oldás egyenletrendszerének néhány következménye

Induljunk ki a (2) egyenletrendszer első egyenletéből és szorozzuk meg a κ hézagtérfogattal:

$$\kappa \cdot v \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} = 0 \quad . \tag{3}$$

Mivel κ, v és $\rho_{kő}$ értéke állandó, így (3) a differenciálszámítás elemi szabályai szerint a

$$\frac{\partial \left[\kappa \cdot v \cdot C + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot w \right]}{\partial x} = 0 \tag{4}$$

alakra hozható. Vegyük észre, hogy a (4) szögletes zárójelben szereplő kifejezése a f teljes tömegáramsűrűség, amelynek első tagja a folyadék fázisban áramló $CaCO_3$ tömegét, a második tagja a törmelékgömbök süllyedéséből származó szilárd fázisban áramló $CaCO_3$ tömegét jelenti (*SZUNYOGH* 1994, *PÉNTEK* 2007).

Az f teljes tömegáramsűrűség x változó szerinti parciális deriváltja a (4) szerint eltűnik, így e mennyiség az x változótól független, értéke legfeljebb a t időtől függhet:

(5) $$\kappa \cdot v \cdot C + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot w = A(t)\,,$$

vagy részletesebben

(6) $$\kappa \cdot v \cdot C(x,t) + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot w(x,t) = A(t)\,.$$

A (2) egyenletrendszer kezdeti, illetve peremfeltételeinek b) pontja szerint $x \to \infty$ és $t > 0$ esetén $C = C_e$ és $w = 0$, amely alapján (6) felhasználásával ez $A(t)$ függvényre

(7) $$\kappa \cdot v \cdot C_e + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot 0 = A(t)$$

teljesül. Így

(8) $$A(t) = \kappa \cdot v \cdot C_e\,,$$

amelynek alapján az (5) összefüggés az

(9) $$f = \kappa \cdot v \cdot C + (1-\kappa) \cdot \rho_{kő} \cdot w = \kappa \cdot v \cdot C_e \;(= konstans)$$

alakot ölti. Az így nyert (9) egyenlőség a tömegáramsűrűség állandóságának törvényét mondja ki.

A törmelékes oldódási zóna oldás hatására lefelé eltolódó, elvileg végtelen mélységig terjeszkedő teljes tartományának minden pontjában a $CaCO_3$ teljes f tömegáramsűrűsége a karsztos oldási rendszerre jellemző állandó mennyiség.

A tömegáramsűrűség imént felismert állandóságához az alábbi megjegyzéseket fűzzük.

A teljes tömegáramsűrűség a (9) összefüggésben is szereplő kéttagú összeg. Első tagja az oldott állapotú $CaCO_3$ áramlását, második tagja a szilárd halmazállapotú törmelékgömbök lefelé süllyedő áramlását írja le. A fenti törvény e két tag összegének állandóságát rögzíti, viszont nyilvánvaló, hogy az összeadandók mindegyike változik a teljes törmelékes zónában.

A törmelékes zóna felső részén még alig van oldott állapotú $CaCO_3$, ezért az összeg első tagja kicsi, ugyanakkor a második tag nagy, hiszen az egyes törmelékgömbök lefelé történő eltolódása az alattuk levő rétegek oldódása miatt itt a legnagyobb.

Ahogyan haladunk lefelé a törmelékes zónában, az oldószer egyre telítettebb lesz, az összeg első tagja tehát növekszik. A telítődés felé közelítő oldószer már egyre kevesebbet old le a törmelékgömbök felszínéről, ezáltal azok lefelé történő eltolódása egyre kisebb mértékű lesz, vagyis az összeg második tagja csökken.

Látható tehát, hogy a teljes tömegáramsűrűség első tagja a törmelékes zónában lefelé haladva egyre nő, második tagja pedig ezzel szinkronban úgy csökken, hogy összegük mindig állandó maradjon.

Ezután a (9) összefüggésből két további megállapítást vezetünk le. Osszuk végig a (9) egyenlőségét a $\kappa \cdot v$ mennyiséggel, így a

$$C + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \frac{\rho_{kő}}{v} \cdot w = C_e \tag{10}$$

összefüggéshez jutunk, amelynek egyszerű átrendezésével a

$$C = C_e - \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \frac{\rho_{kő}}{v} \cdot w\,, \tag{11}$$

vagy részletesebben a

$$C(x,t) = C_e - \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \frac{\rho_{kő}}{v} \cdot w(x,t) \tag{12}$$

összefüggés adódik. Láthatjuk, hogy (12) kapcsolatot teremt a törmelékgömbök w süllyedési sebessége, valamint a karsztos oldat pillanatnyi C $CaCO_3$ koncentrációja között.

A (2) egyenletrendszer kezdeti, illetve peremfeltételeinek c. pontja szerint $x = 0$ és $t > 0$ esetén $C = 0$. Jelölje w_0 a törmelékes zóna felső széléhez tartozó törmelékgömbök süllyedési sebességét! Ekkor elvégezve a (11) egyenletben a $C = 0$ és $w = w_0$ helyettesítést a

$$0 = C_e - \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \frac{\rho_{kő}}{v} \cdot w_0 \tag{13}$$

összefüggést nyerjük, amelynek átrendezésével

$$w_0 = \frac{\kappa}{1-\kappa} \cdot \frac{v}{\rho_{kő}} \cdot C_e \qquad (14)$$

adódik *SZUNYOGH* (1994) eredményével összhangban.
Az így nyert (14) egyenlőség a karsztos térszín állandó sebességű süllyedésének törvényét mondja ki.
A törmelékes oldódási zóna felső határa, s ezzel együtt a karsztos felszín is adott karsztosodási feltételek mellett időben állandó nagyságú sebességgel süllyed.

A karsztos térszín a fentiek szerint az oldás hatására egyenletes sebességgel (vagyis sem nem gyorsulva, sem nem lassulva) süllyed. Ha a karsztosodás körülményei nem változnak, akkor a rendszerre jellemző, bár horizontálisan esetleg pontról pontra változó, de az adott helyen állandó süllyedési sebességgel kell számolnunk.

Ha azonban megváltoznak a karsztosodás körülményei, akkor a megváltozott viszonyoknak megfelelő, de szintén állandó sebességű süllyedési folyamat alakul ki.

4. A karsztos oldás egyenletrendszerének megoldása

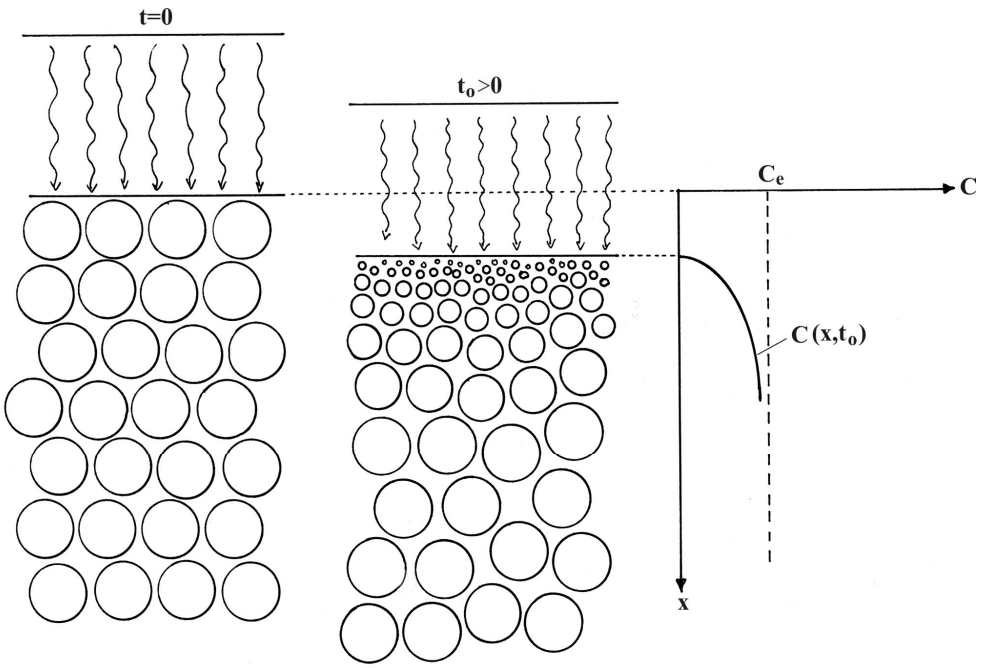
Az előző részekben megszerzett ismeretek birtokában rátérünk a karsztos oldás általános egyenletrendszerének megoldására. Keressük tehát a (2) egyenletrendszert kielégítő azon $C(x,t)$, $R(x,t)$ és $w(x,t)$ folytonos függvényeket, amelyek a törmelékes zóna kezdő időpontban elfoglalt felső peremétől mért x mélységben és t időpontban megadják rendre a lefelé szivárgó oldat pillanatnyi $CaCO_3$ koncentrációját, a törmelékgömbök sugarát és a törmelékgömbök süllyedésének sebességét.

A (14) összefüggésben megállapítottuk, hogy a törmelékes oldódási zóna felső határa egyenletes w_0 sebességgel süllyed. A törmelékes zóna felső peremén az oldószer még teljesen telítetlen. Ahogyan lefelé haladunk, a felülről érkező karsztos oldószer az x mélységgel nagyjából megegyező oldási út megtétele után egyre inkább telítődik. A (2) egyenletrendszer kezdeti, illetve peremfeltételeinek b. pontja szerint $x \to \infty$ és $t > 0$ esetén $C = C_e$, vagyis igen nagy mélységben az oldószer gyakorlatilag teljesen telítődik.

Ezek alapján keressük a lefelé szivárgó oldószer $C(x,t)$ pillanatnyi $CaCO_3$ koncentrációjának szigorúan monoton növekedő, folytonos függvényét

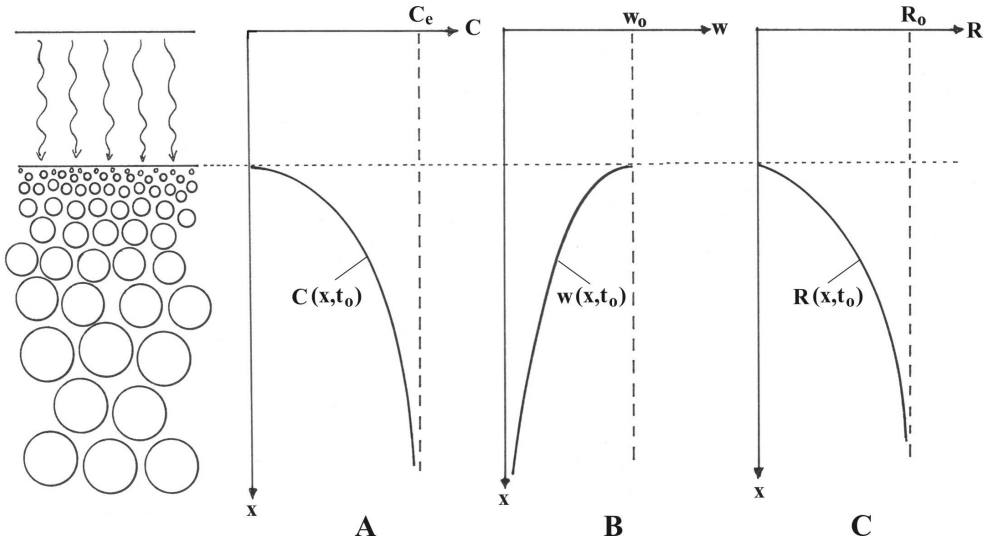
(15) $$\boxed{C(x,t) = C_e \cdot \left(1 - e^{-\lambda(x - w_0 t)}\right) \quad x \geq w_0 t}$$

alakban, ahol λ egy egyelőre még meghatározásra váró, az exponenciális telítődés ütemét megszabó pozitív állandó (*1. ábra, 2.a. ábra*).



1. ábra: A $C(x,t)$ *függvény a* t_0 *időpontban*

Fig. 1 The function $C(x,t)$ *at point of time* t_0



2. ábra: A $C(x,t)$, $w(x,t)$ és $R(x,t)$ *függvények a* t_0 *időpontban*

Fig. 2 The functions $C(x,t)$, $w(x,t)$ and $R(x,t)$ *at point of time* t_0

Láthatjuk, hogy (15) egy olyan exponenciálisan telítődő aperiodikus hullámfüggvény, amely w_0 sebességgel tolódik el lefelé, kísérve az ezen sebességgel süllyedő törmelékes oldódási zónát.

Helyettesítsük ezután a (15) alakú $C(x,t)$ függvényt a (12) egyenletbe. Ekkor

$$C_e \cdot \left(1 - e^{-\lambda(x - w_0 t)}\right) = C_e - \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \frac{\rho_{kő}}{v} \cdot w(x,t) \tag{16}$$

adódik, ahonnan a kijelölt műveletek elvégzése, összevonások és (14) összefüggés felhasználásával a

$$\boxed{w(x,t) = w_0 \cdot e^{-\lambda(x - w_0 t)} \quad x \geq w_0 t} \tag{17}$$

összefüggést nyerjük (*2.b. ábra*).

Láthatjuk, hogy $w(x,t)$ függvény a $C(x,t)$ függvényhez hasonlóan egy w_0 sebességgel lefelé eltolódó, exponenciálisan lecsengő aperiodikus hullámfüggvény. Amíg azonban a $C(x,t)$ függvény a (15) alapján a tapasztalattal összhangban lefelé nő és tart az egyensúlyi koncentráció C_e értéké-

hez, addig a $w(x,t)$ függvény a (17) alapján lefelé haladva csökken és exponenciálisan 0-hoz tart.

Készítsük el ezután a (17) függvény x változó szerinti

(18) $$\frac{\partial w}{\partial x} = -\lambda \cdot w_0 \cdot e^{-\lambda(x - w_0 t)}$$

parciális deriváltját, s helyettesítsük a karsztos oldás (2) alakú általános egyenletrendszerének második egyenletébe. Ekkor a

(19) $$-\lambda \cdot w_0 \cdot e^{-\lambda(x - w_0 t)} = \frac{3}{R} \cdot \frac{\partial R}{\partial t}$$

összefüggést kapjuk.

Mivel $w(x,t)$ és $R(x,t)$ folytonos függvények, ezért a (19) egyenlőség két oldalán álló függvények azonos határok között tekintett határozott integráljai is megegyeznek. Integráljuk ezért a (19) mindkét oldalát idő szerint a $[0,t]$ határok között:

(20) $$-\lambda w_0 \int_0^t e^{-\lambda(x - w_0 \tau)} d\tau = \int_0^t \frac{3}{R(x,\tau)} \cdot \frac{\partial R(x,\tau)}{\partial \tau} d\tau \ ,$$

amelyből

(21) $$-\lambda w_0 \cdot e^{-\lambda x} \int_0^t e^{\lambda w_0 \tau} d\tau = 3 \int_0^t \frac{1}{R(x,\tau)} \cdot \frac{\partial R(x,\tau)}{\partial \tau} d\tau$$

következik. Az integrálás eredményeként

(22) $$-\lambda w_0 \cdot e^{-\lambda x} \left[\frac{e^{\lambda w_0 \tau}}{\lambda w_0} \right]_0^t = 3 \left[\ln R(x,\tau) \right]_0^t$$

adódik. A (2) egyenletrendszer kezdeti, illetve peremfeltételeinek a) pontja alapján ha $\tau = 0$, akkor $R(x,\tau) = R_0$ tetszőleges $0 \le x < \infty$ mélységben, ezért a (22) összefüggésből egyszerűsítés és összevonás után

(23) $$-\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]=3\left[\ln R(x,t)-\ln R_0\right]$$

adódik, amelynek átrendezésével

(24) $$\frac{e^{-\lambda x}-e^{-\lambda(x-w_0 t)}}{3}=\ln\frac{R(x,t)}{R_0}\ ,$$

amelyből *e* alapra történő emeléssel

(25) $$e^{\frac{e^{-\lambda x}-e^{-\lambda(x-w_0 t)}}{3}}=e^{\ln\frac{R(x,t)}{R_0}}=\frac{R(x,t)}{R_0}$$

következik, innen pedig már közvetlenül nyerjük az

(26) $$\boxed{R(x,t)=R_0\cdot e^{\frac{e^{-\lambda x}-e^{-\lambda(x-w_0 t)}}{3}} \qquad x\geq x_0 t}$$

összefüggést (*2.c. ábra*).
Figyeljük meg, hogy a folyamat kezdetén tetszőleges mélységben a (26) alapján

(27) $$R(x,0)=R_0\cdot e^{\frac{e^{-\lambda x}-e^{-\lambda x}\cdot e^{\lambda w_0 0}}{3}}=R_0\cdot e^{\frac{e^{-\lambda x}-e^{-\lambda x}}{3}}=R_0\cdot e^0=R_0\ ,$$

ha $t=0$, tehát valamennyi törmelékgömb azonos, R_0 sugarú.

Ezután a (15), (17) és (26) függvényekben szereplő $\lambda>0$ paraméter meghatározásával foglalkozunk.

Tekintsük ezért a karsztos oldás (2) egyenletrendszerének harmadik egyenletét, s annak egyszerű átrendezésével fejezzük ki a $C(x,t)$ függvényt. Így

(28) $$C(x,t)=C_e+\rho_{kő}\left(\frac{1}{k_K}+\frac{16}{85}\cdot\frac{R}{\sqrt[3]{D^2\nu}}\right)\cdot\frac{\partial R}{\partial t}$$

adódik, amelynek bal oldalába helyettesítsük be $C(x,t)$ (15) összefüggésben szereplő alakját:

$$(29) \qquad C_e \cdot \left(1 - e^{-\lambda(x - w_0 t)}\right) = C_e + \rho_{kő} \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right) \cdot \frac{\partial R}{\partial t} \ ,$$

amelyből beszorzás és összevonás után

$$(30) \qquad -C_e \cdot e^{-\lambda(x - w_0 t)} = \rho_{kő} \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right) \cdot \frac{\partial R}{\partial t}$$

következik.

A $C(x,t)$ és $R(x,t)$ folytonos függvények, így a (30) mindkét oldalán álló függvény azonos határok között tekintett határozott integráljai is egyenlőek. Integráljuk tehát a (30) mindkét oldalát idő szerint a $[0,t]$ határok között:

$$(31) \quad -C_e \int_0^t e^{-\lambda(x - w_0 \tau)} d\tau = \rho_{kő} \cdot \int_0^t \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R(x,\tau)}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right) \cdot \frac{\partial R(x,\tau)}{\partial \tau} d\tau \ ,$$

ahonnan

$$(32) \quad -C_e \cdot e^{-\lambda x} \int_0^t e^{\lambda w_0 \tau} d\tau = \rho_{kő} \int_0^t \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R(x,\tau)}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right) \cdot \frac{\partial R(x,\tau)}{\partial \tau} d\tau$$

adódik. Az integrálás elvégzése után

$$(33) \qquad -C_e \cdot e^{-\lambda x} \left[\frac{e^{\lambda w_0 \tau}}{\lambda w_0} \right]_0^t = \rho_{kő} \left[\frac{R(x,\tau)}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2(x,\tau)}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right]_0^t$$

következik. A (2) egyenletrendszer kezdeti, illetve peremfeltételeinek a) pontját felhasználva ha $\tau = 0$, akkor $R(x,\tau) = R_0$ tetszőleges $0 \le x < \infty$ értéke mellett, így a (33) összefüggésből összevonások után

$$-\frac{C_e}{\lambda w_0}\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]=\rho_{kő}\left[\frac{R-R_0}{k_K}+\frac{8}{85}\cdot\frac{R^2-R_0^2}{\sqrt[3]{D^2\nu}}\right] \tag{34}$$

adódik.

A gyakorlati számítások tapasztalatai szerint a (34) egyenlőség jobb oldalán a szögletes zárójel első tagja több nagyságrenddel kisebb a másodiknál, így a további munka egyszerűsítése érdekében ezen első tagot elhanyagoljuk.

Ezután R^2 értékét már könnyen kifejezhetjük az

$$R^2=R_0^2-\frac{85}{8}\cdot\frac{C_e\cdot\sqrt[3]{D^2\nu}}{\rho_{kő}\cdot\lambda\cdot w_0}\cdot\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right] \tag{35}$$

formában.

Helyettesítsük most a (35) jobb oldalán álló kifejezést a (23) összefüggés egyszerű átalakításával nyert

$$-\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]=\frac{3}{2}\cdot\ln\frac{R^2(x,t)}{R_0^2} \tag{36}$$

egyenlőség jobb oldalába! Ezzel a

$$-\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]= \tag{37}$$

$$=\frac{3}{2}\cdot\ln\frac{R_0^2-\frac{85}{8}\cdot\frac{C_e\cdot\sqrt[3]{D^2\nu}}{\rho_{kő}\cdot\lambda\cdot w_0}\cdot\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]}{R_0^2}$$

egyenlőséghez, illetve a jobb oldal egyszerű átalakításával a

$$-\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]= \tag{38}$$

$$=\frac{3}{2}\ln\left[1-\frac{85}{8}\cdot\frac{C_e\cdot\sqrt[3]{D^2\nu}}{\rho_{kő}\cdot\lambda\cdot w_0\cdot R_0^2}\cdot\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)}-e^{-\lambda x}\right]\right]$$

alakhoz jutunk.

Közelítsük a (38) egyenlőség jobb oldalán álló ln függvényt tartalmazó kifejezést Taylor sorának első tagjával:

$$\ln(1-x) \approx -x \tag{39}$$

(*SZUNYOGH*, 1994), ezzel a (38) egyenlőség az

$$-\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)} - e^{-\lambda x}\right] = \tag{40}$$

$$= -\frac{3}{2}\cdot\frac{85}{8}\cdot\frac{C_e\cdot\sqrt[3]{D^2\nu}}{\rho_{kő}\cdot\lambda\cdot w_0\cdot R_0^2}\cdot\left[e^{-\lambda(x-w_0 t)} - e^{-\lambda x}\right]$$

formát ölti.

A $t>0$ esetben a (40) egyenlőség mindkét oldalát végigoszthatjuk a szögletes zárójelben álló pozitív kifejezéssel, majd a kapott összefüggés egyszerű átrendezésével kifejezhetjük a keresett λ paraméter értékét:

$$\boxed{\lambda = \frac{255}{16}\cdot\frac{C_e\cdot\sqrt[3]{D^2\nu}}{\rho_{kő}\cdot w_0\cdot R_0^2}} \tag{41}$$

Láthatjuk, hogy adott törmelékes oldódási zóna esetén a λ paraméter ismert, illetve számítható mennyiségekből épül fel, s értéke pozitív.

5. A karsztos térszín pusztulásának sebessége

Az előző részekben bemutatott számításaink eredményeinek birtokában *SZUNYOGH* (1994) nyomán haladva már meghatározhatjuk a karsztos térszín adott pontjában a denudáció mértékét, a térszín lealacsonyodásának sebességét.

A q felszíni beszivárgás, az oldószer v áramlási sebessége és a κ hézagtérfogat között érvényes a

$$q = \kappa\cdot v \tag{42}$$

összefüggés, hiszen a szivárgó víz csupán a κ hézagtérfogatú törmelékes zóna üregeiben képes mozogni. Ekkor a (14) összefüggés a (42) felhasználásával a

$$w_0 = \frac{\kappa}{1-\kappa} \cdot \frac{v}{\rho_{kő}} \cdot C_e = \frac{q}{1-\kappa} \cdot \frac{C_e}{\rho_{kő}} \tag{43}$$

alakra hozható.

A térszín átlagos éves süllyedésének kiszámításához integráljuk idő szerint a (43) összefüggést egy teljes év T időtartalmára. A w_0 ezen időtartamra vonatkozó integrálja a térszín egy éves h teljes süllyedését adja meg:

$$h = \int_0^T \frac{q}{1-\kappa} \cdot \frac{C_e}{\rho_{kő}} dt = \frac{1}{1-\kappa} \cdot \frac{C_e}{\rho_{kő}} \int_0^T q\, dt \ . \tag{44}$$

A (44) jobb oldalán szereplő integrál a vizsgált karsztos térszín adott pontjában lehullott teljes csapadék mennyiség beszivárgásra eső részét határozza meg:

$$Q = \int_0^T q \cdot dt \ , \tag{45}$$

így a térszín éves süllyedése a (44) és (45) felhasználásával a

$$h = \frac{1}{1-\kappa} \cdot \frac{C_e}{\rho_{kő}} \cdot Q \tag{46}$$

formában számítható ki.

A (46) összefüggés birtokában már meghatározhatjuk a denudáció sebességét. A gyakorlati mérések tapasztalatai szerint a beszivárgó oldószer hőmérséklete a törmelékes oldódási zónában $10°C \approx 283°K$. E hőmérsékleten a víz diffúziós állandója $D = 3,22 \cdot 10^{-10} m^2 / s$, kinematikai viszkozitási tényezője $\nu = 1,28 \cdot 10^{-6} m^2 / s$. Az oldószer szivárgási sebessége a törmelékes oldódási zónában $v = 10^{-2} m / s$, a gömb alakú törmelékdarabok kezdeti sugara a kőzet repedezettsége alapján $R_0 \approx 10^{-2} m$. A gömb alakú törmelék-

darabokból felépülő törmelékes oldódási zóna hézagtérfogatának értékét válasszuk $\kappa = 0{,}11$ nagyságúnak.

A szakirodalmi adatok és számítások alapján, ha a vizsgált hőmérsékleten a talajban a vízre $0{,}08\ pCO_2$ parciális nyomás hatott, akkor az oldószer egyensúlyi $CaCO_3$ koncentrációja $C_e = 0{,}3123\ kg/m^3$. A mészkő sűrűsége $\rho_{kő} = 2700\ kg/m^3$, a karsztos térszínen az átlagos beszivárgás a mérések alapján $600\ mm/év$ csapadékhozamból 27%-os arányú beszivárgással $Q = 162\ mm/év$ (Maucha, L. közlése) számoltunk (*JAKUCS* 1977, *MAUCHA* 1990, *SZUNYOGH* 1994, *IZÁPY-MAUCHA* 2000, *PÉNTEK-VERESS* 2002).

Ezen adatok birtokában a karsztos térszín éves süllyedése a (46) felhasználásával

$$h = \frac{1}{1-0{,}11} \cdot \frac{0{,}3123}{2700} \cdot 162\ mm/év = 0{,}021\ mm/év\ , \tag{47}$$

ami azt jelenti, hogy 1000 év alatt a karsztos térszín süllyedése 21 mm. Ez az érték jó egyezést mutat a denudáció mértékére elfogadott, más módszerekkel nyert értékkel.

A törmelékes oldódási zóna felső peremének süllyedési sebessége a (14) alapján

$$w_0 = \frac{0{,}11}{1-0{,}11} \cdot \frac{10^{-2}}{2700} \cdot 0{,}3123 \approx 1{,}4 \cdot 10^{-7}\ m/s\ . \tag{48}$$

A (15), (17) és (26) összefüggésben szereplő $\lambda (> 0)$ paraméter értéke a (41) alapján

$$\lambda = \frac{255}{16} \cdot \frac{0{,}3123 \cdot \sqrt[3]{\left(3{,}22 \cdot 10^{-10}\right)^2 \cdot 1{,}28 \cdot 10^{-6}}}{2700 \cdot 1{,}4 \cdot 10^{-7} \cdot \left(10^{-2}\right)^2} = 0{,}672\ \ m^{-1}\ , \tag{49}$$

végül a karsztos oldás általános egyenletrendszerének megoldását jelentő függvények alakja a (15), (17) és (26) felhasználásával

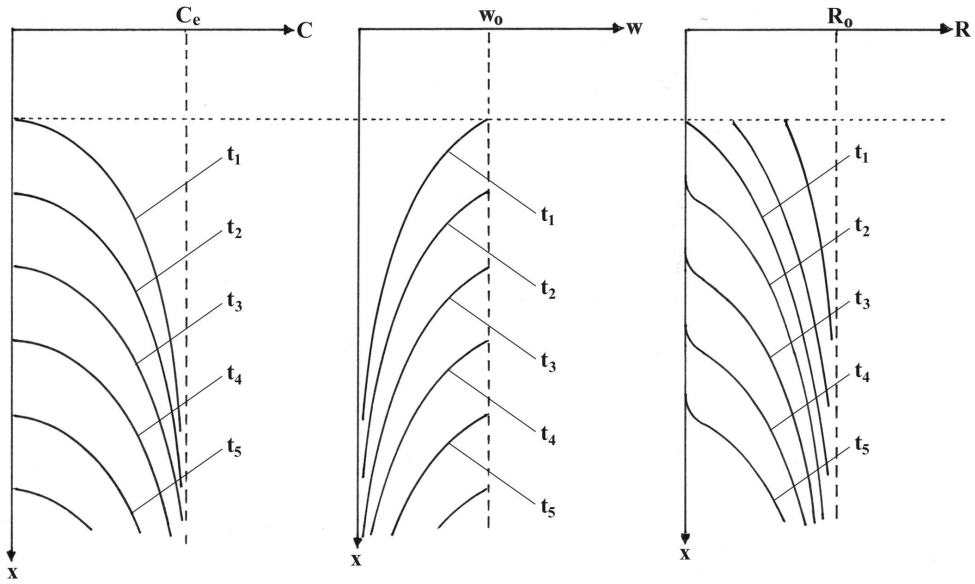
$$C(x,t) = 0{,}3123 \cdot \left(1 - e^{-0{,}672 \cdot \left(x - 1{,}4 \cdot 10^{-7} t\right)}\right) \left[kg/m^3\right] \quad x \geq 1{,}4 \cdot 10^{-7} t\ , \tag{50}$$

(51) $$w(x,t) = 1,4 \cdot 10^{-7} \cdot e^{-0,672 \cdot \left(x - 1,4 \cdot 10^{-7} t \right)} \quad [m/s] \quad x \geq 1,4 \cdot 10^{-7} t \ ,$$

és

(52) $$R(x,t) = 10^{-2} \cdot e^{\frac{e^{-0,672 \cdot x} - e^{-0,672 \cdot \left(x - 1,4 \cdot 10^{-7} t \right)}}{3}} \quad [m] \quad x \geq 1,4 \cdot 10^{-7} t \ ,$$

ahol e három összefüggésben szereplő *x* mélységet $[m]$, a *t* időt $[s]$ mértékegységben mérjük (*3. ábra*).



3. ábra: A $C(x,t)$, $w(x,t)$ és $R(x,t)$ *függvények a* t_i *időpontban*
$(i = 1,2,3,4,5$ és $t_1 < t_2 < t_3 < t_4 < t_5)$

Fig. 3 The functions $C(x,t)$, $w(x,t)$ and $R(x,t)$ *at point of time* t_i
$(i = 1,2,3,4,5$ and $t_1 < t_2 < t_3 < t_4 < t_5)$

6. Összegzés

A karsztos oldás egyenletrendszerének egy megoldását bemutató munkánk eredményeinek összefoglalásaként a következő megállapításokat fogalmazhatjuk meg.

a. A karsztos térszín süllyedése a teljes tömegáramsűrűség állandóságának törvényét követve megy végbe: a teljes törmelékes oldódási zónában adott idő alatt, adott vízszintes helyzetű keresztmetszeten áthaladó $CaCO_3$ folyadék fázisból és szilárd fázisból összetevődő teljes tömegáramsűrűség a törmelékes zóna minden pontjában állandó.

b. A karsztos térszín felső pereme a karsztos pusztulásból származó, a karsztosodás körülményei által szabályozott módon állandó nagyságú sebességgel süllyed.

c. A lefelé szivárgó karsztos oldat pillanatnyi $CaCO_3$ koncentrációja exponenciálisan telítődik, s a süllyedő törmelékes oldódási zónát kísérő (15) alakú aperiodikus hullámfüggvénnyel írható le.

d. A törmelékes oldódási zónában levő törmelékdarabok süllyedési sebessége a zónában lefelé haladva exponenciálisan csökken, s a süllyedő zónát kísérő (17) alakú aperiodikus hullámfüggvénnyel írható le.

e. A törmelékes oldódási zónában található törmelékgömbök sugara a zónában alulról felfelé haladva a zóna mindenkori felső pereméig a (26) alakú függvény szerint csökken. A folyamat kezdetén minden törmelékgömb egyforma méretű, majd fokozatosan oldódnak és tűnnek el a felső rétegek.

IRODALOM

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 310 p.

MAUCHA, L. (1990): A karsztos beszivárgás számítása – Hidrológiai Közlöny, 70. 3. p. 153-161.

PÉNTEK, K. (2001): Karsztosodó mészkő térszínek 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. – VERESS, M. (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával - Karsztfejlődés VII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 73-86.
SZUNYOGH, G. (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése – A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei IX. Természettudományok 4. Szombathely, p. 173-201.
VERESS, M. – PÉNTEK, K. (1990): Kísérlet a karsztos felszínek denudációjának kvantitatív leírására – Karszt és Barlang I. p. 19-27.
VERESS, M. – PÉNTEK, K. (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 23-42.

A MÁTRA FÖLDTANI VÁZLATA ÉS BARLANGJAI

ESZTERHÁS ISTVÁN[1] - SZENTES GYÖRGY[2]

[1]8045 Isztimér, Köztársaság út 157.
[2]Alte Frankfurter Str. 22/B, D-61118 Bad Vilbel, szentesg@aol.com

Abstract: *The 670 km^2 large Mátra Mountains are situated in the central region of the Northern Hungarian Mountain Range between the Tarna and Zagyva Rivers. Here the highest summit in Hungary is to be found, the 1014 m high Mount Kékes. The Mátra comprises of a stratovolcanic group with several eruption centres. The eruptions happened mainly in the Miocene and has resulted in various formations of lava rocks and pyroclastics. On the northern slopes pebbly and sandy sediments were deposited. Caves can be found in nearly all of the rock formations. The area is one of the most important region in Hungary from point of view of non-karstic caves. Seventy-four natural non-karstic caves and 13 artificial cavities, called caves, occur. Amongst the them can be found each genetic types. Here opens the 428 m long Csörgő Hole, the longest non-karstic cave in Hungary. The authors describe the geology, the geomorphology and the cave development of the Mátra Mountains. They give a distinct presentation about the above mentioned Csörgő Hole. Furthermore typical examples of the caves have been selected and presented according to the different rock formations and development types.*

1. Bevezetés

A Mátra a magyarországi Északi-középhegység része a Zagyva és a Tarna között. Kelet-nyugati irányú kiterjedése 50 km, észak-déli szélessége 15-20 km. Területe az előhegyeivel együtt 670 km^2, ebből a vulkáni kőzetekből felépített terület 380 km^2. Az erősen szabdalt rész átlagos magassága 700-800 m a tengerszint felett. Főgerincén emelkedik ki Magyarország legmagasabb pontja, az 1014 m magas Kékes. A vidék gazdag természeti értékekben. Különleges földtani formációk, ásványok lelőhelyei találhatók itt, ritka állat- és növényfajok honosak a területen. Védelmüket a Mátrai Tájvédelmi Körzet hivatott biztosítani. Számos régészeti, történelmi és kulturális érték mellett a múltbeli ércbányászat is a környék jellegzetességei közé tartozik és ahogy ezen tanulmány bemutatni szándékozik a szpeleológia területén is vannak értékei.

2. Földtani felépítés

A Mátra-hegység földtanilag a Kárpátok belső vulkáni koszorújának egyik tagja. A hegység alapkőzeteit a feltörő lávába zárt kőzetzárványok alapján, valamint a Keleti-Mátrában mélyített érckutató fúrások anyagából, ha hiányosan is, de nyomon tudjuk követni.

A hegység nyugati részén az andezitből prekambriumi és paleozós csillámpala, kvarcitpala és gránit zárványok kerültek elő. Ez arra utal, hogy a hegység nyugati felében a vulkáni kőzetek és a fiatal üledékek alatt, a fúrások által még el nem ért mélységben, jelen van a kristályos alaphegység.

A triász időszak képződményei leginkább a Keleti-Mátrában ismertek a Recsk környékén mélyített érckutató mélyfúrások révén. A keleti peremen a triász vulkanizmust képviselő diabáz bukkan a felszínre, amely diabázt a mélyfúrások is harántolták. A mélyfúrásokból előkerült több száz méter vastag üledékes sorozatot mészkő, dolomit, agyagpala és alárendelten homokkő építi fel. A vulkáni benyomulások főleg a mészkőben jellegzetes kontakt metamorf és szkarnos ásványkiválásokat okoztak.

A mélyfúrások a triász képződményekre települt, nummulíteszekkel igazolt, vékony eocén üledéksort harántoltak (*SZENTES* 1969). A mátrai *eocén* jellegzetessége azonban az intenzív vulkanizmus. A hegység keleti részén mintegy 25 km^2 területet fed az eocénban benyomult biotitos amfibolandezit és az ezt kísérő agglomerátum, valamint tufa. E formációval kapcsolatos a Recsk környéki felszínközeli és mélységi hidrotermális ércesedés.

Az oligocén időszak üledékei a hegység északi peremét jellemzik. A vékony alsó oligocén rétegekre középső oligocén agyag, majd vastag felső oligocén homokkő és konglomerátum sorozat rakódott le. A keresztrétegzett felső oligocén homokkövet az Északi-Mátra mély völgyei is gyakran feltárják.

A miocén során zajlott le a hegységben a fő vulkáni tevékenység, e korszak képződményei adják a Mátra legfontosabb földtani formációit. Az alsó miocén eggenburgi emelete egy homokkősorozatot és konglomerátumot eredményező transzgresszióval kezdődött. E sorozat feltárásai szépen mutatkoznak az Északi-Mátra völgyeiben, különösen a Köszörű-patak völgyében (*SZENTES* 1969). Az ottnangi emeletben megindult vulkáni tevékenység jelentős képződménye a vezető szintet alkotó fehér horzsaköves u.n. alsó riolittufa. A hegység peremi medencéiben az alsó riolittufára barnakőszénrétegek települtek. Az alsó miocén kárpati emeletében ülepedett le a hegység északi előterének legelterjedtebb üledékes képződménye, a néhol a fiatalabb vulkáni sorozat alatt is nyomozható homokos agyagmárga összlet, a slír. Ugyanebben az időben különböző méretű piroklaszikumokat magába foglaló rétegvulkáni sorozat keletkezett, az u.n. alsó andezit-összlet. Ezt követte a bádeni emelet határán egy tufaszórás, amelynek eredménye az elterjedt és szintjelző dácittufa (riodácittufa) sorozat, amelyet korábban középső riolittufának neveztek. A formáció különösen vastag a hegység ÉNy-i részén (*VARGA* 1975).

A hegység fő tömegét alkotó kőzetek a középső miocénben (bádeni) lezajlott vulkanizmus során képződtek. Ekkor keletkezett a nagy vastagságú u.n. középső rétegvulkáni sorozat, amely a Mátra fő tömegét alkotja. Felépítését nagy vastagságú andezitagglomerátum-rétegek, andezittufa betelepülések és az ezeket megszakító különböző vastagságú piroxénandezit-lávaárak maradványai jellemzik. Az andezitek néhol változatos, jellegzetes elváltozásokat mutató mállási folyamatokon mentek keresztül. A középső és déli részeken hidrotermális ércesedés követte ezt a vulkáni tevékenységet. A hegység 600 - 700 m magasság feletti részeit a legfiatalabb bádeni vulkáni képződmény, a sötétszürke piroxénandezit, vagy fedőandezit-összlet építi fel *(1. kép)*. Ugyanakkor a déli peremen riolit-dómok őrzik a savanyú vulkáni benyomulások emlékét. A keleti részen pedig egy kőzettani különlegesség, a karbonátos piroxénandezit mutatja a bádeni vulkanizmus változatosságát (*VARGA* 1975).

1. kép: Az ún.. fedőandezit-összletből felépített Mátra-főgerinc a Kékes-tetővel
Picture 1: The main ridge of the Mátra Mountains with the Mount Kékes constituted of the Covering Andesit Sequence.

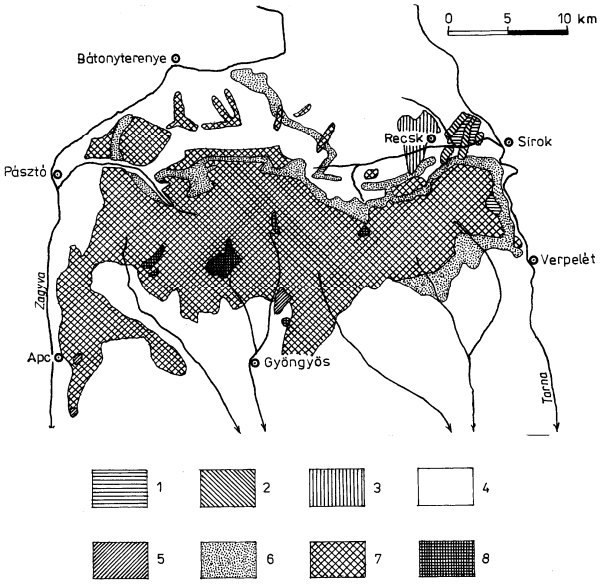
A bádeni emelet idején a vulkánok peremén elterülő tenger öbleiben és lagúnáiban leülepedett félsósvízi képződmények bukkannak elő a DNy-i és ÉNy-i peremeken. Ezek az üledékek a diatomföld, tufitos mészkő, homok és homokkő.

A miocén végén, a szarmata emeletben - elsősorban a Mátra délkeleti előterében - a távolabbról származó, áthalmozott riolittufa fordul elő,

amely megfelel az u.n. felső riolittufaszintnek. Ezen időben erős utóvulkáni tevékenység is beindult, számos gőz- és gázkifúvás, valamint gejzír tört a felszínre. A gejzírek átalakították környezetükben a kőzeteket és hidrokvarcitos anyagú gejzírkúpokat építettek. A Mátra északi vidékein jelenleg is tapasztalható utóvulkáni tevékenység, amit a száraz széndioxidos mofetták (Mátraderecske) és a szénsavas, kénhidrogénes források, az u.n. "*csevicék*" (Tar, Parád és Szajla vonalában) működése igazol.

A pannóniai homokos-agyagos, lignittelepes rétegek nyugat és dél felől körülveszik és részben el is fedik a hegység vulkáni tömbjét.

A negyedidőszakban a törmelékkúpokban kavics, többszörösen áthalmozott vulkáni törmelék, a völgytalpakon pedig váltakozó kavics, homok és iszaplerakodás keletkezett *(1. ábra)*.



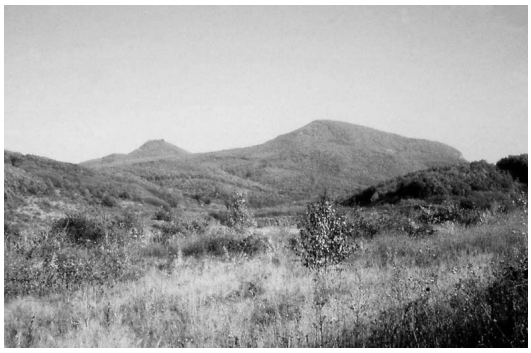
1. ábra: A Mátra egyszerűsített földtani térképe - Jelmagyarázat: 1. agyagpala, 2. diabáz, 3. biotitos amfibolandezit, 4. homokkő, lösz, lejtőtörmelék, 5. riolit, 6. riolittufa, 7. piroxénandezit és ennek agglomerátumja, tufája, 8. kvarcit
Fig. 1: Simplified Geological Map of the Mátra Mountains - Legend: 1. clay schist, 2: diabase, 3. biotic amphibole andesite, 4. sandstone, loess, talus deposits, 5. rhyolite, 6. rhyolite tuff, 7. pyroxene andesite and its agglomerate, tuff 8. quarzite

3. Geomorfológiai viszonyok

A hegység felszínformái két csoportba oszthatók. Az elsődleges formakincs a vulkáni működés során alakult ki és a kőzettani felépítése a posztvulkáni hatások következtében megtartotta eredeti, vagy közel eredeti alakját. A

szakirodalomban régóta vitatott, hogy kúpalakú képződményei közül melyik tekinthető eredeti vulkáni központnak vagy parazitakúpnak. Másodlagosak azok a formák, amelyeket kizárólag az erózió alakított ki. Ilyenek pl. az eróziós- és szurdokvölgyek, sziklatornyok, kipreparált kőzettelérek stb.

Elsődleges formának tekinthető a Nyugati-Mátra gerincvonulata, ahol egy szerkezeti vonal mentén több kráter alakult ki és ezek körül megszilárdult láva roncsai alkotják a mai kúpokat (*VARGA* 1967). A közelben emelkedő Óvár-hegyen explóziós centrumra utaló durvatömbös agglomerátum tanulmányozható *(2. kép)*. Ezen kívül a Ny-i részen csak idősebb, bontott képződményekből álló 700 - 750 m tszf magasságú vonulatokat ismerünk. Ezekbe vágódtak be a meredek falú völgyek és alakították ki a mai erősen szabdalt térszínt.



2. kép: Egykori rétegvulkáni exploziós centrum az Óvár, háttérben az Ágasvár
Picture 2: The Mount Óvár was a former stratovolcanic explosion centre, in the background the Mount Ágasvár

A Középső-Mátrában több párhuzamos hasadékvulkáni rendszer maradványai figyelhetők meg. Ilyen hasadékon ül a hegység legmagasabb pontja és egykori sztratovulkáni központja, a Kékes. Ahol a fedő lávaárak nem védték meg az idősebb kőzeteket meredek hegyoldalak és mély völgyek alakultak ki, melyek a Kékes és a főgerinc tömegét jobban kiemelték.

A Keleti-Mátra főgerincének felszínformáit a ÉNy-DK-i felnyílások mentén kialakult hasadékvulkáni rendszer határozza meg. Még vitatott, hogy a Galya-tető, Kékes és Nagy Szár-hegy térségében ismert íves teraplépcsők kráterperemek, illetve kalderafalak romjainak tekinthetők-e. A főgerinc előterét szubvulkáni kőzettestek jellemzik.

A hegység völgyei háromféleképpen osztályozhatók. Az első esetben az eredeti vulkáni formák közötti völgyeket az erózió tovább mélyítette szimmetrikus völgyeket eredményezve. A második esetben tektonikai síko-

kat az erózió egyenes lefutású völgyekké bővítette. A harmadik csoportba a közelmúlt torrens vízfolyásai által kialakított völgyek tartoznak.

Jellegzetesek a szegélyek mentén nagy tömegű leszakadásokkal pusztuló platórészletek, ahol egyes szikladarabok az egykori lávaár felszínére merőleges vonalak mentén válnak el. A leszakadt szikladarabok a meredek lejtőkön felaprózódnak és fokozatosan lepusztulnak.

A hegységben és a közvetlen környékén számos különböző vastagságú kőzettelér ismert, amelyek erősen kipreparálódva jellegzetes geomorfológiai objektumok.

Jelenleg az erózió már kisebb szerepet játszik a formaalakításban, mivel a képződmények zöme fedett. A lehordás főleg a vízmosásokban és a patakvölgyekben érvényesül.

A hegység déli előtérben, az u.n. Mátraalján a síkságra érkező mátrai patakok a pannoniai rétegek fölött egymással összeolvadó hordalékkúpot hoztak létre.

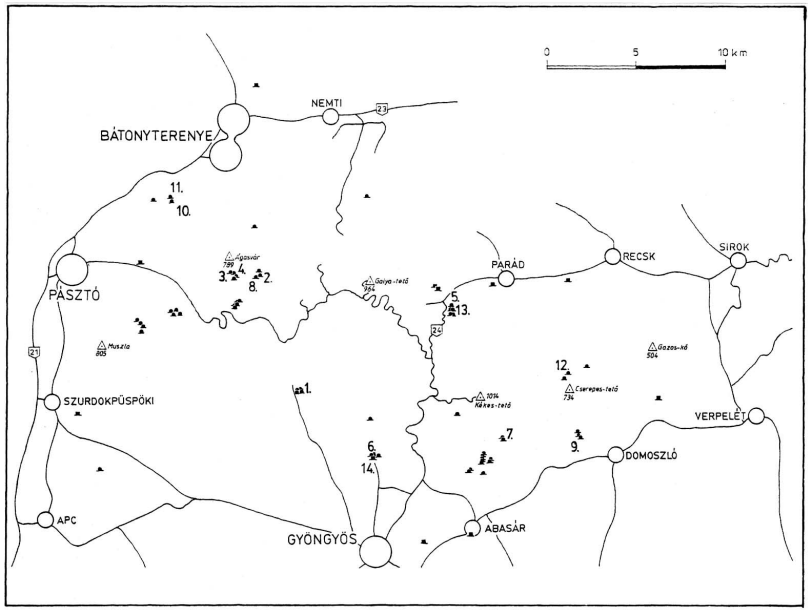
A Mátra északi előterének, a Mátrahátnak a felszínét egykor vulkáni takaró borította, de a tufa- láva- és agglomerátum rétegek lepusztultak. Így az oligocén és miocén erősen tagolt homokos-agyagos rétegei formálják a térszínt. A vízfolyások bevágódásai halomvidékké alakították a tájat, amely lépcsőzetesen emelkedik a Mátra vulkáni főtömegei felé. Néhol exhumált szubvulkánok romjai kerültek a felszínre (*SZÉKELY* 1964).

4. A hegységben ismert barlangok genotípusai

A Mátrában eddig 87 nemkarsztos kőzetben levő barlang, valamint barlangnak tekintett üreg vált ismertté (*2. ábra*). Ezek közül 74 természetes keletkezésű, a további 13 pedig olyan mesterséges üreg, melyet a korábbi irodalom, illetve a környék lakossága barlangként tart számon. Az ismert természetes barlangok összhossza 830 m, a mesterséges üregek együttesen 250 mt tesznek ki (*ESZTERHÁS - SZENTES* 2006).

Szingenetikus barlang az ismert barlangok 8 %-a.

Kristálykamrák közül négyről tudunk. Mindegyik a mára már felhagyott és vízzel elárasztott gyöngyösoroszi ércbányában az érces telér és a trachitandezit határán alakult ki. *Gázhólyag üregek* amfitos- illetve piroxénandezitben váltak ismertté Mátrakeresztes és Mátraszentimre határában. A befoglaló kőzet egy részének lepusztulása során három ilyen a lávában összegyűlt gázok által kerekdedre fújt barlang vált bejárhatóvá (*ESZTERHÁS* 1993, *OZORAY* 1962, *SZENTES* 1971, *PRAKFALVI* 2006).



2. ábra: A Mátra barlangjai.
A számmal jelölt barlangok a szövegben példaként kiválasztott objektumok: 1. Ércbánya 250 m-es szintjének ferde barlangja, 2. Gyula-barlang, 3. Kék-útmenti-barlang, 4.Csörgő-lyuk, 5. Herceg-gödri-barlang, 6. Csák-kői Nagy-barlang, 7. Kis-kői-hasadék, 8. Csörgő-pataki-álbarlang, 9. Görgeteges-eresz, 10. Macska-eresz, 11. Macska-barlang, 12. Cserepes-eresz, 13. Mismucska-barlang, 14. Malomköves-csarnok
Fig. 2: Caves in the Mátra Mountains
With number marked caves are the selected examples for the study: 1. The inclined cave in the 250 m level of the ore mine, 2. Gyula Cave, 3. Kék-útmenti Cave, 4. Csörgő Hole, 5. Herceg-gödri Cave, 6. Csák-kői Big Cave, 7. Kis-kői Fissure Cave, 8. Csörgő-pataki Pseudocave, 9. Görgeteges Rock Shelter, 10. Macska Rock Shelter, 11. Macska Cave, 12. Cserepes Rock Shelter, 13. Mismucska Cave, 14. Malomköves Hall

Posztgenetikus képződésű a Mátra barlangjainak többsége (77 %). Ezek a kőzetkialakulás után keletkezett barlangok négy nagyobb kategóriába sorolható 11 különböző barlangképző hatásra alakultak.

Tömegmozgás által összesen 30 barlang keletkezése ismert a Mátra különböző részein. E barlangok előfordulnak andezitben, ezek agglomerátumában és tufájában, riolitban, kvarcitban és homokkőben is. A tömegmozgás által alakult barlangok zömét (21-et) a 2-10 m közti hosszúságú, keskeny, magas tektonikus hasadékbarlangok adják (*BERTALAN* 1958, *ESZTERHÁS* 1993). A lejtőn mozgó kőzettömegekben fellépő feszültségek kiegyenlítődése során keletkezett atektonikus barlangok közül ugyan csak hármat ismerünk, de jelentőségük így is nagy, mert köztük van a hegység legnagyobb, 428 m hosszban ismert barlangja, a Csörgő-lyuk (*BERTALAN* 1958, *ESZTERHÁS* 1990, 2003, *ESZTERHÁS - MANGA* 1996, *SZABÓ* 1871, *SZÉKELY* 1953). Továbbá tudunk még két 3-4 m-es támaszkodó ál-

barlangról és két 5-9 m-es tömbközi álbarlangról, valamint egy 6 m-es felszakadásos és egy 113 m-es konzekvenciabarlangról (*ESZTERHÁS* 1990, *ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

Koptatás (korrázió) által keletkezett ismert barlangok száma 8. E barlangok mindegyikét az egykori és a jelenlegi vízfolyások által mozgatott törmelék alakította ki andezitagglomerátumban, riolittufában, konglomerátumban és homokkőben. Hat darab 6-14 m széles, 2-3 m beöblösödésű barlangeresz alakult patakok partján az *oldalazó erózió* által és kettő vízesések alatti örvénylő erózió következtében (*ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

Aprózódás (fragmentáció) hatására 23 barlang keletkezése ismert a Mátra különböző andezitagglomerátumaiban, riolittufáiban, konglomerátumaiban és homokköveiben. Legtöbbjük (22 db.) a *hő- és* nedvességingadozás hatására alakult 2-5 m-es fülke, egy pedig a kőzettömeg oldalnyomásának megszűnte után fellépő széthúzódás során képződött 14 m-es hasadékfolyosó.

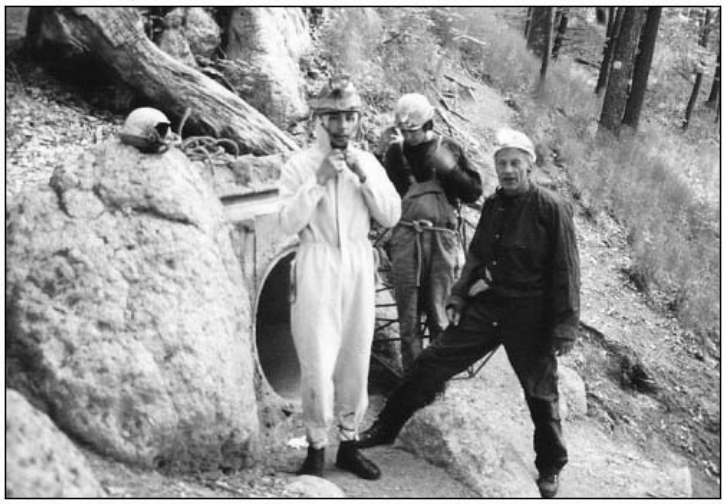
Mállás (dezintegráció) csak mint lúgos oldódás ismert a Köszörűvölgy hat barlangjának esetében. E barlangok kovás kötésű konglomerátumban levő repedések mentén oldódtak ki a közelükben egykor működő gejzírek lúgos oldatainak hatására. Csőszerű folyosójuk 2-14 m hosszban bekúszható, de elszűkülő járataik még tovább folytatódnak (*ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

Barlangnak tekintett mesterséges üregek a Mátra ismert barlangjainak 15 %-át teszik ki. Ezen üregeket andezitben, riolitban, illetve ezek piroklasztikumaiban alakították ki. Vannak köztük régen felhagyott bányák, pincék és egykori remetelakások (*BERTALAN* 1958, *ESZTERHÁS* 1990, 1996).

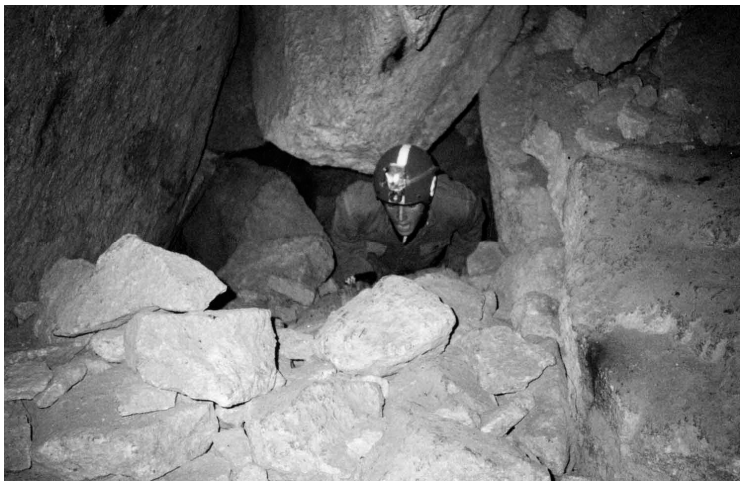
5. Csörgő-lyuk, Magyarország legnagyobb nemkarsztos barlangja

A barlang a Nyugati-Mátrában, Mátraszentimre határában, az Ágasvár-hegy déli lábánál található (*3. kép*). Egyetlen bejárata vasrácsos ajtóval van zárva (kulcsát a Mátrai Tájvédelmi Körzet irodájában lehet igényelni). Ismertségének kezdete a múlt homályába vész, mely időkről csak töredékesen ismert legendák szólnak. Az első tudományos expedíciót 1869. május 17-én Szabó József, a híres geológus vezette az akkor 130 m körüli hosszúságú barlangba (*SZABÓ* 1871). A 19-20. század fordulójának éveiben a Magyarországi Kárpát Egyesület tagjai kutatták a barlangot, de az erről szóló feljegyzések eltűntek. Az 1950-es években végzett kutatásokról két tanulmány jelent meg (*LEÉL-ŐSSY* 1952, *SZÉKELY* 1953), de a további kéziratos jegyzőköny-

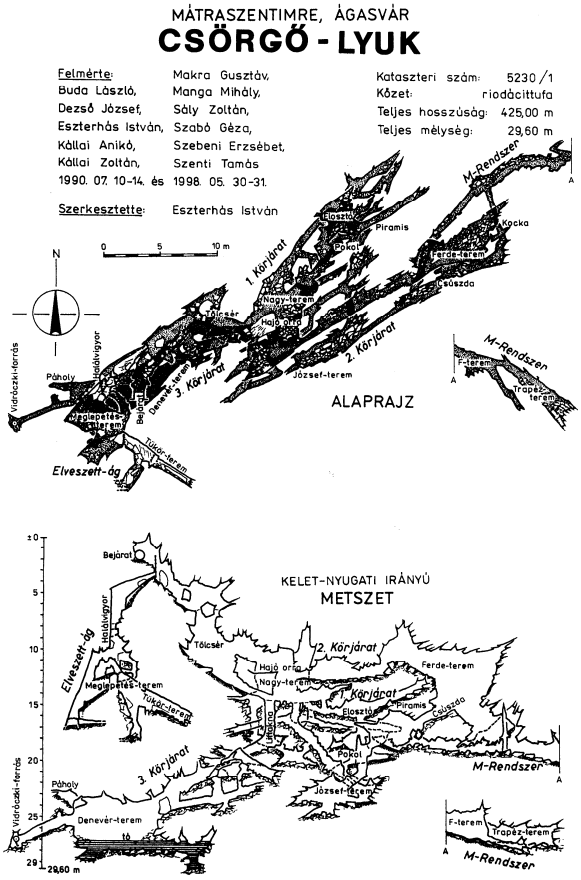
veknek szintén nyoma veszett. 1982-től napjainkig folyamatosan végez feltárásokat a Csörgő-lyukban a salgótarjáni Sziklaorom Hegymászó és Barlangász Klub. Ezek nyomán közel 300 m-rel növekedett a barlang, mely így jelenleg 428 m hosszú és 29,6 m mély *(3. ábra*). A tudományos kutatásokat pedig 1990-től mindmáig az isztiméri Vulkánszpeleológiai Kollektíva tagjai végzik (*ESZTERHÁS* 1990, 2003).



3. kép: A Csörgő-lyuk bejárata
Picture 3: Entrance to the Csörgő Hole



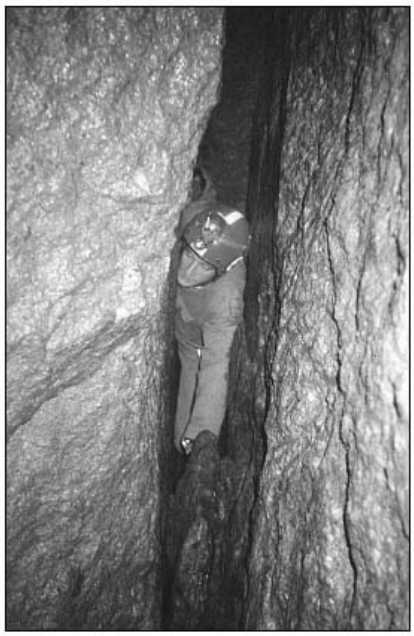
4. kép: Az I. kőrjárat folyosója a Csörgő-lyukban
Picture 4: The 1. Round Passage in the Csörgő Hole



3. ábra: A Csörgő-lyuk térképe és szelvénye
Fig. 3: Survey of the Csörgő Hole

A barlang atektonikus képződésű labirintusrendszer, mert egy megbillent helyzetű, folyamatosan csúszó riodácittufa- (középső riolittufa-) rétegben alakult. A kőzetcsuszamlásos barlangkeletkezést már Szabó József pontosan és plasztikusan megfogalmazta: *"Az egész képlet helyzete és a barlangürnek általános iránya s alakja oda mutat, hogy a rétegek a nehézség törvényének engedve lassú, de folytonos csúszásban vannak a völgy mélye felé. Ezen tömegmozgás következtében a rétegek összetöredeztek s a darabok egymás fölött különböző sebességben mozogván, torlódások keletkeztek..."* (*SZABÓ* 1871). A kőzettömbök délkelet felé csúsznak az átlagosan 20°-os lejtőn, így a feltorlódó kőtömbök között alakult üregrendszer folyosóinak többsége északkelet-délnyugati irányú csapásvonallal párhuzamos. A

kőtömbök közti barlangjáratok mérete a folyamatos csúszás miatt napjainkban is gyakran változik.



5. kép: A Csörgő-lyuk némelyik folyosója igen szűk
Picture 5: A very narrow passage in the Csörgő Hole

A barlang bonyolult labirintusa több teremből és számos hosszabb-rövidebb folyosóból, valamint aknajáratból áll (*3. ábra*). A bejárásnál nehézséget jelent a szerteágazó járatok szövevényén túl (*4. kép*), hogy a folyosók és aknák egy része igen szűk (*5. kép*), valamint némely felül szűk akna lefelé hirtelen kitágul és több helyen omlásveszély is van. A barlangot ásványi képződmények nem díszítik. A falakat, mennyezetet a világosszürke, szemcsés, néhol mállékony tufatömbök alkotják. Különösen látványos, névvel is illetett kőtömb a Nagy-teremben a szép formájú "*Hajó orra*" és az M-rendszerben a 8 m-es élhosszúságú "*Szuper kocka*". A járószintek többségén is kisebb-nagyobb kövek vannak, az aprószemcsés törmelék kevés. A mélyzónában található az állandó vizű Vidróczki-forrás és egy időszakos tó a Denevér-teremben. A Meglepetés-terem falának néhány réséből állandóan erős vízcsobogás hangja hallatszik, de a vizet még nem sikerült elérni, meglátni. A Vulkánszpeleológiai Kollektíva tagjai vízfestéssel kimutatták a barlangi Vidróczki-forrás összefüggését a felszíni Vándor-forrással. A festett

víz 7 óra alatt tette meg a 8 m szintkülönbségű, 130 m-es utat a két forrás között (*ESZTERHÁS* 1990).

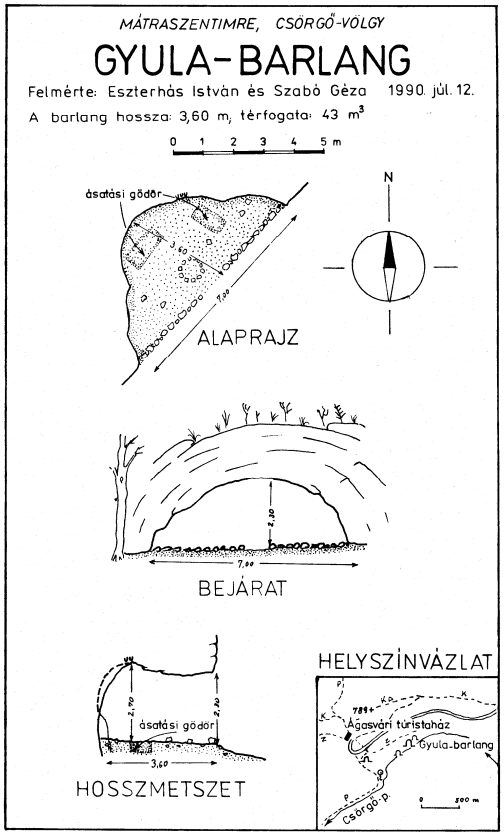
A barlang hőmérséklete hűvösebb, mint azt a külső klimatológiai tényezők indokolnák. A mélyzónában +4 ^{o}C körüli a nyári léghőmérséklet. Ezt a jelenséget a barlang töredezett és porózus kőzete által megnövekedett párolgási felület nagyobb hőelvonása magyarázza. A barlangban idáig 18 fajhoz tartozó állatok sokaságát sikerült meghatározni, melyek közül feltűnő a lepkék gyakorisága (*Triphosa dubitata, Scoliopteryx libatrix, Inachis io*) és különösen az Elveszett-ágban kis patkósdenevérek (*Rhinolophus hipposiderros*) több száz egyedet számláló áttelelő kolóniája (*ESZTERHÁS* 1990, 2003).

6. Néhány jellegzetes barlang bemutatása a különböző genotípusú más és más kőzetekben alakult üregek közül

A Mátra 87 ismert barlangja 3 kategória 14 genotípusába sorolható. E fejezetben minden egyes előforduló genotípus barlangjai közül példaként ismertetünk egyet (szingenetikus 2, posztgenetikus 11, mesterséges 1).

Ércbánya 250 m-es szintjének ferde barlangja a gyöngyösoroszi egykori ércbánya által feltárt üregek közül a legnagyobb, melyet a forró oldatok a még teljesen meg nem szilárdult érces telér és a trachtandezit határán feszítettek. Nagyjából 12 m hosszú ferde hasadékszerű kristálykamra szélessége 2-3 m, magassága 4-5 m. Falait vastagon kérgrzték az oldatokból kivál, pirittel "*megszórt*" ametisztkristályok. A barlang kristályait a felfedezést követően kirabolták, majd törmelékkel nagyobb részt feltöltötték. A bányászat felhagyása után (1989) az egész altárórendszert elátasztotta a víz (*ESZTERHÁS* 1996, *ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

Gyula-barlang a mátraszentimrei Csörgő-völgy jobb oldalának talpszintjén nyílik (*4. ábra*). Szája 7 m széles és 2,3 m magas, befelé egyetlen nagyobb fülke következik 3,6 m-es hosszal és 2,3 -2,7 m-es magassággal. Hozzávetőleg gömbnegyed formájú. Eredetileg teljesen gömb formájú *gázhólyag* lehetett kompakt andezitben, amelynek patak felőli részét a Csörgőpatak eróziója bontotta le és alsó részét ugyanezen patak törmeléke töltötte fel. A barlang kétszeri ásatása során számos cseréptöredék került elő, melyek a késő bronzkortól a középkoron át a napjainkig terjedő időkből származnak (*ESZTERHÁS* 1990, 1996).



4. ábra: A Gyula-barlang térképe és szelvénye
Fig.4: Survey of the Gyula Cave

Kék-útmenti-barlang a mátraszentimrei Ágasvár-hegy déli oldalában piroxénandezitben található *tektonikus hasadékbarlang*. Bejárata 60 cm széles és 2 m magas. A csak kúszva járható főfolyosója 3 m után egy keresztfolyosóba torkollik. A két hasadékfolyosó és néhány fülke alkotta barlang összhossza 9,7 m, legnagyobb magassága a folyosók kereszteződésében 2,5 m (*ESZTERHÁS* 1990, 1996).

Csörgő-lyuk riodácittufában alakult atektonikus barlang, melyet az előző fejezetben már részletesebben bemutattunk.

Herceg-gödri-barlang a parádsasvári víztárolóba folyó Herceg-gödri-patak mentén miocén eggenburgi homokkőben felszakadással alakult. A barlangot egyetlen 6 x 2 m-es alapterületű, 1,6 m magas fülke alkotja, melyet egy szűk bejáraton átpréselődve lehet elérni. A barlangtér morfológiai jegyei (pl. tölcsér formájú, laza homokból álló alja) azt mutatják, hogy az egy mélyebben levő üreg felszakadásával keletkezett, amit az is alátámaszt,

hogy itt a homokkő mésztartalma eléri a 30 %-ot. Tehát a kőzet harmadrésze savas vízben oldódva üregesedett, mely a laza homokkőben felszakadást indukált.

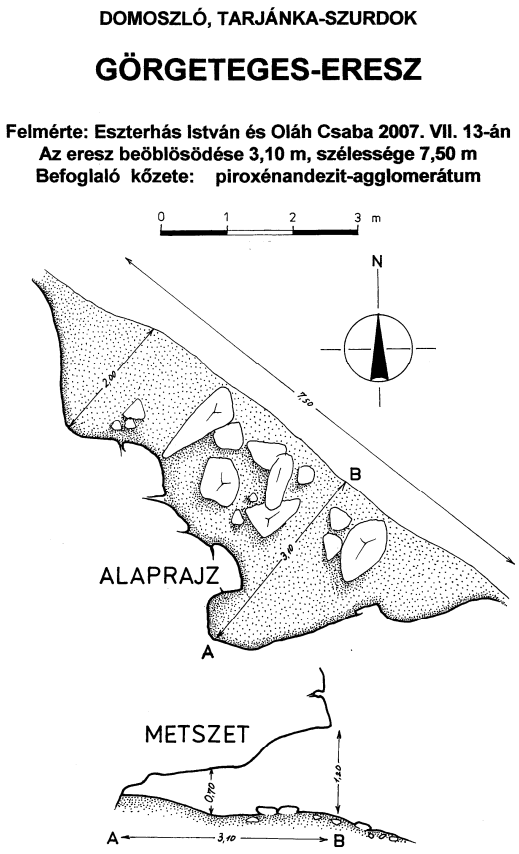
Csák-kői Nagy-barlang a Gyöngyössolymos közvetlen szomszédságában levő, egykor riolit-malomköveket fejtő és készítő kőbánya csarnokából felszakadozásokkal részben konzekvenciabarlanggá alakult objektum. Az üreg így végül is kettős genetikát tükröz. A déli része még őrzi a bányacsarnok formáját, tehát mesterséges üreg. Az északi, hosszabb labirintusrész viszont már az egykori bányacsarnok természetes felszakadozásával alakult konzekvenciabarlang. A barlang két részébe hat bejárat vezet (*6. kép*). A csarnok és a labirintusrész együttes hossza 113 m, vertikális kiterjedése 14,5 m, horizontális kiterjedése 48 m (*ESZTERHÁS* 1996, *ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

6. kép: A Csák-kői Nagy-barlang 3. bejárata belülről
Picture 6: The 3. Entrance to the Csák-kői Big Cave from inside

Kis-kői-hasadék Abasár északi határában andezitből és andezitagglomerátumból felépülő szirten levő *támaszkodó álbarlang*. Egy szálbanálló sziklatömbről a közel függőleges irányú réteghatár mentén levált egy nagyobb kőzetkaréj, melynek alja megcsúszva eltávolodott eredeti helyéről, míg felső része nekitámaszkodott a helyben maradt részhez. Így egy hasadékhoz hasonló, 4,5 m hosszú, alján 60 cm széles, 2,2 m magas, a

két végén nyitott barlangfolyosó alakult (*ESZTERHÁS* 1996, *ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

Csörgő-pataki-álbarlang a mátraszentimrei Csörgő-völgyben található tömbközi álbarlang (vagy táluszbarlang). A barlangot a völgyoldalról leguruló, egymásnak támaszkodó andezit-kőtömbök közti rések alkotják. A kőtömbök közti járható réseken a patak is átfolyik. Az álbarlang két egymással párhuzamos és egy az ezeket összekötő folyosóból áll, melynek összhossza 9,5 m, átlagos magassága 1 m. (*ESZTERHÁS* 1996).



5. ábra: A Görgeteges-eresz térképe és szelvénye
Fig. 5: Survey of the Görgeteges Rock Shelter

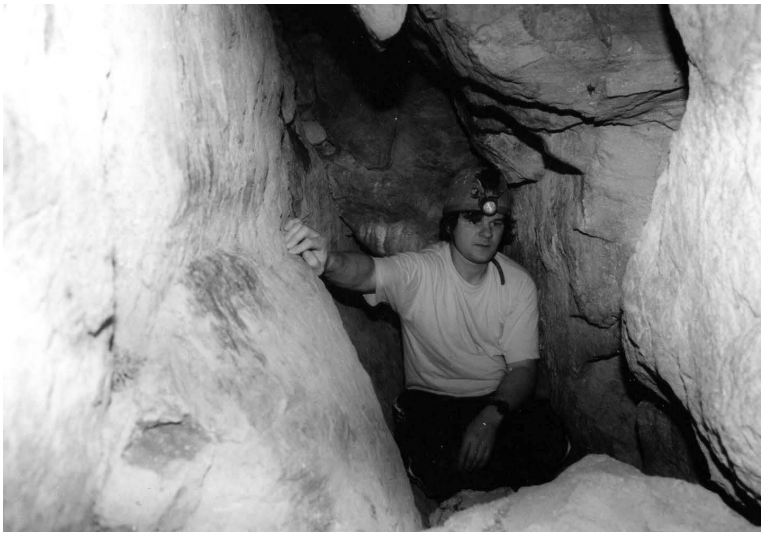
Görgeteges-eresz a Domoszló melletti Tarjánka-szurdokban folyó patak oldalazó eróziója által kikoptatott barlang andezitagglomerátumban (*7. kép*). Mint az oldalazó erózió által alkotott üregeknél szokott lenni, az üreg szélessége meghaladja annak beöblösödését. Ez esetben 7,5 m a bar-

langeresz szélessége, 3 m-t tart befelé és átlagosan 1 m magas (*5. ábra*). Alján kisebb-nagyobb kőgörgetegek és andezithomok található. Árvizek esetén napjainkban is víz jár benne és a sodort törmelékkel tovább formálja a barlangot.

7. kép: Görgeteges-eresz a Tarjánka-szurdokban
Picture 7: The Görgeteges Rock Shelter in the Tarjánka Gorge

Macska-eresz időszakos vízesés alatt örvénylő erózió formálta üreg a bátonyterenyei Macska-völgy riodácittufájában. A 9 m magas vízesés alsó harmadában van a barlangeresz legmélyebb, 3,1 m-es beöblösödése. A vízesés falában még több mélyedés is van, valamint jól látszó vízszintes bordák képződtek az ellenállóbb rétegeknél a szelektív erózió hatására.

Macska-barlang a bátonyterenyei Macska-völgy szurdokszakaszában kőzetszéthúzódás által keletkezett barlang riodácittufában. A völgy lemélyülésével a visszamaradó meredek völgyfal oldaltámasza megszűnt, így abban előbb feszültségek gyűltek össze, majd megrepedt és a repedés mentén a kőzettömbök barlangméretű rést hagyva eltávolodtak egymástól (*8. kép*). A Macska-barlang teljes hossza 14,5 m, szélessége 1 m, magassága a legtöbb helyen 2 m körüli.

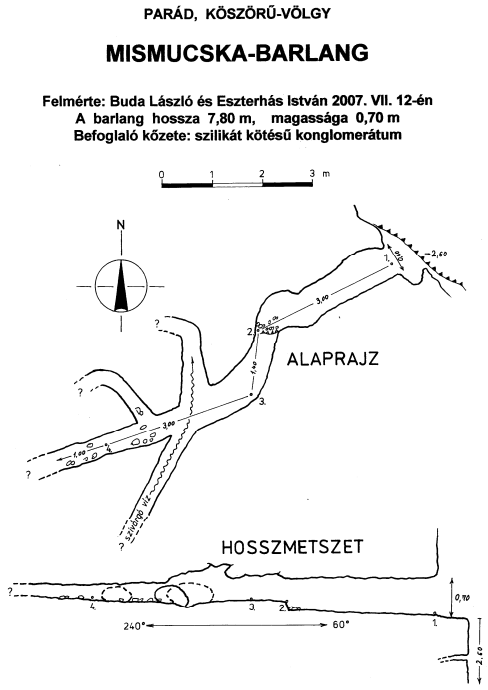


8. kép: A Macska-barlang főága széthúzódással alakult
Picture 8: The Main Passage in the Macska Cave was formed by extension

Cserepes-eresz többnyire hő- és nedvességingadozás okozta aprózódással keletkezett üreg a parádi Cserepes-tető andezit-agglomerátumból álló meredek oldalának egyik sziklaszirtjében. A barlangeresz beöblösödése 3 m, szélessége 4,5 m, magassága a bejáratnál 4 m, beljebb 1 m. A leszakadt kisebb-nagyobb agglomerátumdarabok egy része legurult a meredek lejtőn, más része pedig az eresz alján halmozódott fel.

Mismucska-barlang a parádsasvári Köszörű-völgy alsó miocén kovás kötésű konglomerátmában *lúgos oldódás* által keletkezett barlang. A barlang csőszerű folyosóit a kovás kötésű konglomerátumban csak a 9 pH-érték feletti lúgok voltok képesek kioldani. E lúgok a Köszörű-völgy feletti Gyökeres-tető ma már csak a gejzírkúpok romjai alapján felismerhető gejzírjeiből származtak. A gejzírekből előbb a felszínen, majd a kőzet repedéseiben alácsurgó lúgok számos csőszerű járhatatlan és barlangméretű folyosót oldottak a konglomerátumban (*9. kép*). Ezek egyike az elágazó folyosóhálózatot alkotó, 7,8 m hosszban bekúszható, 50-70 cm átmérőjű Mismucska-barlang (*6. ábra*).

9. kép: A Mismucska barlang jellegzetes csőszelvénye
Picture 9: Characteristic tube profile in the Mismucska Cave



6. ábra: A Mismucska-barlang térképe és szelvénye
Fig. 6: Survey of the Mismucska Cave

Malomköves-csarnok a gyöngyössolymosi Csák-kő legnagyobb mesterséges ürege. A Csák-kő riolitjából egykor malomköveket készítettek. Ennek érdekében a legmegfelelőbb struktúrájú kőzetréteget követve bányacsarnokokat képeztek a riolitban. A malomköveket a helyszínen faragták ki a kőzetfalból, majd ácsolatba foglalva eresztették le a hegyoldalon. A máig megmaradt legimpozánsabb bányacsarnok a Malomköves-csarnok. Bejárata 3 m széles és 1,8 m magas. Belső tere 19,5 m hosszú, 6-10 m széles és 1,8 - 3,3 m magas. A csarnokban ma is látható 9 rontott és így a falban hagyott malomkő (*ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA* 1991).

7. Összefoglalás

A Mátrát néhány évtizeddel ezelőtt még "*egybarlangos*" hegységnek tartották. Az elmúlt 30 évben főleg a salgótarjáni Sziklaorom Hegymászó és Barlangász Klub, valamint az isztiméri Vulkánszpeleológiai Kollektíva kitartó szpeleológiai munkája során az ismert barlangok száma 87-re emelkedett. A kiindulási 130 m-ről 1080 m-re növelték a barlangok összhosszúságát. A fent említett két barlangkutató szervezet számos megfigyelést, mérést, gyűjtést és kísérletet végzett a Mátra barlangjaiban, melyek közül itt most a genetikai megfigyeléseket összegeztük.

IRODALOM

BERTALAN K. (1958): Magyarország nem karsztos eredetű barlangjai - Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató (jan-jún), Budapest p. 13-21

ESZTERHÁS I. (1990): A Nyugati-Mátra barlangjai - kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 69-127

ESZTERHÁS I. (1993): Genotypes of caves in volcanic rocks in Hungary - Conference on the Karst and Cave Research Activites of Edicational and Research Institutions in Hungary, Jósvafő p. 81-86

ESZTERHÁS I. (1996): Höhlen des Mátras - Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Galyatető p. 166-173

ESZTERHÁS I. (2003): Csörgő-lyuk - in Székely K: Magyarország fokozottan védett barlangjai - Mezőgazda Kiadó, Budapest p. 229- 231

ESZTERHÁS I. - GÖNCZÖL I. - SZARKA Gy. (1991): A Központi- és a Déli-Mátra barlangjai - kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 122-181

ESZTERHÁS I. - MANGA M. (1996): Csörgő-Loch (eine Rutschhöhle) - Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Galyatető p. 22-33
ESZTERHÁS I. - SZENTES Gy. (2006): Magyarország nemkarsztos barlangjainak katasztere - CD és Web. geogr.elte.hu/nonkarstic
LEÉL-ŐSSY S. (1952): Adatok az ágasvári Csörgőlyuk barlang eredetéhez - Földrajzi Értesítő I. évf. 4. füzet, Budapest p. 710-711
OZORAY Gy. (1962): The genesis of non-karstic natural cavities as alucidated by Hungarian Examples - Karszt- és Barlangkutatás II. kötet, Budapest p. 127-136
PRAKFALVI P. (2006): Pásztó-mátrakeresztesi Zsivány-barlang kutatástörténete, földtana és genetikája - kézirat a Cholnoky-pályázatra az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 1-20
SZABÓ J. (1871): Az Ágasvári barlang a Mátrában - Földtani Közlöny I. évf. Pest p. 11-12
SZENTES Gy. (1969): Parád környékének földtani viszonyai - kézirat, doktori értekezés az ELTE adattárában, Budapest p. 1 - 65
SZENTES Gy. (1971): Caves formed in volcanic rocks of Hungary - Karszt- és Barlangkutatás VI. kötet, Budapest p. 117-129
SZÉKELY A. (1953): Az ágasvári Csörgőlyuk barlang - Földrajzi Értesítő II. évf. 1. füzet, Budapest p. 114-124
SZÉKELY A. (1964): A Mátra természeti földrajza -Földrajzi Közlemények 12. (88.)kötet, Budapest p. 199-218
VARGA Gy. (1967): Szerkezeti mozgások és a vulkanizmus kapcsolata a Máta hegységben - MÁFI Évi Jelentése az 1965. évről, Budapest p. 305-314
VARGA Gy. és munkatársai (1975): A Mátra hegység földtana - MÁFI LVII. évkönyvének 1. füzete, Műszaki Kiadó, Budapest p. 1-575

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 43-60.

CSAPADÉK ÉS KARSZTVÍZSZINTEK ÖSSZEFÜGGÉSEINEK VIZSGÁLATA A 2006. ÉVI BÜKKI KARSZTÁRVÍZ ELEMZÉSE SORÁN

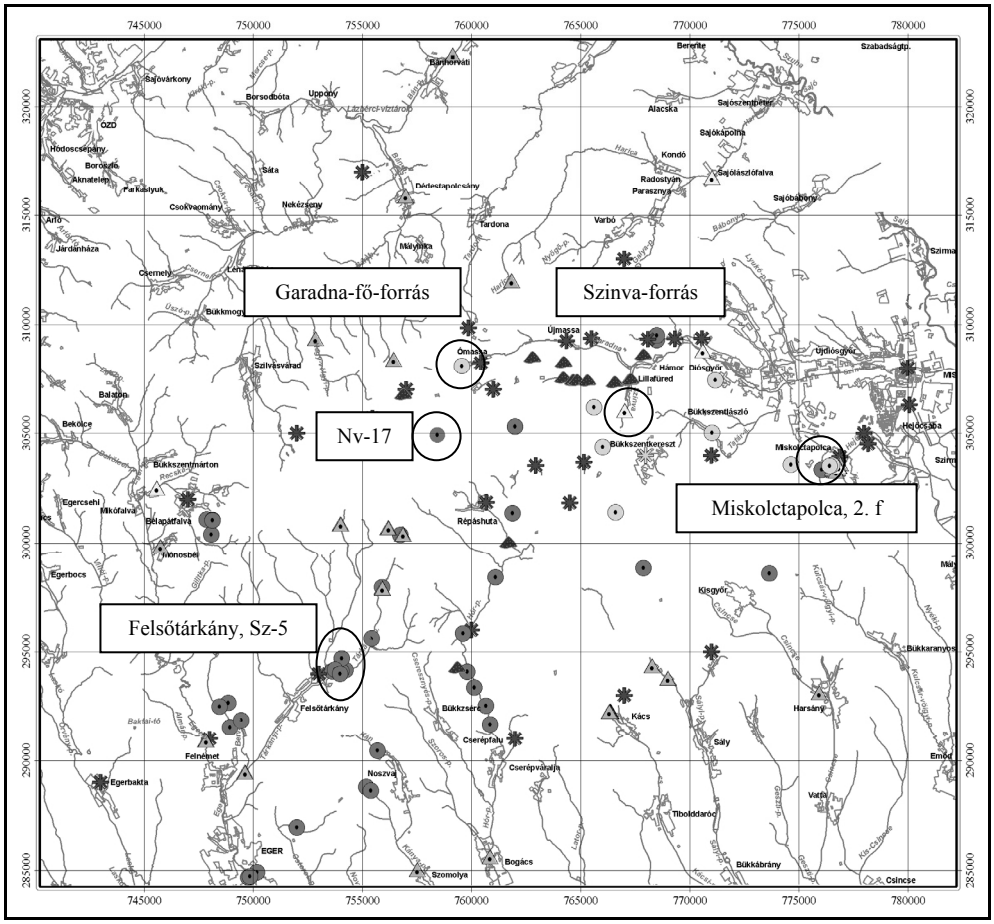
DARABOS ENIKŐ[1] – LÉNÁRT LÁSZLÓ[2]

[1] Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar,
darabos_eniko@hotmail.com
[2] Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék, Miskolc, 3515 Egyetemváros
hgll@uni-miskolc.hu

Abstract: The aim of the analysis is to find the relation between the water level in the meters of Bükk Mountains karst and the precipitation of the relevant area. In the analysis, the period of inundation in 2006 had the highest priority. Using first data of the whole year, in daily buckets, then data of short periods, hourly buckets, time between date of precipitation and maximum level of karst water was defined for each meter. This value at Garadna well is 8 hours, at Szinva well: 13 hours, at Nv-17 meter it is 12 days. We established, that the velocity of water level increase was the same in case of snow melt and inundation and this fact is accurate for water level decrease too. Based on increasing curve, we came to the conclusion that maximum o water level increase exists for the meters, for Nv-17 it is 1,67 metres/day.Based on accord of decreasing curve, we created characteristic curve for Nv-17 meter, showing the draining flow chart of meter in a period without precipitation or any kind of infiltration. By using characteristic curve, we can demonstrate the clear influence of precipitation in water level change. As a conclusion of multi year analysis, we can establish, that maximum of karst water level does not primarily depend on the amount of precipitation. The base water level and the trend of water level change just before the time of precipitation. In some cases we found correlation between maximum water level and the time between precipitation falling and the time of maximum water level. We could not establish the unequivocal relation between karst water level and accessible influencing factors. There are cases when base the same parameters such as water level, trend and the amount of precipitation lead to remarkable difference of the maximum water level. The difference is supposable caused by not considering the influence of evaporation and down flow rates. The established times between precipitation and culmination, charts, correlations can help protection of water supply, forecasting inundation and preventing pollution of drinking water as it happened in 2006.

1. A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer

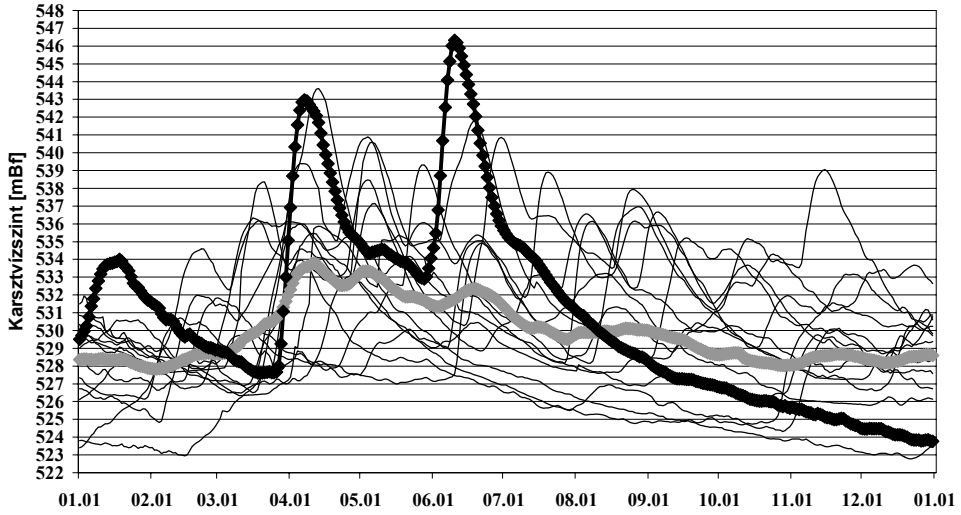
Jelenleg a bükki karszt területén összesen 23 helyen – kutakban, megfigyelőkutakban és forrásokban – regisztráljuk folyamatosan a vízszint, esetleg a vízhőmérséklet és a vezetőképesség értékeit a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretein belül, a mérőhelyek az *1. ábrán* láthatóak.



1. ábra:VIMORE Hidrológiai megfigyelőhelyek a Bükk hegység területén
(Fekete karika: a dolgozatban vizsgált mérőhelyek)
[GONDÁRNÉ SŐREGI K. – LÉNÁRT L. – TÓTH E. 2008]
Map 1: VIMORE hidrological meters in Bükk Mountains
(black empty circlet: meters mentioned in essay)

A víztermelő létesítményekben és forrásokban a mérési gyakoriság 15-30, a megfigyelő kutakban 15-60 perc *(LÉNÁRT 2002)*. Az elemzések célja ezen adatok alapján számszerű összefüggéseket találni a csapadék és a vízszint értékei között. A vizsgálatok során kiemelt figyelmet kapott a 2006. évi nyári árvíz időszaka, melynek különlegességét az adja, hogy az elmúlt 50 évben nem volt olyan három egymást követő hónap, amely alatt több csapadék hullott volna, mint 2006. április, május, júniusában, illetve olyan kevés csapadékot sem mértek, mint október, november, decemberben (*LÉNÁRT* 2006). Ez a hatalmas mennyiségű csapadék természetesen igen magas karsztvízszintet is eredményezett (*2. ábra*), amely pedig a sokak által ismert vízszennyezéshez vezetett. E dolgozat alapgondolata, hogy a csapadékok és

a vízszintek összefüggésének ismeretében, a veszélyes vízszintek időben történő előrejelzésével, a 2006-oshoz hasonló szennyezések nagyobb biztonsággal elkerülhetőek lesznek.



2. ábra: Azonos hónapra rendezett karsztvízszintek 1994 és 2007 között Nv-17 esetében [LÉNÁRT L. 2007]
(Vastag fekete vonal: 2006. év, szürke vonal: 1994 és 2007 közötti évek átlaga)
Fig. 2: Karst water levels of the same period between 1994 and 2007, Nv-17 meter (Thick black line: 2006, grey line: avgerage)

1.1. Csapadékmérés

Alapvetően a 629. számú, a Balti-tenger szintje felett 690 méterrel (továbbiakban mBf) elhelyezkedő jávorkúti csapadékmérő állomás adatai álltak rendelkezésre. Itt 2005 decemberétől kezdődött a folyamatos óránkénti mérésű és rögzítésű csapadékészlelés (*LÉNÁRT* 2002).

1.2. Vízszintmérés és a mérési helyek

Az adatokat Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszékének DATAQUA és DATAQUA 2002 típusú mérő-rögzítő berendezései szolgáltatták. Az első műszerek telepítése 1992-ben történt (*LÉNÁRT* 2002).

2. Vizsgálatok a 2006-os évre

Az elemzések kiindulópontját a teljes 2006-os évben mért napi csapadék értékek jelentették, melynek függvényében vizsgáltuk a napi átlagos vízszintet. Amennyiben a vízszint-mérőhelyen csapadékmérés is történt, abban az esetben ezeket az adatokat használtuk, ha nem volt a közelében csapadékmérő-állomás, akkor a Bükköt jól jellemző jávorkúti adatokat alkalmaztuk.

A mérőhelyek közül a Nagymezőn lévő, Nagyvisnyó-17 (továbbiakban Nv-17), Felsőtárkány-Sz-4, Garadna-fő-forrás, Szinva-forrás és Miskolc-tapolca, Termál-forrás mérőhelyekről készült a teljes 2006-os évre csapadék-vízszint diagram.

Mind az öt esetben megfigyelhető két kiugró vízszintemelkedés, melyek közül az elsőnek a 2005-2006 telén hullott hó elolvadása volt az oka, míg a másodikat a június első napjaiban hullott nagy mennyiségű eső eredményezte. Ebben a dolgozatban elsősorban az eső formájában hullott csapadék okozta vízszintváltozással foglalkozunk.

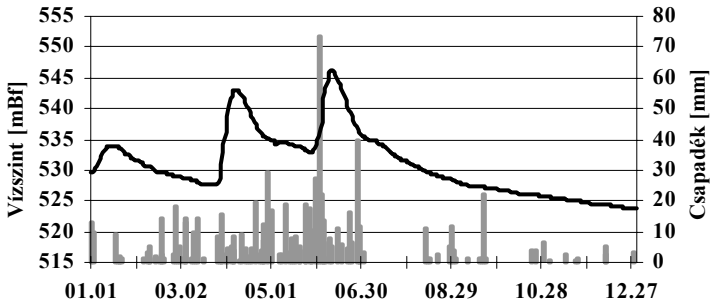
2.1. A 2006-os év eseményei

A 2006-os év eseményeit tekintsük át röviden az Nv-17-hez tartozó *3. ábra* alapján, de a január közepén megfigyelhető magas vízállás okát ebben az esetben nem vizsgáljuk. A március végéig jelzett csapadékok hó formájában hullottak, ezért beszivárgásukra nem került sor, a vízszintet nem emelték, ezért a vízszint csökkenése figyelhető meg. Március utolsó napjaiban viszont felmelegedés történt, amelynek következtében a tél során felhalmozódott hó felolvadt és beszivárgott a repedéseken, víznyelőkön keresztül a karsztba. Ez a hirtelen megjelenő, nagy mennyiségű olvadék víz okozta a vízszint gyors növekedését április elején. Az emelkedés április 9-ig tartott, majd az emelkedés ütemétől valamivel lassabban csökkenni kezdett. A magas vízszint gyors csökkenését a hetenként több napon is hulló csapadék nem tudta látványosan befolyásolni. Viszont április végén, mikor a csökkenés üteme lelassult és a csapadék mennyisége is jelentősebb volt – e két tényező együttes hatása – a vízszint kismértékű emelkedését eredményezte május első felében. Mivel a csapadék folyamatosan hullott a karsztnak nem volt lehetősége leürülni, ezért amikor június 2-án 73,7 mm (jávorkúti adat) nagycsapadék hullott, évek óta nem tapasztalt vízszintnövekedés következett be. A tetőzés június 11-én volt 546,2 mBf-en. Ezután a vízszint folyamatos csökkenése következett, melyet csak ritkán zavart meg néhány kisebb csapadék csoport. A diagramon jól látható, hogy a tetőzés kb. 10 nap elté-

réssel követi a kiváltó csapadék csoportot. Ennek az az oka, hogy a víznyelőkön beszivárgó víz mellett, a beszivárgó víznek a felszín és a vízszint közötti kb. 250 m távolságot a karszt litoklázis rendszerén keresztül kell megtennie. Ez $2{,}89*10^{-4}$ m/s szivárgási egyenértékszámnak felel meg.

A Garadna-fő-forrás vízszintváltozása ezzel szemben sokkal gyorsabb, a vízszint tetőzése már a 73,7 mm-es nagycsapadék után 1 nappal megfigyelhető.

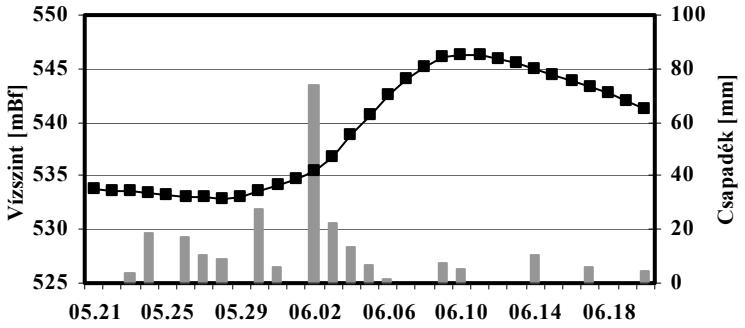
Az egyes mérőhelyek tehát eltérő időn belül reagálnak a csapadékra. Az eltérések pontosabb megfigyelése érdekében vagy rövidebb intervallumot vizsgálunk, vagy pedig részletesebb adatokat használunk. A továbbiakban egy mérőhely vízszintjének követési ideje alatt a mérőhely vízgyűjtő területére hullott csapadék időpontja és a vízszint tetőzésének időpontja között eltelt időt értjük.



3.ábra: Nv-17 mérőhely, csapadék-vízszint 2006
(Folyamatos fekete vonal – vízszint [mBf]; szürke oszlopok – csapadék [mm])
Fig. 3: precipitation – karst water level, Nv-17 meter, 2006 (black line – water level above Baltic sea; grey columns - precipitation)

2.2. Nv-17 árvízi időszakban

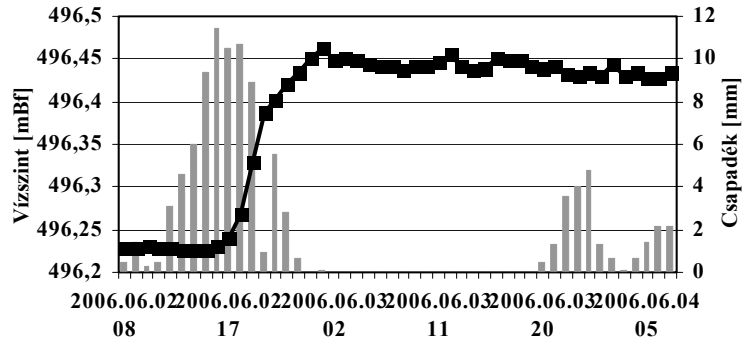
Tekintsük meg a szintén az Nv-17-re vonatkozó *4. ábrát*, amely a 2006-os árvízi időszakot mutatja. A június 2-án hullott csapadékot a vízszint tetőzése nyolc nappal később, június 10-én követte, vagyis a követési idő 8 nap. Azt is megfigyelhetjük, hogy a június 2-ai nagy csapadékot a következő napokban egy kisebb csapadékcsoport követte, amely az apadási szakaszt lelassította.



4.ábra: Nv-17 mérőhely, csapadék-vízszint 2006. 05.21-06.20
(Folyamatos fekete vonal jelölővel – vízszint [mBf]; szürke oszlopok – csapadék [mm])
Fig. 4: precipitation – karst water level, Nv-17 meter, from 5.21.2006 to 6.20.2006 (black line – water level above Baltic sea; grey columns - precipitation)

Az Nv-17 mérőhely elemzésénél kellően pontos adatokat olvashatunk le az egy hónapos intervallumra, napi adatokból készült diagramok alapján, azoknál a mérőhelyeknél viszont, amelyek gyorsabban reagálnak a csapadékra – akár már néhány óra alatt - így nem kapunk megfelelő pontosságú eredményeket, ezért részletesebb, órás adatokat kell használnunk és kisebb intervallumot vizsgálunk.

2.3. A Garadna- és a Szinva-forrás árvízi időszakban



5.ábra: Garadna-fő-forrás, csapadék-vízszint órákra lebontott adatokból 2006. 06.02-06.04
(Folyamatos fekete vonal jelölővel – vízszint [mBf]; szürke oszlopok – csapadék [mm])
Fig. 5: precipitation – karst water level in hourly buckets, Garadna well, from 06/02/2006 to 06/04/2006 (black line – water level above Baltic sea; grey columns - precipitation)

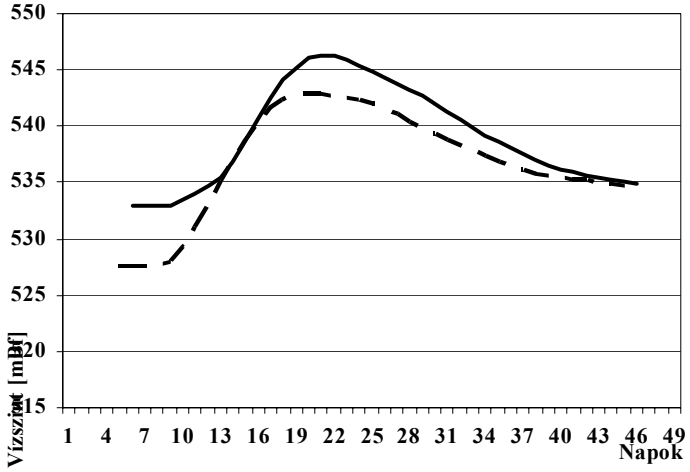
A Garadna-forrás esetében a napi adatok szerint a vízszint a csapadékot követő napon tetőzött. A pontos időpont meghatározása érdekében a rendelkezésre álló óránkénti csapadék adatokat és az órákra számított átlagos vízszintet használjuk. Ezen adatok alapján készült ábra a Garadna-forrás árvizéről az *5. ábrán* látható. 2006. június 2-án 8-tól 23 óráig minden órában hullott csapadék. A tetőzés másnap hajnal 1-kor volt.

Jelen esetben tekintsük június 2-a 17 órát a csapadék időpontjának. Így a vízszint nyolc órával később érte el a maximumát. Ez a mérőhely kedvezőtlen adottságú az árvízi védekezés szempontjából, mert nagy csapadék esetén mindössze néhány óra áll rendelkezésre az ivóvízkivétel leállítására, vagy egyéb intézkedések végrehajtására.

A Garadna-forráshoz hasonlóan viselkedik a Szinva-forrás is, utóbbinál a vízszint 1-2 nappal a csapadék után éri el tetőpontját. A Szent István-barlang Pokol ágában a tetőzés 15 órával a csapadék időpontja után következett be.

Már e néhány diagram alapján is belátható, hogy a vízszintnövekedésének mértéke és a tetőzés ideje függ a csapadék mennyiségétől, a csapadék időpontjában az aktuális vízszint értékétől, valamint attól, hogy a karsztvízszint épp növekszik, vagy csökken. A továbbiakban ezeket a befolyásoló tényezőket is vizsgáljuk.

3. Hóolvadás és nagycsapadék összehasonlítása



6.ábra: Nv-17 mérőhely, vízszintváltozás hóolvadáskor és árvíz esetén
(Folyamatos görbe – esőből származó görbe; szaggatott görbe – hóolvadásból származó görbe)
Fig. 6: change of karst water level at snow melting and inundation, Nv-17 meter 2006 (continuous line: water level change caused by snow melt, broken line: water level change caused by inundation)

Az Nv-17-es kút esetén összehasonlítottuk a hóolvadás okozta tetőzés utáni vízszint csökkenést és az árvíz lefutását (*6. ábra*). Egyértelműen látszik, hogy mindkét esetben, a vízszint emelkedésekor és csökkenésekor is egyezik a görbék meredeksége, fel- ill. lefutása. Ebből arra következtetünk, hogy létezik maximális beszivárgási sebesség, ill. maximális vízszint növekedési sebesség , amely az Nv-17 esetén 1,67 m/nap

A görbék lefutása amint látjuk növekedés és csökkenés esetén is megegyezik, a befolyásoló tényezőktől független abban az esetben, ha a beszivárgás maximális (növekedés esetén), ill. ha nincs beszivárgás (csökkenés esetén).

3.1. Jelleggörbe

A mérőhelyeken a vízszint elsősorban a gyűjtőhelyre beszivárgó és az azt elhagyó víz térfogatáramától, illetve a különböző mélységekben a karsztosodottság fokától függ.

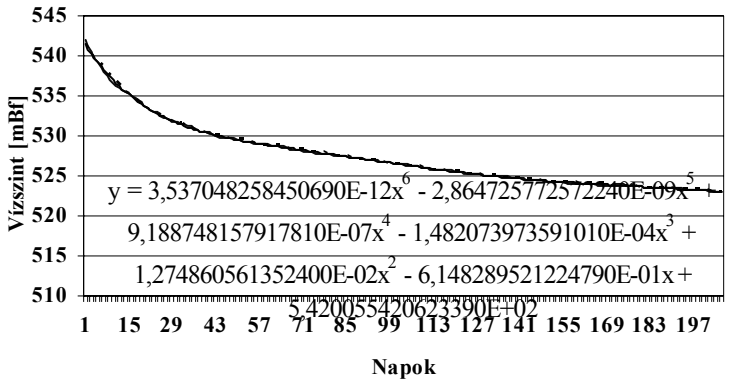
A karsztrendszerek bonyolultsága miatt, még ha a gyűjtőhelyre be- és az onnan kiáramló térfogatáramot pontosan ismernénk is, akkor sem tudnánk a vízszintet matematikai módszerekkel meghatározni a gyűjtőhely „*geometriájának*" pontos ismerete nélkül. Ezért empirikus összefüggést kell keresnünk. Ennek egyik módja lehet az általunk alkalmazott módszer: egy csapadék csoport hatását a vízszintre akkor tudjuk a legjobban érzékelni, ha ismerjük a vízszintcsökkenés lefutási görbéjét csapadékmentes időszakban. Segítségével a vizsgált csapadék vízszintnövelő hatását pontosabban, jobban érzékelhető módon jeleníthetjük meg. Ha ugyanis a csapadék nélküli időszak görbéjét kivonjuk a csapadékos időszak görbéjéből, akkor megkapjuk a csapadék hatását, a relatív vízszintváltozást.

Amennyiben egy diagramon ábrázoljuk a csapadékot és a relatív vízszintváltozást, könnyebben megfigyelhető, hogy mennyi idő múlva követi a csapadékot a vízszintváltozás, hogy milyen viszonyban van a csapadék időbeli eloszlása a vízszintváltozás időbeli lefolyásával, nagyságával. A jelleggörbe tehát a karszt kiürülésének folyamata csapadékmentes időszakban, előállítása több év adatai alapján, a lehető legmagasabb és legalacsonyabb vízállások között kell, hogy történjen, az alábbiak szerint:

Az adott mérőhelyen rendelkezésre álló több évre visszamenő mérések között olyan időszakokat keresünk, ahol a karsztvízszint zavartalanul csökken, tehát nem esik csapadék, nincs hóolvadás és semmilyen más beszivárgás. Ezen időszakok vízszintcsökkenési görbéit vízszint szerint illesztjük egymáshoz, így egy kvázi zavartalan, az adott mérőhelyre jellemző csökkenési görbét kapunk eredményül.

Lénárt László egy 2006-os jelentés készítése során egy ehhez hasonló görbét már szintén felhasznált, amelyet az 1992-2006 között jelentkező jelentősebb csökkenések alapján állítottak elő. A vizsgálat lényege akkor az volt, hogy az összes csökkenő adat indulási értékét a tengerszint feletti magasságnak megfelelően rendezték. Ily módon mintegy „*burkológörbét*" kaptak, mely jellegében jól mutatja be a vízszintcsökkenés dinamikáját, ill. ingadozását. A „*burkológörbé*"-nek megvizsgálták az első, majd a második 30 napra vonatkozó szakaszait is. A görbék meglehetősen jól együtt futnak, ill. a legnagyobb eltérés sem éri el a 2 m-t, azaz a további vizsgálatokra nagyon alkalmasnak tartották ezt a görbesereget (*LÉNÁRT* 2006).

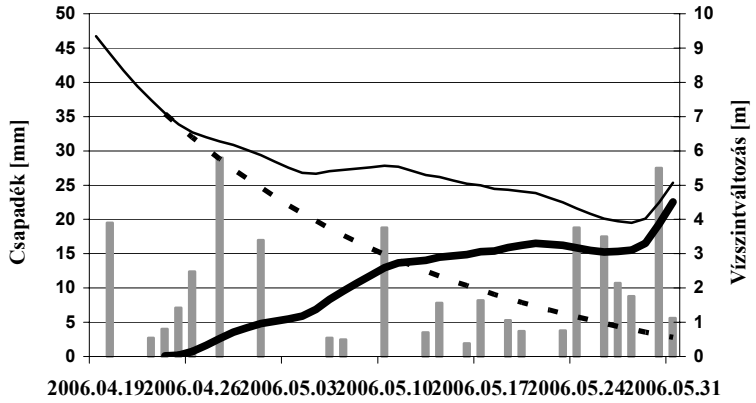
A jelleggörbe értékpárok előállítása megtörtént az Nv-17 mérőhelyre. Csapadékmentes időszakokból, egymáshoz azonos vízszinten csatlakozó adatokból sikerült előállítani egy apró ingadozásokkal tűzdelt jelleggörbét, amelyet egy hatodfokú polinommal közelítettünk. Maga a görbe és használata a *7., ill. a 8. ábrán* látható.



7. diagram: Nv-17 mérőhelyre előállított, csapadékkal nem befolyásolt, csökkenő értékekből szerkesztett jelleggörbe (folyamatos vonal) és a rá illesztett trendvonal (szaggatott vonal); a görbék a jó illeszkedés miatt nem különíthetők el

Fig. 7: charasteristic curve of Nv-17 meter (continuous line) created from decreasing wateer level data at the absence of precipitation and trend line (broken line), can not be separated because of mating

A *8. ábrán* a vékony vonallal jelölt görbe az eredeti vízszintváltozást, a szaggatott vonal a jelleggörbét mutatja. A kettő különbségeként megkapjuk a vastag vonallal jelölt relatív vízszintváltozást, melynek segítségével megállapíthatjuk az egyes csapadékok, csapadékcsoportok vízszintnövelő hatását. Mely szerint a hatások kumulálódnak, a csapadékok ezen jellemzőjét az aggteleki karsztvidékre Maucha László is megállapította (*MAUCHA* 2007).



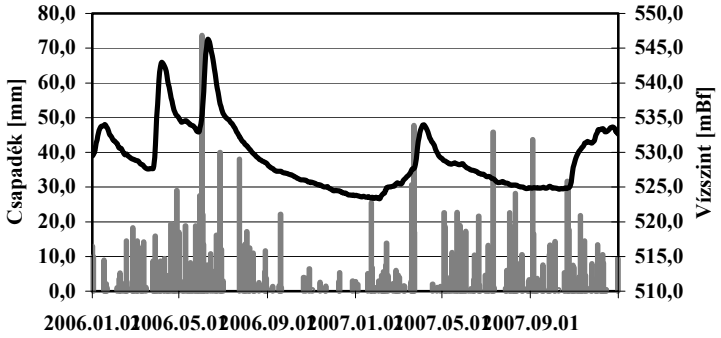
8.ábra: A jelleggörbe használata Nv-17 esetén
Fig. 8: example for application of characteristic curve, Nv-17 meter

4. Nv-17, Garadna-forrás, Szinva-forrás több évre visszamenő vizsgálatai

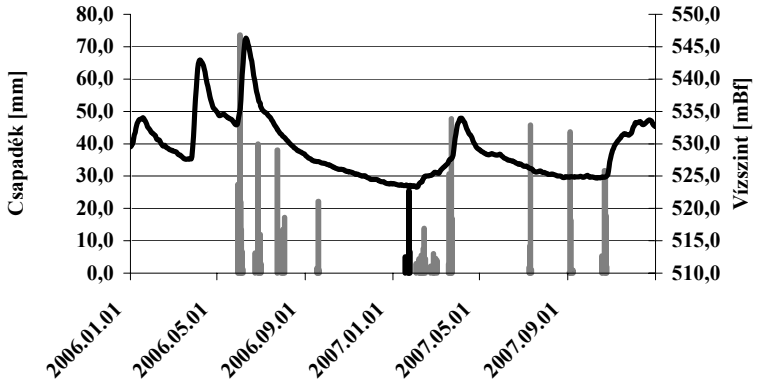
Az Nv-17, Garadna-forrás és Szinva-forrás mérőhelyeknél több év adatait elemeztük. Megvizsgáltunk minden olyan esetet, amikor legalább 30 mm csapadék hullott egy nap alatt. Kihagytuk viszont azokat az intervallumokat, amikor a vizsgált csapadék előtt vagy után olyan jelentős mennyiségű csapadékot mértek, ami miatt nem lehetett elkülöníteni a vizsgált eső vízszintre gyakorolt hatását. Mindhárom mérőhelyre elkészítettük az egyes nagycsapadékokhoz tartozó ábrákat, melyről leolvasható a követési idő, a vízszintnövekedés, a lehullott csapadékmennyiség, emellett azt is figyelembe vettük, hogy mielőtt a csapadék hatást gyakorolna a vízszintre, a vízszint növekedett, csökkent, vagy nem változott. A csapadék és vízszint adatokat rendeztük, olyan módon, hogy a vizsgált csapadékok mindig a hatodik napra kerüljenek és utána még további 10 napot vizsgáltunk azért, hogy a vizsgált csapadék előtt lévő 5 és az utána lévő 10 nap alapján elegendő információt kaphassunk az előzményekről és következményekről, a maximális vízszint lehetséges befolyásoló tényezőiről. A több év hasonló szituációiból átlagot lehet képezni, melyről leolvasható, hogy a mérőhely a csapadék után várhatóan mennyi idő alatt éri el a maximális vízszintet.

Azt is vizsgáltuk, hogy azonos kiindulási helyzeteknél - vagyis amikor a csapadék hullása előtt közvetlenül a vízszint és a vízszintváltozás tendenciája megegyezett - a különböző csapadékok milyen változást okoztak a

vízszintben. Voltak olyan esetek, amikor néhány napon át hullott csapadék, és ezek egy csapadékcsoportnak tekinthetők, együttes hatásukat érdemes vizsgálni. A *9.a ábrán* például a 2006-2007-es év csapadék és vízszint adatait láthatjuk Nv-17 esetén.



9.a. ábra: Csapadék és vízszint értékek a 2006-2007-es évre, az Nv-17 mérőhely esetén
Fig. 9 a: Precipitation and karst water level 2006-2007, Nv-17 meter

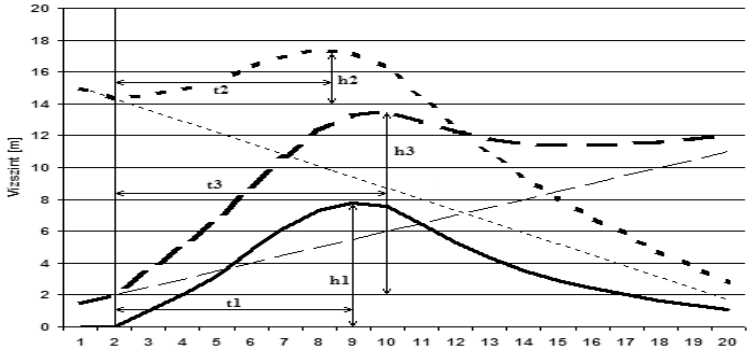


9.b ábra: Hatékony csapadék csoportok és vízszint, Nv-17 esetén a 2006-2007-es évben
Fig 9 b: Relevant precipitation groups and karst water level, 2006-2007, Nv-17 meter

A *9.b ábrán* a két év csapadék adatai közül csak az általunk vizsgált csapadék csoportokat és a vízszintet mutatja. Látható, hogy vannak olyan esetek, amikor a 30 mm-es csapadék határt lejjebb kell vinnünk, mivel 25 vagy akár 20 mm-es csapadék is oly mértékben emeli a vízszintet, amit már figyelembe kell vennünk, ilyen például a *9.b ábrán* a 2007.01.23-án hullott

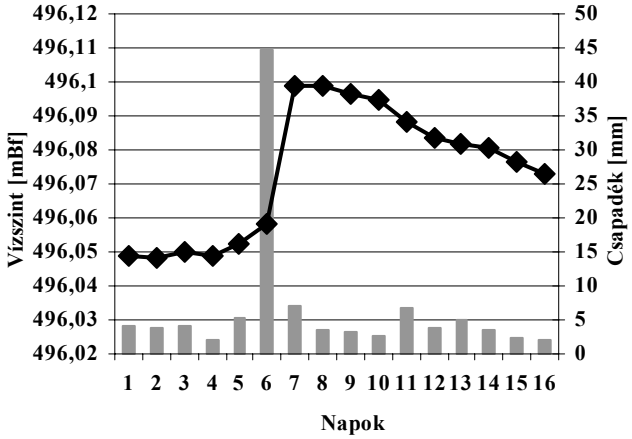
25,5 mm-es és az utána következő kisebb csapadék csoportok. Más esetekben viszont előfordul, hogy ugyanekkora nagyságú csapadék alig, vagy egyáltalán nem gyakorol hatást a vízszintre. Tehát úgy néz ki, hogy a hatékony csapadékcsoport is idő- vagy karsztvízszint függő. A későbbiekben tehát meg kell állapítanunk, hogy mit tekinthetünk ténylegesen hatékony csapadék csoportnak, ez további vizsgálatok tárgyát képezi majd.

Mivel elsősorban az egyes csapadékok vízszintnövelő hatását szerettük volna megállapítani, további korrekciókat végeztünk a csapadék hullása előtti vízszintváltozás (a tendencia) befolyásoló hatásának kiküszöbölésére. A csapadék előtti néhány nap vízszint adataiból kiszámítottuk, hogy átlagosan mennyit nő vagy csökken a vízszint egy nap alatt. A Szinva- és a Garadna-forrás esetén, ahol a követési idő két nap, megállapítható, hogy az eddigi tendenciát követve mennyit változna a vízszint két nap alatt, és ezzel az értékkel korrigáltuk a maximális vízszint értékét. Az Nv-17-nél hosszabb a reagálási idő, nem tehető fel, hogy a vízszintváltozás egész idő alatt ugyanazt a tendenciát követné, ezért ott a korrekciót a követési idő kb. felére vettük figyelembe. Összefoglalva tehát az a vízszintváltozás, amit mérünk, nem biztos, hogy megegyezik a csapadék vízszint változtató hatásával, ezt az alábbi *9.c ábrán* jól megfigyelhetjük. A legalsó görbe ábrázolja azt az esetet, amikor a vízszint a csapadék hullásának időpontjában stagnál, ekkor a mért vízszint változás (h1) megegyezik a csapadék vízszintváltoztató hatásával. A középső görbe azt az esetet mutatja, amikor a csapadék időpontjában a vízszint már növekedett, ekkor az általunk mért vízszint növekedés (h3) nagyobb, mint amit a csapadék valójában okozott. A legfelső görbén pedig azt az esetet láthatjuk, amikor a csapadék hullás időpontjában a vízszint csökkent, ekkor az általunk mért vízszintváltozás (h2) kisebb, mint a csapadék valódi hatása, amit a már eleve csökkenő tendencia okoz. Ezen meggondolások alapján történt a tendencia figyelembe vétele, amely az ábra szerint a követési időt is befolyásolja, ha a tendencia növekvő, akkor a követési idő hosszabb (t3), ha viszont csökkenő, akkor a vízszint tetőzése és a csapadék hullása között rövidebb idő telik el (t2).



9.c ábra: A tendencia kapcsolata a csapadék vízszintnövelő hatásával, ill. hatása a követési időre (h: vízszint emelkedés, t: követési idő, vízszintváltozás stagnáló: 1, csökkenő: 2, növekvő:3 kezdeti vízszint esetén)
Fig. 9 c: illustration of the influence of water level trends on water level change and time between precipitation and culmination (h: influence of water level, t: time between precipitation and inundation, bese water level trend: 1: stationary, 2: decreasing, 3:increasing)

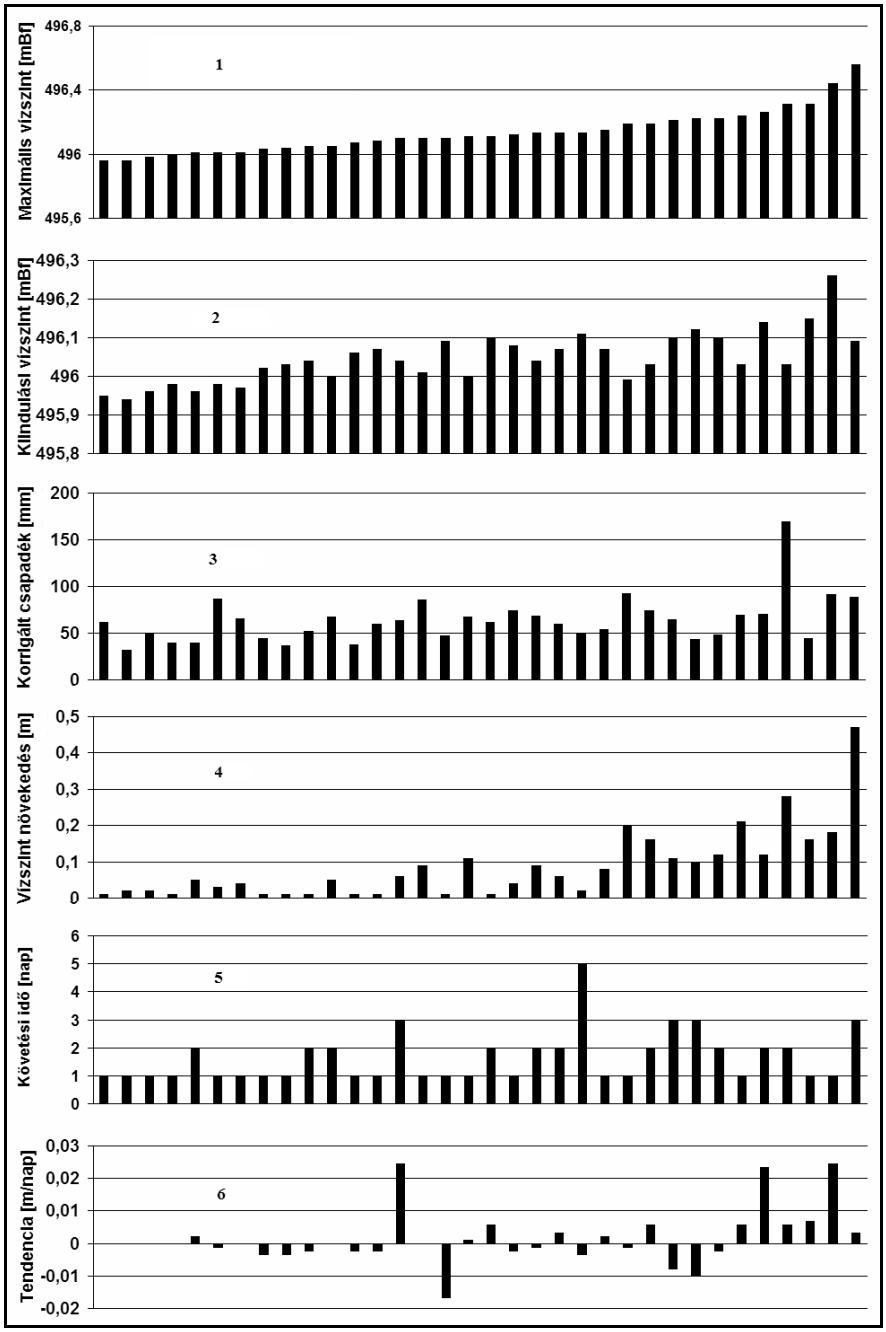
A Garadna-forrás esetében 1996-től 2006-ig vizsgáltuk a 30 mm-nél nagyobb csapadékokat. A nem vizsgálható esetek kiszűrése után 34 elemezhető intervallum maradt. A több év hasonló szituációiból átlagot lehet képezni, melyről leolvasható, hogy az adott mérőhelyen a vízszint várhatóan mennyi idő alatt éri el a maximumot. A *10. ábrán* a Garadna-forrásra számított átlag látható, amely alapján az átlagos követési idő 1 nap. Nv-17 esetén ugyanez az érték 10 nap, míg a Szinva-forrás esetén szintén 1 nap.



10. ábra: A Garadna-fő-forrás esetében vizsgált 34 intervallum átlaga
Jelmagyarázat: folyamatos vonal: vízszint [mBf], szürke oszlopok: csapadék [mm]
Fig. 10: average of precipitation: grey columns and karst water level: black line, Garadna well

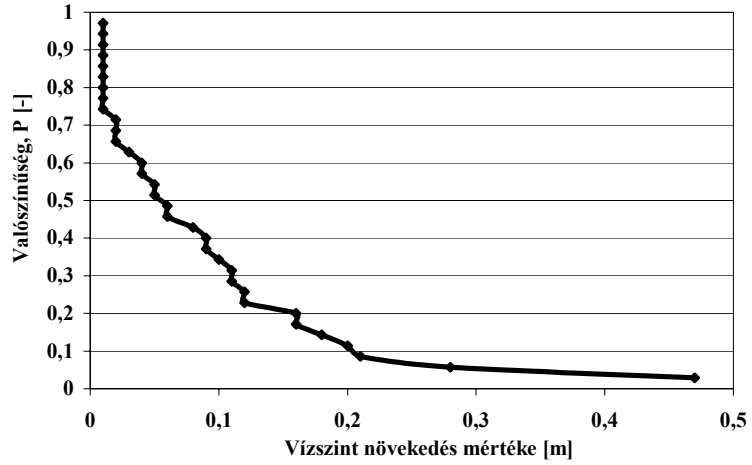
Az alábbi, *11. ábra* ábrázolja a Garadna-forrás esetében a kiindulási adatokat és a mérhető, ill. az általunk vizsgált befolyásoló tényezőket. Általánosan elmondható, hogy a magas vízszinteket nem egyetlen tényező kiugró értéke eredményezi, hanem több körülmény együttes hatása. Így ugyanazt a vízszintet a tényezők többféle variációja mellett is megkaphatjuk. Mindemellett előfordulnak olyan esetek is, amikor a kiindulási paraméterek közel azonosak, a vízszintek mégis jelentősen eltérnek, ennek az az oka, hogy a párolgás és a lefolyás nem szerepel a vizsgált tényezők között.

A *11. ábra első részén* a 34 vizsgálható esetben kialakult maximális vízszinteket láthatjuk nagyság szerint sorba rendezve. Az ezt befolyásoló tényezők közül a diagram második *részén* a kiindulási vízszintek szerepelnek, vagyis a vízszint azon értéke, amit a vizsgált csapadék hullása előtt közvetlenül regisztráltunk. Látható, hogy szoros összefüggés van a kiindulási vízszint és az elért maximális vízszint között, általában elmondható, hogy minél nagyobb a kiindulási-, annál nagyobb a maximális vízszint. Közöttük a korreláció értéke 0,714. A diagram harmadik részét is figyelembe véve elmondható, hogy a jelentősebb vízszint növekedések tartományában a növekedés arányos a korrigált csapadék mennyiséggel, a korreláció 0,61. A diagram negyedik részén a maximális vízszint és a kiindulási vízszint különbségeként előállított vízszint növekedést láthatjuk. Eszerint a jelentősebb növekedések tartományában a vízszint növekedés egyértelműen arányban áll a korrigált csapadék mennyiségével. A *11. ábra* ötödik részén a követési idő, vagyis a csapadék hullása és a vízszint tetőzése között eltelt idő látható, amelyet összevetve a tetőzési vízszintekkel elmondhatjuk, hogy minél kisebb a tetőzési vízszint, annál „*kiegyensúlyozottabb*" a követési idő, átlagosan 1 nap, de nagyobb kiindulási vízszintek esetében ez az érték megnőhet 2-3, vagy akár 5 napra is. Az utolsó, hatodik részen pedig a vízszint változás tendenciája látható, amely szerint ha a csapadék időpontjában már növekszik a vízszint akkor egyértelműen nagyobb maximális értékeket érünk el, mint ha csökkent volna.

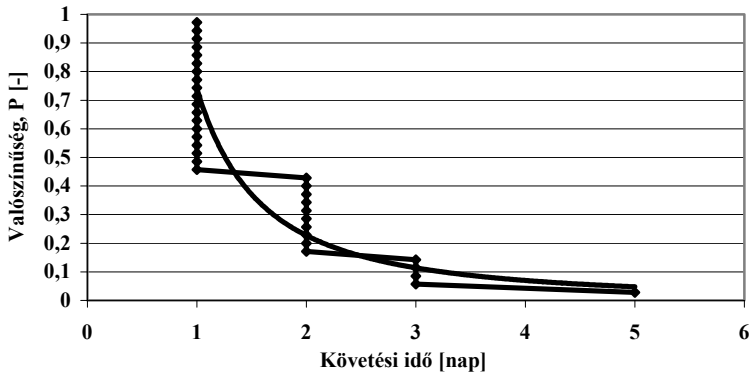


11.ábra: Az általunk vizsgált 34 esetben az elért maximális vízszintek (1) [mBf] és az azt befolyásoló, vizsgált tényezők:kiindulási vízszint (2) [mBf], korrigált csapadék (3) [mm], vízszintnövekedés (4) [m], követési idő (5) [nap], tendencia (6) [nap] a Garadna-forrás esetében

Fig. 11: maximum of karst water level and its influencing factors, Garadna well 1: level of flood summit; 2: base water level; 3:revised precipitation 4: water level increase, 5: time betweem precipitaion and inundation, 6: water level trend just beforeprecipitation



12. ábra: A vízszintnövekedés mértékének valószínűsége a Garadna-forrás esetében
Fig. 12: probability of karst water level raise, Garadna well



13. ábra: A követési idő valószínűsége a Garadna-forrás esetében
Fig. 13: probability of length of time between precipitation and maximum karst water level, Garadna well

Mindezek után ábrázoljuk a vízszintnövekedés valószínűségét *(12. ábra)*, az ábráról leolvasható, hogy 30 mm-nél nagyobb csapadék esetén mekkora valószínűséggel lesz nagyobb a vízszint növekedés, mint az x tengely értékei. Például 30 mm-nél nagyobb csapadék esetén 10 % annak a valószínűsége, hogy a vízszint növekedés nagyobb lesz, mint 0,2 m. Ilyen módon ábrázolható a követési idő valószínűsége is, amely a *13. ábrán* látható. Mivel a mért adatok napokban vannak megadva, és a követési idő átlagosan egy nap, a leolvasásnál érdemes az eredeti görbére illesztett trendvonalat figyelembe venni. Látható, hogy a legnagyobb valószínűség az 1 na-

pos átlagos követési időhöz tartozik, az ettől nagyobb követési idők valószínűsége kisebb, mint 50-60%, ezért érdemes az egy nappal számolnunk.

5. Összegzés

Az elemzések célja a Jávorkútról származó csapadék és a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer vízszint adatai alapján számszerű összefüggéseket találni a csapadék és a vízszint értékei között. A vizsgálatok során kiemelt figyelmet kapott a 2006. évi nyári árvíz időszaka.
Kezdetben éves, majd kisebb intervallumokat vizsgálva, napi, majd órás gyakoriságú mérési adatokból megállapítottuk az egyes mérőhelyek követési idejét, vagyis a csapadék hullása és a vízszint tetőzése között eltelt időt. Ez az érték például a Garadna-forrás esetén 8 óra, Szinva-forrás esetén 13 óra és az Nv-17 esetén 12 nap.

Megállapítottuk, hogy az Nv-17 mérőhelynél mind a hóolvadás, mind az árvíz idején a vízszint azonos meredekséggel nőtt, ill. csökkent. A növekvő ág alapján arra következtettünk, hogy létezik maximális vízszint növekedési sebesség, ami például az Nv-17 esetén 1,67 m/nap.

A leszálló ág egyező meredekségéből kiindulva szintén az Nv-17 mérőhelyre előállítottuk a karszt kiürülésének folyamatát csapadékmentes időszakban mutató jelleggörbét, mely segítségével megállapíthatjuk a csapadék valódi vízszintnövelő hatását.

A többéves vizsgálatok alapján láthatjuk, hogy a maximális vízszint nagysága nem elsősorban a csapadék mennyiségétől függ. Jelenleg úgy tűnik, hogy fontosabb a kiindulási vízszint értéke és annak tendenciája. Mindezek mellett összefüggések figyelhetők meg a maximális vízszint és a követési idő között is.

Végezetül pedig ábrázoltuk, hogy 30 mm-nél nagyobb csapadék esetén mekkora valószínűséggel lesz nagyobb a vízszint növekedés egy adott értéktől. Ugyanilyen módon ábrázoltuk a követési idő valószínűségét is.
Mindezek alapján viszont még nem tudunk egyértelmű összefüggéseket megállapítani, mivel minden mérőhelynél előfordulnak olyan esetek, amikor igen hasonló kiindulási feltételek és csapadékok esetén nagymértékben eltérő tetőzési vízszintet kapunk, ennek oka pedig a párolgás és lefolyás értékének figyelmen kívül hagyása volt.

Az átlagos követési idők, az előállított diagramok mégis segíthetik a vízbázis védelmét, egy esetleges árvízhelyzet kialakulásának előrejelzését, ill. a hálózat 2006-hoz hasonló elszennyezésének megelőzését.

IRODALOM

GONDÁRNÉ SŐREGI K.-LÉNÁRT L.-TÓTH E. (2005-2008): Vízgazdálkodási döntéseket támogató monitoring rendszer megvalósítása a Bükkvidéken a fenntartható fejlődés érdekében, - VIMORE. Projekt azonosítója: GVOP-3.1.1.-2004-05-0530/3.0 Miskolc-Budapest

LÉNÁRT L.-SZABÓ A.-SZACSURI G (2002).:A Bükki karsztvízszint alakulása 1992 – 2001 között. - Karsztvízkutatás Magyarországon II. A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei. 36-62. - Miskolc

LÉNÁRT L. (2006): A Bükkben keletkezett kitermelhető hideg karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere XVI. (Az 1992. 10. 10.- 2007.01.01. közötti mérések értékelése), - Miskolc

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

MAUCHA L.-NÉMETH Z. (2006): A csapadékhatás mechanizmusa az aggteleki-karsztvidéken fakadó források napi hozamának kialakulásában, - Karsztfejlődés XI., Szombathely, BDF Természetföldrajzi Tanszék, p. 63-79.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 61-73.

A LÉGNYOMÁS-INGADOZÁS HATÁSA A FORRÁSOK VÍZHOZAM-VÁLTOZÁSÁRA

MAUCHA LÁSZLÓ

VITUKI Kht. 1095. Budapest, Kvassay Jenő út 1. Maucha @ vituki.hu

Abstract: In 1972 we did not find any discharge changes in the spring of Jósvafő district that was the effect of air-pressure fluctuation*. However during the first detailed research it appeared that the outbreak of the siphons have maximum a in the time when the air-pressure is at minimum this means that the air-pressure takes part in variating the discharge of the springs. In this paper we present that during later researches some variations caused by air-pressure can by seen in the Jósvafő karst water time series. It was also observed that the air-pressure minimum causes lithoclases fluktuations in the karst bedrock. It can be assumed that the karst water level and the spring discharge variations at Jósvafő are caused by this effect in some cases. The effect of air-pressure fluctuations is not systematically present in the variation of spring discharge, because the air-pressure and the water level are changing continuously but in an opposite sense as was proven by P. GERBER at No. 1 observing well at Tatabánya. This means that the effect of air pressure is always present in the variation of the water level, but its effect is usually equalized in the water output fluctuation. This circumstance makes the unique working mechanism of air-pressure effects understandable.*

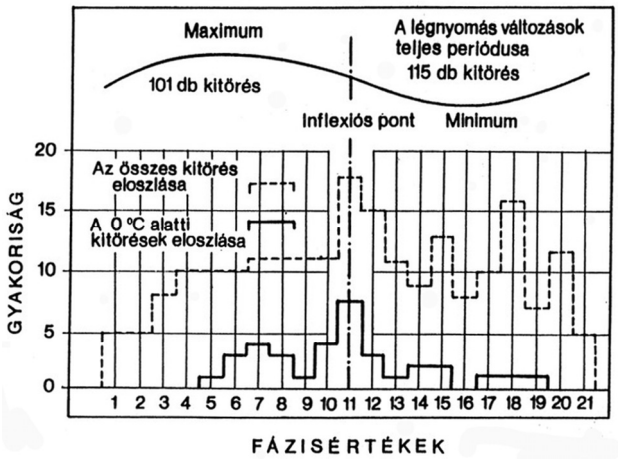
1. Bevezetés

A források vízhozam-változásait befolyásoló természeti tényezők vizsgálatát az a kedvező körülmény tette lehetővé, hogy a jósvafői Karsztkutató Állomáson a meteorológiai észleléseken kívül 1964-ben megkezdődött a források folyamatos, műszeres vízhozam-regisztrálása is. Jósvafő környékén a különleges tulajdonságokkal rendelkező források (az ország három szivornyás-forrása közül kettő itt fakad) hozam-változásában a csapadékon kívül még hat olyan tényezőt találtunk, amely részt vesz a források hozam-idősorának kialakításában. A szivornya-tevékenység, az árapály és a földrengések-hatása, a hóolvadás időszaki léghőmérséklet-ingadozás befolyása, valamint a különböző szélességű járatrendszerek ugrásszerűen csökkenő kiürülési sebesség értékei mind jól megfigyelhető hozam-változást hoznak létre (*MAUCHA* 1967, 1967, 1977, 1997, 1997, l998, 2002, 2004). A légnyomás-ingadozás volt az egyetlen olyan jelenség, amelyet nem tudtunk közvetlenül megfigyelni a források vízhozam-változásában.

2. A légnyomás-hatás első vizsgálata

1972-ben merült fel az a gondolat, hogy a légnyomás-ingadozás olyan kis változást hoz létre a források vízhozam-idősorában, hogy ezt a jelenséget csak a szivornya-tevékenység figyelembe vétele alapján lehetne kimutatni.

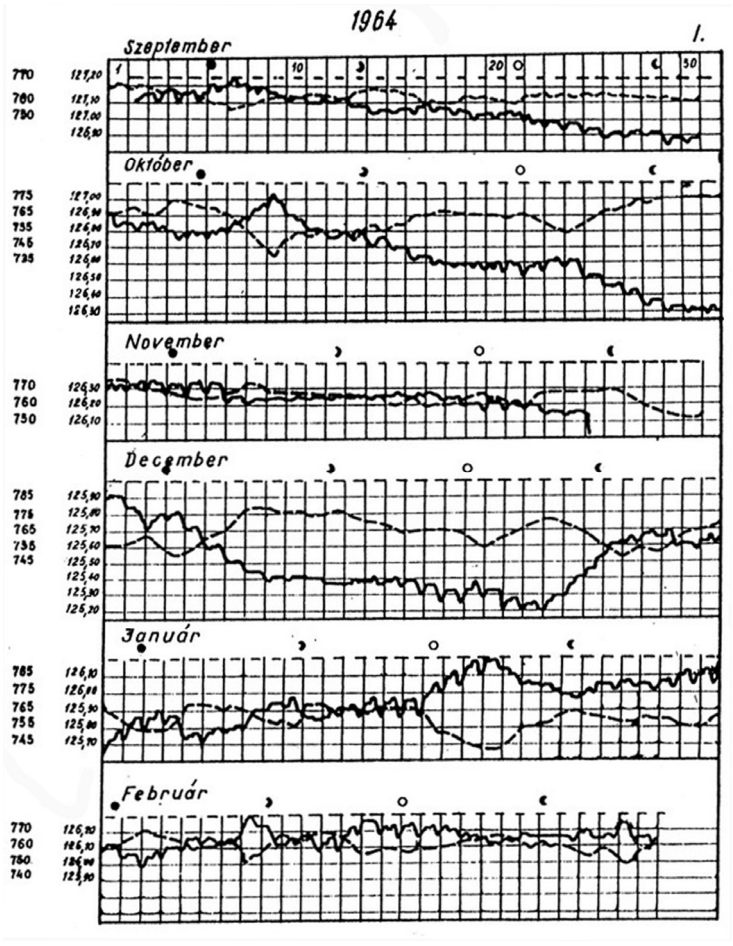
Ismeretes, hogy a karsztvizek árapály-jelenségének létezésére a (felszín alatti patakok 6-órás periódusú árapály-ingadozása) a szivornyás kitörések 6, 12, 18, 24-órai legnagyobb megjelenési gyakorisága hívta fel a figyelmet (*MAUCHA* 1967). Ezeket a viszonylag kis hozam-változásokat a szivornyák (mint érzékeny hidraulikai jelfogók) nagy hozamú kitörésekkel jelzik. Ezért 1972-ben meghatároztuk az 1965-1969-évi 5 éves időszakra a Nagy-Tohonya-forrás szivornyás-kitöréseinek kezdő-időpontjait és megnéztük, hogy ezek az időpontok a légnyomás ingadozás azonos időszaki változásának egyes periódusaiban melyik fázis-értékhez tartoznak. A munka megkönnyítése érdekében minden légnyomás periódust 20 fázisértékre osztottunk fel. Az *1. ábrán* bemutatjuk, hogy 5 év alatt összesen 216 szivornyás-kitörés kezdő időpontját vettük figyelembe. Légnyomás növekedések időszakára 101, légnyomás csökkenések időszakára 115 kitörés esett. Arra az eredményre jutottunk, hogy a vizsgált kitöréseknek maximuma van a légnyomás változás csökkenő szakaszainak inflexiós-pontjában. Óvatos megfontolások alapján csak a 0 Cº külső léghőmérséklet alatti időszakban történt kitörések eloszlását fogadtuk el megbízható eredménynek (*1. ábra*, alsó görbe). A kapott eredmény helyes értékelése érdekében ugyanis ki kellett zárni az un. „zivatar orrok" (zivatar kitörésekor jelentkező éles légnyomás csökkenések) időszakában beszivárgó csapadék-hatás befolyását. Fentiek alapján megállapítottuk, hogy a légnyomás eredetű ingadozás is szerepet játszik a források vízhozam-változásában, de akkor még nem tudtuk, hogy milyen vízhozam változásokat hoz létre a légnyomás-hatás.



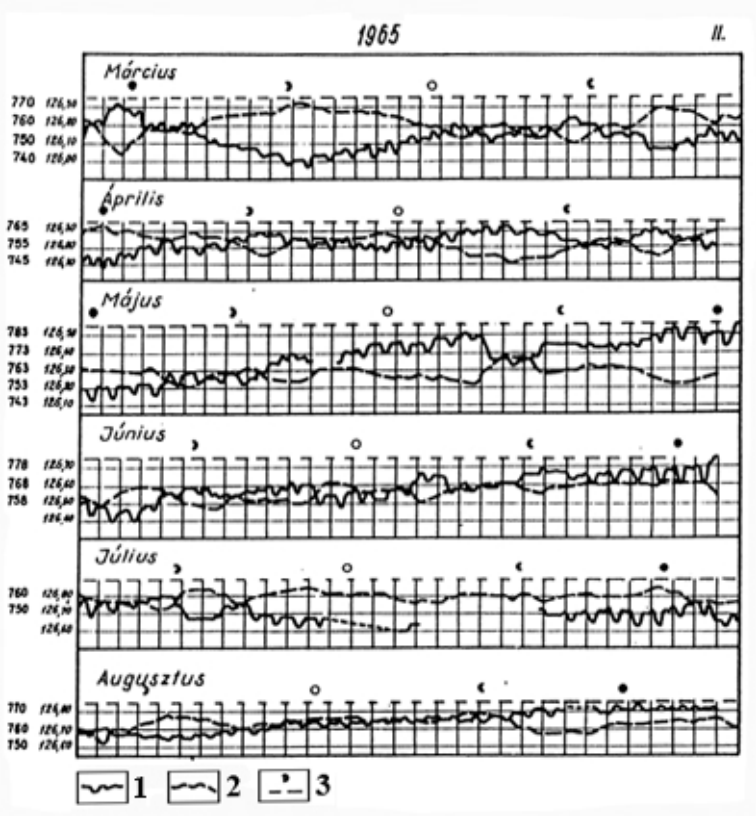
1. ábra. A légnyomás-hatás kimutatása a jósvafői Nagy-Tohonya –forrás vízhozam változásában a szivornya-működés hatásának figyelembe vételével.
Fig. 1. The presentation of the effects of air-pressure in the discharge of the Nagy-Tohonya spring at Jósavafő taking in consideration the effect of the siphon outburs.

3. Kapcsolat a légnyomás-ingadozás és a vízszint-változás között

A fenti vizsgálatok elvégzése után értesültünk arról az új kutatási eredményről, amelyet a Tatabánya 1. sz. karsztvízszint-észlelő fúrás vízszint változásában lehetett megfigyelni (*GERBER* 1965). A *2.a, b. ábrán* bemutatjuk, hogy az idézett Szerző 1964-1965-évben éles és folyamatos kapcsolatot talált a légnyomás-ingadozás és a vízszint-változás között, sőt a karsztvízszint árapály-ingadozását is megfigyelte. Az egy éves időtartamú vizsgálat arra az eredményre vezetett, hogy a légnyomás- és a vízszint-idősor ellentétesen változik, melynek során 1 Hgmm-es légnyomás- változáshoz 1 cm-es vízszint-változás tartozik. A maximális vízszint ingadozás légnyomás hatására 25 cm volt. Az árapály-ingadozás 10-12 cm-es amplitúdóval jelent meg a vízszint-idősorban.



a



b

2. a, b ábra. A légnyomás- és az árapály-jelenség kimutatása a Tatabánya-1 sz. kút vízszint-változásában Gerber Pál vizsgálatai alapján.
Jelmagyarázat: 1. karsztvízszint, 2. légnyomás érték, 3. a hold fényváltozásai
Fig. 2a, b. The presentation of air-pressure and tidal effects in the water level changes at No. 1 observing well at Tatabánya according to the research of Paul Gerber.
Legend: 1. karst water table, 2. pressure degree, 3. moon of light changing

A vizsgált észlelő-kút pontos rétegsorát nem adták meg. A fúrást fedett karszton létesítették, ahol a dachsteini-mészkövet valószínűleg 30 méter mélyen érték el a harmadkori vízzáró rétegek alatt. Az alaphegységben dolomit is található.

A vizsgált időszak csapadékösszege Tatabányán (az első év szeptembertől a következő év augusztusáig) 892 mm volt. Az éves maximális légnyomás-változás 38 Hgmm, míg az éves vízszint-változás csak 1,57 m volt, mivel a kút környékén jelentős bányavíz betörés volt a mérés során. A

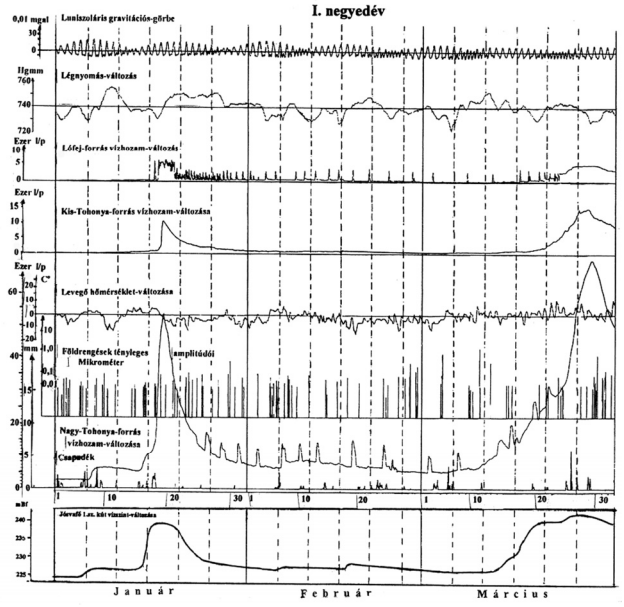
vizsgált időszakban az évi légnyomás periódusok száma 57 volt, tehát egy átlagos légnyomás periódus időtartama 6 nap körüli értéknek adódott.

Jósvafő környékén a karsztvízszint vizsgálatát a forrásmérések kezdete után csak 5 évvel később indítottuk el. Ez a körülmény és az adatok feldolgozásának elhúzódása 1972-ben még nem tette lehetővé a légnyomás-vízszint kapcsolatának vizsgálatát. Erre a kutatási munkára csak később került sor. Az ezzel kapcsolatos eredmények ismertetését ebben a tanulmányban szeretném bemutatni. A tanulmányban közölt *4. ábrán* a légnyomás eredetű változásokat L-betűvel, a csapadék eredetű változásokat C -betűvel jelöltük.

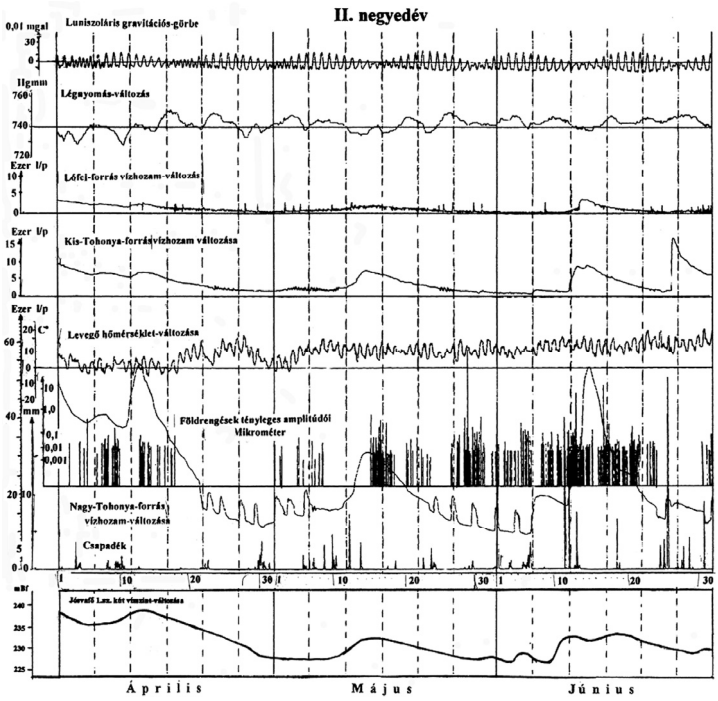
A Kutató Állomás folyamatos vizsgálati eredményeinek első számítógépes feldolgozása után (Cser Ferenc és Szigeti Antal közreműködésével, *3. ábra*) lehetővé vált, hogy 1970. évre vonatkozóan az összes mért hidrológiai, meteorológiai és geofizikai adatot óránként feldolgozott diagrammon mutassuk be. Az ábrán felülről lefelé haladva ábrázoltuk a luniszoláris gravitációs-görbe ingadozását, a légnyomás változását, a Lófej-forrás vízhozam-idősorát, a Kis-Tohonya-forrás vízhozam-idősorát, a levegő hőmérséklet változását, a helyszínen mért földrengések mért amplitúdóit, a Nagy-Tohonya-forrás vízhozam változását, valamint a jósvafői Kutató Állomáson mért csapadék óránkénti értékeit.

A légnyomás-hatás további vizsgálata érdekében a fenti komplex diagrammot a később feldolgozott karsztvízszint-változás naponként mért adataival is kiegészítettük (*3. a, b, c, d ábra* legalsó idősora). Megállapíthatjuk, hogy a Nagy-Tohonya-forrás közelében fúrt kút vízszint-idősora nagyon hasonló változást mutat, mint a fenti forrás vízhozam-ingadozása. Kissé eltérő jellegű az 1970. április 5 és 10 közötti változások menete, illetve a június havi idősor, amikor időben hamarabb jön létre a vízszint-, mint a vízhozam-változása. Ebben a hónapban még a ingadozások amplitúdója is eltérő mértéket mutat. Ennek oka az a körülmény, hogy a források vízhozam-változása nem egy ponton történő vízszint-változás eredménye, hanem az egész vízgyűjtő-területen történt vízszint-változások statisztikus átlagából következik.

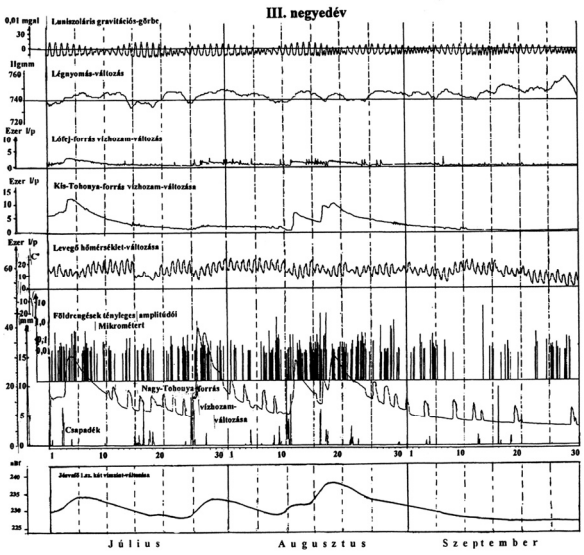
A fenti ábrán jól látható, hogy a szivornyás-kitörések és az árapály eredetű hozam-ingadozások, valamint az áradások időben eltérő kiürülési sebesség-értékei jelentős változásokat eredményeznek a források hozam-ingadozásában. Más időszakban a földrengések és a hóolvadás időszaki léghőmérséklet változások hatása is megfigyelhető a vízhozam-idősorokban. Kezdettől fogva érthetetlen volt, hogy a légnyomás-ingadozások miért nem jelennek meg a vízhozam változásban?


I. negyedév
0,01 mgal
Luniszoláris gravitációs-görbe
Hgmm
Légnyomás-változás
Ezer l/p
Lófej-forrás vízhozam-változás
Ezer l/p
Kis-Tohonya-forrás vízhozam-változása
Ezer l/p
C°
Levegő hőmérséklet-változása
mm
Földrengések tényleges amplitúdói
Mikrométer
Nagy-Tohonya-forrás
vízhozam-változása
Csapadék
mBr
Jávorfő Lm. kút vízszint-változása
Január
Február
Március

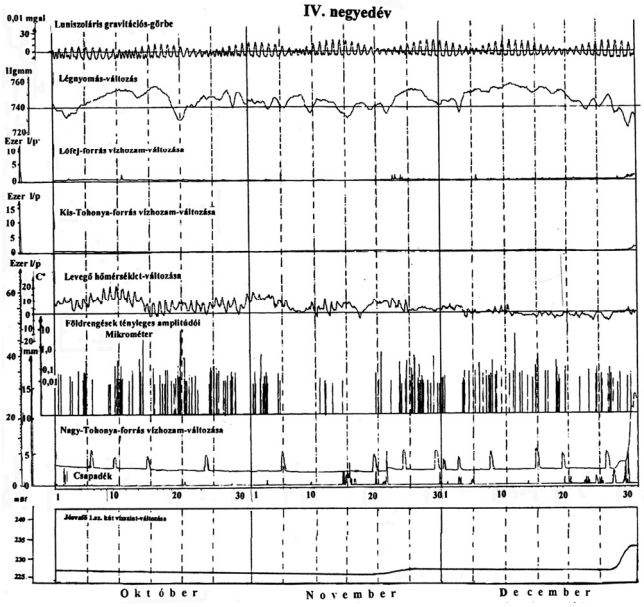
a


II. negyedév
0,01 mgal
Luniszoláris gravitációs-görbe
Hgmm
Légnyomás-változás
Ezer l/p
Lófej-forrás vízhozam-változás
Ezer l/p
Kis-Tohonya-forrásvízhozam változása
Ezer l/p
C°
Levegő hőmérséklet-változása
mm
Földrengések tényleges amplitúdói
Mikrométer
Nagy-Tohonya-forrás
vízhozam-változása
Csapadék
mBr
Jávorfő Lm. kút vízszint-változás
Április
Május
Június

b



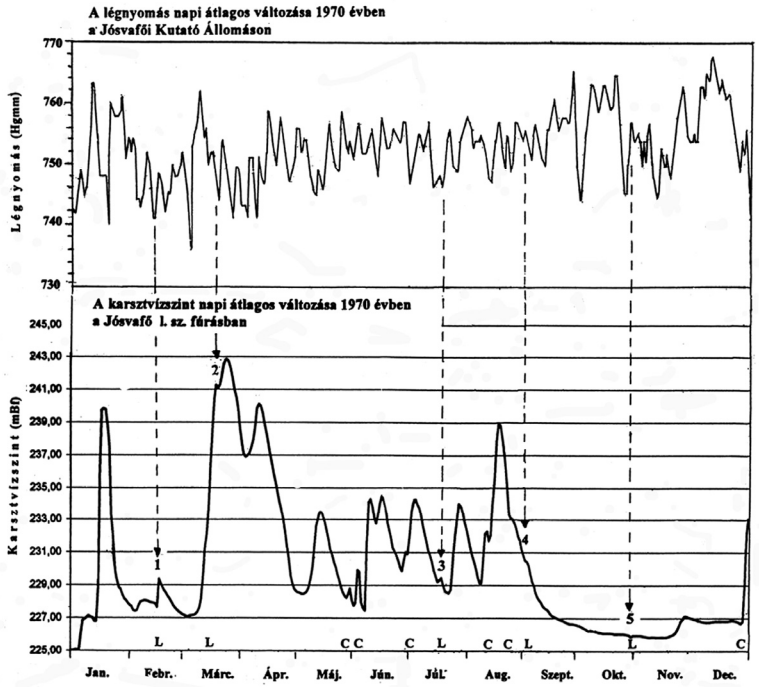
c



d

3. a, b ,c, d ábra. A jósvafői Karsztkutató Állomáson mért meteorológiai, hidrológiai és geofizikai változások 1970. évi óránkénti adatsora, valamint a napi átlagos vízszint értékeinek diagrammja. I. negyedév. II. negyedév. III. negyedév. IV. negyedév.

Fig. 3. a, b, c, d. The hourly measured changing of meteorological, hydrological, and geophysical data at the Jósvafő Research Station in 1970.
Quarterly 1. Quarterly 2. Quarterly 3. Quarterly 4.



4. ábra. Kapcsolat az 1970. évi légnyomás-ingadozás és a Jósvafő 1. sz. észlelőkút karsztvízszint-változása között.
Fig. 4. Connection between the air-pressure fluctuation and the changing of the karstwater level in the No. 1. Jósvafő observing well in 1970.

Megvizsgálva a *3. ábra* karsztvízszint változásait megállapíthatjuk, hogy 1970. február 16-án - egy erősebb légnyomás minimum kialakulását követően - ugrásszerű vízszint-növekedés jött létre. Figyelembe véve azt a körülményt, hogy az esemény negatív léghőmérséklet időszakában jött létre, (lásd a komplex-diagram hőmérsékleti idősorát) arra következtetünk, hogy az említett változás nem csapadékos-áradás, hanem az erős légnyomás csökkenés következtében alakult ki. Árapály jelenség sem okozhatta a fenti jelenséget, mert annak amplitúdója ebben az észlelő kútban csak 2-3 cm. Földrengés-hatás is szerepet játszhatott a jelenség élességében, de az egyidejű földmozgás csak átlagos amplitúdójú volt. Megfigyeltük, hogy az év folyamán több légnyomás eredetű változás is létrejött a vízszint változásban, de csak nehezen felismerhető kisebb vízszint növekedések fordultak elő a légnyomás-minimumok időszakában.

Fentiek miatt elhatároztuk, hogy a légnyomás vízszint kapcsolat érdemi megfigyelésére új ábrát szerkesztünk (*4. ábra*), amelyen csak a légnyomás- és a vízszint-idősora szerepel és a vízszintes időtengely egységeinek méretét csökkentettük, valamint a függőleges tengelyen a légnyomás- és vízszint-változások egységeinek méretét megnöveltük.

A *4. ábrán* az így létrejött nagyobb változások időszakában, vagy azok között 11 időpontban több kisebb vízszint változást találtunk. Az időben első nyolc kis változás vízszint növekedésként, a további három szélső érték vízszint csökkenésként jelent meg a vízszint-idősorban. Ezek közül csak az öt, nyíllal kijelölt kis változás fogadható el biztosan légnyomáshatás eredményének, mert ezek időszakában az előző három napon át, vagy negatív léghőmérséklet alakult ki, vagy pozitív hőmérséklet esetén 2 mm-nél nagyobb napi csapadék, vagy 2 cm-nél nagyobb hóolvadás nem volt (*I. táblázat*). A biztosan légnyomás-eredetű változásokat (mint már korábban említettük) a *4. ábra* alján „*L*" betűvel, a csapadék eredetű szélső értékeket „*C*" betűvel jelöltük. Az 1970. december 25-én megfigyelhető éles vízhozam csökkenést kihagytuk a légnyomás által okozott változások közül, annak ellenére, hogy megfelelt a fenti feltételeknek. Ennek oka az, hogy a kezdődő csapadékos áradás miatt lehet, hogy csak látszólagos negatív csúccsal állunk szemben.

1. táblázat
Table I.

Meteorológiai adatok a Jósvafő 1. sz. karsztvízszint-észlelő kút kis vízszint-különbségei légnyomás eredetének meghatározásához
Meteorological data from determination of air pressure origin of the little water level differences in the water level time series of the No. 1 observing well at Jósvafő.

1970-évi vízszintcsúcs napja:		Febr. 15	Márc. 18	Máj. 31	Júni. 5	Júli. 1	Júli. 19	Aug. 11	Aug. 25	Szept. 3	Okt. 30	Dec. 25
Eső a csúcs napján		0,0	0,0	32,0	5,2	1,1	0,0	28,9	0,0	1,5	0,0	0,0
Eső a csúcs elötti 3 napon:	1	0,0	0,0	0,0	19,0	12,7	0,0	36,3	0,0	0,1	0,2	0,0
	2	0,0	0,0	0,0	0,7	13,1	0,0	6,7	1,3	0,1	0,3	0,0
	3	0,0	0,0	3,2	3,0	0,0	0,0	2,5	11,2	2,3	0,0	0,0
Eső összege (mm):		0,0	0,0	35,2	27,9	26,9	0,0	74,4	12,5	4,0	0,5	0,0
Hótakaró vastagsága a csúcs napján (cm)		14,0	9,0									10,0
Hótakaró vastagsága a csúcs elötti 3 napon:	1	5,0	10,0									10,0
	2	0,0	12,0									5,0
	3	0,0	14,0									5,0
Hótakaró átlagos vastagsága (cm):		4,8	11,2									7,5
Hóolvadás a csúcs napján (cm)		0,0	1,0									0,0
Hóolvadás a csúcs elötti 3 napon:	1	0,0	2,0									0,0
	2	0,0	2,0									5,0
	3	0,0	0,0									0,0
Hóolvadás összege (cm):		0,0	5,0									5,0
Hőmérséklet a csúcs napján (C°)		-0,4	2,4	15,1	12,9	18,5	14,4	16,7	14,7	15,3	4,1	-3,2
Hőmérséklet a csúcs elötti 3 napon (C°):	1	-1,9	3,9	17,1	12,8	21,6	11,9	21,4	16,4	15,8	9,3	-2,6
	2	-2,3	2,4	15,4	13,0	21,3	15,4	20,2	16,3	15,2	7,4	-1,3
	3	-3,1	2,6	11,6	11,5	21,5	13,2	22,7	16,2	17,7	7,3	-2,1
Átlagos hőmérséklet (C°):		-1,9	2,8	14,8	12,6	20,7	13,7	20,3	15,9	16,0	7,0	-2,3
Vízszint változás (m):		1,8	0,2	0,6	2,2	0,2	0,3	0,6	0,6	0,6	0,2	0,2

A Jósvafő-1 sz. észlelő-kutat a Szelce-völgyben wettersteini mészkőben hozták létre. A nagyon erősen karsztosodott nyílt-karsztos területen fúrt kút a Nagy-Tohonya forrástól ÉK-re 750 m távolságban helyezkedik el.

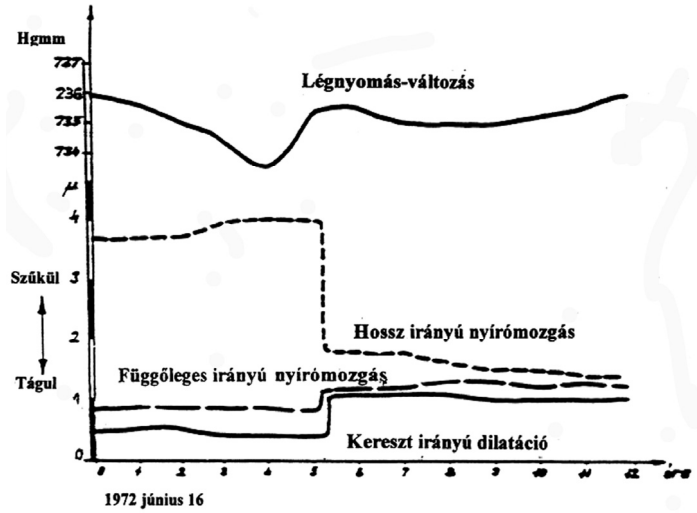
A vizsgált egy év alatt a Jósvafői Kutató Állomáson a csapadék összege 944 mm volt. A legnagyobb légnyomás-változás 36 Hgmm, a legnagyobb vízszint-változás 18 m volt. Az összes légnyomás periódus száma az 1970. év folyamán 59 volt.

Összehasonlítva a tatabányai és a jósvafői légnyomás-vízszint kapcsolat vizsgálat eredményeit az alábbiakat lehetett megállapítani: A Tatabánya-l. sz. fúrásban talált folyamatos légnyomás-vízszint kapcsolattal szemben a Jósvafő 1. sz. fúrásban egy év alatt biztosan csak 5 alkalommal fordult elő légnyomás eredetű vízszint-változás. Feltételezhető, hogy a légnyomás- és a vízszint-ingadozás között Jósvafőn is ugyanolyan időbeli kapcsolat játszódik le, mint Tatabányán, csak a jósvafői kútban ezek a változások egy nagyságrenddel kisebbek és ezért többnyire méréshatár alatt maradnak. Ennek a különbségnek két oka lehet. Az egyik ok arra vezethető vissza, hogy a jósvafő környéki erősebben karsztosodott wettersteini-mészkőben a járatok átlagos szélessége nagyobb, mint a tatabányai fedett-karsztban, ahol a járatok tágulására nem volt lehetőség. Az eltérés másik oka pedig abban keresendő, hogy a tatabányai rendkívül nagy légnyomás eredetű vízszint-ingadozás a fedett karszt tényéből következik. A légnyomás ugyanis csak a fúrás helyén lép kapcsolatba a karsztvízszinttel. Ennek következtében nagy légnyomást követő kisebb érték időszakában a vízszint azért tud nagymértékben felemelkedni, mert a kút környezetében magasabban maradt vízszint következtében a vizsgált fúrásban rövid idő alatt képes vissza- alakulni az eredeti vízmagasság.

5. Kapcsolat a légnyomás-ingadozás és a forráshozam -változás között

Az öt légnyomás eredetű vízszint-változás kialakulását egy másik megfigyelés segítségével lehet megmagyarázni. 1972. június 16-án kapcsolatot találtunk egy zivatart kezdetén kialakuló éles légnyomás csökkenés és az egyidejűleg regisztrált litoklázis-fluktuáció változása között. (Ez utóbbi barlangi vizsgálatot annak idején az árapály-jelenség kimutatására dolgoztuk ki). A *5. ábra* értelmében a Vass Imre-barlangi mérőhelyen a légnyomás csökkenés hatására a barlang-folyosó szemben álló két fala között ugrásszerű változás történt a hossz- és függőleges-irányú nyíró-mozgásban és a keresztirányú dilatációban is. A fél mikrométeres járat-szűkülést jelentő dilatáció arra mutat, hogy a jelentősebb légnyomás minimumok következtében létrejövő terhelés csökkenés litoklázis-fluktuációt vált ki a karsztos kőzetben, amely

adott esetben kis vízszint- és vízhozam-változásra vezet. E megfigyelés alapján arra lehet következtetni, hogy a Jósvafő-1 sz. karsztvízszint-észlelő kútban megfigyelt légnyomás eredetű kis vízszint csúcsok csak azért tudtak létrejönni, mert a légnyomás minimumok jelentősebb terhelés csökkenése időnkét képes litoklázis-fluktuációt is létrehozni a kőzetben, ami átlagosnál nagyobb vízszint és vízhozam növekedéssel jár együtt. Úgy tűnik, hogy az első légnyomás-hatás vizsgálat (*1. ábra*) sikere is erre a körülményre vezethető vissza. Természetesen a ritkábban előforduló vízszint minimumokat légnyomás növekedések okozzák.

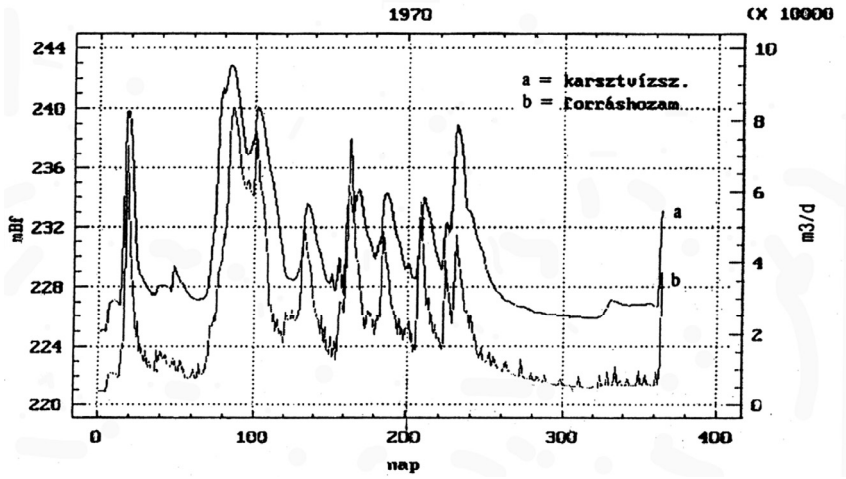


5. ábra. A légnyomás-változás „zivatar-orra" és a litoklázis-fluktuáció változása közötti kapcsolat kimutatása.
Fig. 5. The demonstration of the connection between the air-pressure fluctuation "the nose of the storm" and the lithoclasses fluctuation.

6. A légnyomás-hatás működési mechanizmusa

A korábbi elgondolások szerint a légnyomás-hatás csak akkor képes befolyásolni a forráshozam-változását, ha légnyomás különbség alakul ki a vízgyűjtő-terület és a forrás fakadási helye között. Ez annyit jelent, hogy nagyobb területen kialakuló azonos légnyomás esetén a légnyomás-hatás nem tud hatni a forráshozam-változásra. Az időjárási frontok vonulása során azonban rendszeresen légnyomás különbség alakul ki a vízgyűjtő-terület és a forrás között, ezért a légnyomás folyamatosan változik (*3, 4. ábra*). Ezért a légnyomásnak is részt kell vennie a források hozam-ingadozásának kialakításában.

A karsztforrások vízhozam-változását a *6. ábra* értelmében a karsztvízszint-ingadozás hozza létre. Véleményünk szerint a mészkőbe mélyített Jósvafő-1 sz. észlelőkútban megfigyelt maximálisan 22 m-es vízszint-ingadozás hidrodinamikus nyomás-változása vezérli a fúrás közelében fakadó Nagy-Tohonya-forrás vízhozam-változását (*3. ábra*). Természetesen a víznyelőkön befolyó vizek is hozzájárulnak a mindenkori forráshozam kialakulásához. A tapasztalat szerint azonban Jósvafő környékén a víznyelőkbe befolyó vizek általában csak néhány órás forráshozam-változást okoznak. Ugyanakkor a csapadékos áradások átlagos időtartama legalább három hét.



6. ábra. A Jósvafő-1.sz. karsztvízszint-észlelő fúrás vízszintjének és a jósvafői Nagy-Tohonya-forrás vízhozamának egyidejű idősora Csepregi András vizsgálatai szerint.
Fig. 6. The simultaneous time series of the water level of the No. 1. at the Jósvafő observation well and the discharge of the Nagy-Tohonya spring at Jósvafő, according to the research of András Csepregi.

A tatabányai mérési eredmények pedig arra mutatnak, hogy a mindenkori légnyomás értéke is hozzáadódik a forráshozam ingadozást létrehozó hidrodinamikus-nyomás értékéhez. Nyílt-karsztos területen ugyanis a karsztvízszint minden pontján érvényesül a légnyomás vízszint befolyásoló hatása. Ez a többlet-nyomás azonban nem feltétlenül növeli meg a forráshozamot, mert amennyiben a légnyomás értéke csökken, akkor a vízszint-változás nő és ez fordítva is igaz. Ezért légnyomás-ingadozás hatására a hozam-változás általában kiegyenlítődik, mert a változást befolyásoló két tényező nyomásösszege érdemben nem változik meg.

7. Eredmények összefoglalása

1972-ben nem találtunk légnyomás eredetű vízhozam-ingadozást a Jósvafő környéki források vízhozam-változásában. Az első részletes vizsgálat során azonban kitűnt, hogy a szivornyás kitöréseknek maximuma van a légnyomás-minimumok időszakában, tehát a légnyomás is részt vesz a hozamváltozás kialakításában. Ebben a tanulmányban bemutatjuk, hogy a későbbi vizsgálatok során a jósvafői karsztvízszint-idősorban is megfigyeltünk néhány légnyomás eredetű változást. Azt is megállapítottuk hogy a légnyomás csökkenés litoklázis-fluktuációt vált ki a karsztos kőzetben. Feltételezzük, hogy Jósvafőn néhány esetben ennek hatására alakul ki a karsztvízszint- és a forráshozam-változása is. A légnyomás hatása azért nem jelenik meg rendszeresen a források vízhozam- változásában mert a légnyomás- és a vízszint-ingadozás folyamatosan, de ellentétesen változik (*GERBER* 1965). Ennek következtében a légnyomás-hatás gyakran megjelenik a vízszintváltozásban, de szerepe általában kiegyenlítődik a forráshozam-ingadozásban. Ez a körülmény teszi érthetővé a légnyomás-hatás különleges működési mechanizmusát.

IRODALOM

CSEPREGI A. - MAUCHA L. (1998): A vízszint és a forráshozam változások kapcsolata. - Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. 1958-1993. – VITUKI, Budapest. 57. p.

GERBER P. (1965): Karszthidrológiai megfigyelések a tatabányai medence nyugati sasbércén. - V. Bányavízvéd. Konf. kiadv. Budapest. 74 p.

MAUCHA L. (1967). Karsztos szivornyák, mint hidraulikai jelfogók. - Karszt és Barlang. I.-II. Budapest. p. 11-16.

MAUCHA L. (1997): Magyarország karsztforrásainak különleges vízhozam változásai az Aggteleki-karsztvidéken. - Karszt és Barlang. I. - II. Budapest, p. 31-39.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely 2008. pp. 75-86.

ÚJABB ADATOK KÁRPÁT-MEDENCE SZIVORNYÁS FORRÁSAINAK ISMERETÉHEZ

HAZSLINSZKY TAMÁS

1145 Budapest, Bácskai u. 3.

Abstract: In the VIIth conference of Karst forming (in 2003) together with Laszlo Maucha we presented the siphon springs of the Karpat Basin and their theories. Since then we collected many bibliographic data which complete our present knowledge of the already known springs (such as Kalugyeri Dagadó-spring) and also about the presently unknown ones. The mentioned bibliographic data contain many contradictions and uncertainties concerning the whereabouts and identification of the springs. This paper tries to clarify these uncertainties, but unfortunately in cases there are still many questions left open. The paper also deals with the old theories of the operation of the spring near Como Lake, which is the oldest described periodic spring in the world (Plinius, around 100 A.D.).

1. Bevezetés

A Karsztfejlődés VIII. (2003) konferencián Maucha Lászlóval közösen előadott előadásunkban ismertettük a Kárpát-medence szivornyás forrásait, azok működését. Azóta jó néhány újabb irodalmi adat került elő, melyek kiegészítik eddigi ismereteinket, részben az ismertetett forrásokkal (Kalugyeri Dagadó-forrás), részben pedig eddig számunkra ismeretlen forrásokkal kapcsolatban. Az említett irodalmi adatok azonban a források helyét, azonosítását illetően több ellentmondást, bizonytalanságot tartalmaznak, melyek tisztázására tesz a dolgozat kísérletet, de több esetben még mindig maradnak nyitott kérdések. A tanulmány foglalkozik a Comoi-tó melletti forrással is, annak működésére vonatkozó korabeli elképzelésekkel, mely a világ legrégebben leírt, ismertetett időszakos forrása (ifj. Plinius i.sz. 100 körül !).

2. Időszakos forrás első irodalmi említése

Elöljáróban engedtessék meg nekem, hogy – a Kárpát-medencei források taglalása előtt – kitérjek a szivornyás források első említésére (melyet a Karsztfejlődés VIII. (2003) konferencián Maucha Lászlóval közösen tartott előadásunkban (*HAZSLINSZKY–MAUCHA* 2003) már röviden érintettünk), hiszen az egyetemes szpeleológiai irodalomban egy karsztos jelenség első – vagy legalábbis egyik első – írásos ismertetéséről van szó.

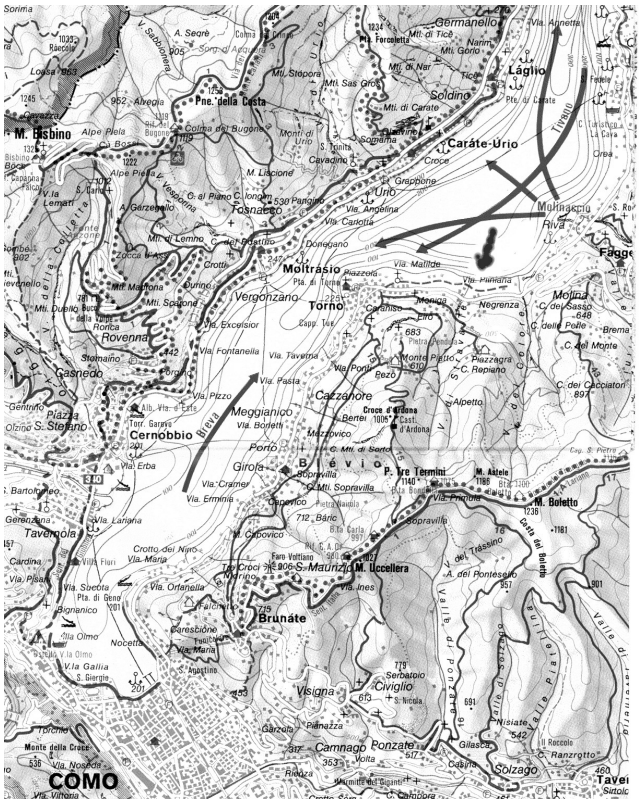
Ifj. Pliniusról, aki i.sz. 61–112-ig élt, Como-ban született és nagybátyja, az idősebb Plinius nevelte. Magasra ívelő hivatali ill. politikai pályát befutott, nagy műveltségű férfiú volt, akinek életét és pályáját 99–109 között kiadott Levelek c. művéből ismerjük (*PLINIUS* 1981). Levelei a legkülönbözőbb személyeknek szóltak. A számunkra érdekes levelet Sura Licinius-hoz, a spanyol származású, magas hivatalokat betöltött személyhez, Traianus császár bizalmasához írta. Érdemes idézni a levélnek számunkra érdekes részét:

„Az egyik hegyen forrás ered, s a sziklákon leömlő vizét mesterségesen kiképzett, ebédelésre szolgáló helyen fogják fel, itt összegyűlik, majd a Larius-tóba (a Comoi-tó régi neve, amit azonban sokszor még ma is használnak. Szerző*) ömlik. Csodálatos forrás: vize, naponta háromszor, szabályos időközökben hol felduzzadva, hol elapadva, megnő, illetve elfogy. Világosan látni, s igen nagy élvezet megfigyelni. Leülünk, itt étkezünk, a forrásból iszunk. Közben bizonyos, meghatározott időközökben emelkedik, majd apad. Ha gyűrűt vagy más tárgyat teszünk a száraz fövenyre, a víz előbb benedvesíti, majd egészen befedi. Azután megint látható lesz a tárgy, visszahúzódnak mellőle a habok, s ha tovább figyeled, másodszor, harmadszor is ugyanezt láthatod.*

Talán az üregben megszorult levegő okozza, hogy majd tágul, majd szűkül a víz torkolata, aszerint, hogy a levegő hol a víz útjában áll, hol kiáramlik vele együtt. Ugyanezt figyelhetjük meg palackoknál vagy más edénynél, aminek nincs széles, állandóan szabad nyílása…--. Vagy ez a forrás is a tengerhez hasonlóan viselkedik? S éppolyan törvények szerint emelkedik és csökken a sekély víz, mint a tenger apálya és dagálya? vagy itt is olyasmi történik, hogy e víz elapad, mint a tengerbe futó folyóké, ha a szembefúvó szél és az ellenáramlat visszafelé hajtja? Vagy rejtett gyűjtőerei működnek olyan szabályossággal, hogy miközben az elfolyt vizet pótolják, a forrás kiapad, vékonyabb lesz, s ha elég víz gyűlt össze, megint nagyobb és sebesebb folyású? vagy valami titkos, rejtett egyensúly szabályozza, olyasféle, mint a mérleg? ha kiürülve megkönnyebbül, felnyomja, előcsalja a forrást, ha viszony elnehezül, eldugaszolja és visszaszorítja."

Erről a forrásról *SCHMIDL* (1863) a Kalugyeri Dagadó-forrás ismertetése során lábjegyzetben az alábbiakat írja Amoretti-re hivatkozva:

„Amoretti a Pliniana villa forrásának összefüggését a Comoi-tónál uralkodó szelekkel bizonyította, melyeket a hegység számos, mélybe vezető barlangja közvetít. A növekvő szelek esetén (Breva vagy Tivano) a forrás általában 3–4 órán át emelkedik; szélcsend esetén teljesen változatlan marad. Nagyon erős szelek után olyan erős a forrás vízkifolyása, hogy aztán olyan sokáig nem emelkedik, míg a föld alatti víztartály ismét meg nem telik."



1. ábra. A Villa Pliniana forrásának helyét a vastag nyíl jelöli
Fig. 1. Place of the Plinius descripted siphon spring marked with a black arrow

A 16. sz.-ban épült Villa Pliniana Como-tól 8 km-re ÉK-re, a tóparti Torno-ban található (*1. ábra*). A Comoi-tó két ága közötti terület, az ún. Lariano-háromszög Lombardia legjelentősebb, tipikus karsztterülete, számos jelentős barlangrendszerrel, melyek közül a nagyobbak: a Tacchi-Zelbio-komplex (9 km), a Buco della Niccolina (3,5 km), a Stoppani (3,7 km, 295 m mély) és a Guglielmo-barlang (600 m mély). A forrás fölött húzódó hegy az Alpe del Viceré, amelynek DK-i oldalán, 685 m magasságban a Buco del Piombo nevű, több mint 900 m hosszú barlang nyílik. A patakos barlang szifonnal végződik, nincs kizárva, hogy a barlang és a forrás között kapcsolat van.

A forrással kapcsolatos egyéb irodalmat az előadás megtartása után találtam, sajnos valamennyi olasz nyelvű, melyek fordítása némi időt igényel még. A forrás működését kiváltó okok közül azonban az Amoretti–Schmidl teóriát kizárnám, amennyiben elfogadjuk Plinius megfigyelését, mely szerint napjában háromszor, szabályos időközökben emelkedik majd

süllyed. Az előadás megtartása óta egy olasz szpeleológiai bibliográfiában 75 cikket, tanulmányt találtam (a kezdetektől 1954-g), melyek a forrással (is) foglalkoznak. Sajnos, az MKBT-nek ezideig csak Olaszország keleti ill. középső részének barlangkutató szervezeteivel, intézményeivel van kiadványcsere kapcsolata, így fenti 75 irodalom egyike sem lelhető fel a könyvtárban, s miután vagy nagyon régi, vagy kimondottan szakmai kiadványokról van szó, más hazai könyvtárban sem valószínű meglétük.

3. Kalugyeri Dagadó-forrás

A már említett (*HAZSLINSZKY–MAUCHA* 2003) előadás óta több a kalugyeri Dagadó-forrással (*1. kép, 2. ábra*) kapcsolatban újabb irodalmi adatok kerültek elő.

PINCZÉS (1997) több forrás alapján foglalta össze a forrás működését. „*Megérkezünk a forráshoz. Medencéje üres, vize elapadt, csupán a szikla-mélyedésben a forrástorokban csillámlik a felszín alatt egy kicsiny tükör. Egyszerre élénk sziszegés hallatszik a forrástokban. Érkezik a víz. Néhány pillanat múlva kibuggyan a víz és két perc alatt 62 cm-re emelkedik a csatorna medencében. Majd lassanként apad a víz, amelynek egy része ki-*

1. kép Az aktív és inaktív kalugyeri Dagadó-forrás
Picture 1. The active and the non-active Dagadó spring at Kalugyer

csiny vízesésben ömlik le a patak medrébe, egyharmada pedig visszafolyik a forrás torkába, most már tudjuk, hogy a rejtett csatornán át a patakba. Az összes víz, mondjuk 14 perc múlva lefolyt, a medence ismét üres lett, így tehát 16 perc alatt egy vízjáték teljesen befejeződött. Következik 7 perc szünet. Ennek elteltével a vízjáték újra kezdődik,; a víz kidagad, de csak egy percig emelkedik most és 14 perc alatt elapad, úgy hogy a vízjáték most csak 15 percig tartott. Így történik nap-nap után, változó időközökben a víz kidagadása."

2. ábra. A kalugyeri Dagadó-forrás helyét a szelvény alsó részén levő fekete pont jelöli
Fig. 2. The place of the Dagadó-spring oif Kalugyer signed by the black point at the bottom of the plain

A forrás vízhozama és a forrás működése függ a lehullott csapadék mennyiségétől. Tavasszal, nyár elején a „*dagadás*" gyakoribb, középértékét

tekintve minden órában egyszer kiárad. Száraz időszakban vize megcsappan, hosszabbak a szünetek. Télen általában nem működik.

Érdemes megemlíteni az *EMKE ÚTI-KALAUZ* (1891) megjegyzését, miszerint „*a 6 óránként előbukkanó forrásnak a nép gyógyerőt tulajdonít.”* Ez a korai megfigyelés is igazolja ennek a szivornyás forrásnak is az árapály-ingadozásokkal való kapcsolatát.

A forrás eddigi megfigyelési, mérési adatait *MIHUTIA* (1904) gyűjtötte össze, melyeket az *I. táblázatban* foglaltuk össze.

Annak ellenére, hogy az *I. táblázat* adatai szerint – nyilván az aktuális csapadékviszonyok függvényében – mind a vízjáték időtartamában, de főként a kitörések közötti idő vonatkozásában jelentős eltérések észlelhetők, megállapítható, hogy a forrás nyári időszakban átlagosan félóránként működik, negyed és fél óra közötti időtartammal.

I. táblázat
Table I.

A Kalugyeri Dagadó-forrás megfigyeléseinek összefoglalása
Data of observation of the Kalugyeri Dagadó-spring

	Emelkedés	**Apadás**	**Vízjáték tartama**	**Kitörések közti idő**
Schmidl 1860–61.	2’38”	27’50”	30’28”	47’48”
Pethő 1892. 08. 13–16.	1’36”	13’54”	15’30”	44’20”
Siegmeth 1899. 07. 08.	2’08”	10’52”	13’00”	6’42”
Mihutia 1901. 07. 14–15.? 08. 12.	2’12”	27’54”	30’06”	57’00”
Átlag	**2’08”**	**20’18”**	**22’26”**	**36’10”**

A nyári erős, és ősz felé csökkenő forrásaktivitást a *2. táblázat* mutatja be. Mihutia helyi informátorokra hivatkozva állítja, hogy szeptemberben már csak és márciusban még csak 6–7 kitörés van, télen pedig egy sem. Ez utóbbi véleményt vagy hiedelmet – melyet több szerző is leírt – Czárán Gyula cáfolta meg, aki 1906. december 14–16. között – halála előtt 3 héttel – állandó ott tartózkodással megfigyelte, hogy a forrás télen is működik (*HAZSLINSZKY* 2007), természetesen ritkán.

II. táblázat
Table II.

A 24 óra alatti kitörések száma nyári időszakban
Number of eruption during 24 hours in summer period

Július 8.	1899	72
Július 14.	1901	29
Augusztus 13–16.	1892	24
Augusztus 15., 31.	1860	18
Augusztus 12.	1901	16
Szeptember 4.	1860	18

4. Újabb szivornyás források a Kárpát-medencében

Podságai-forrás

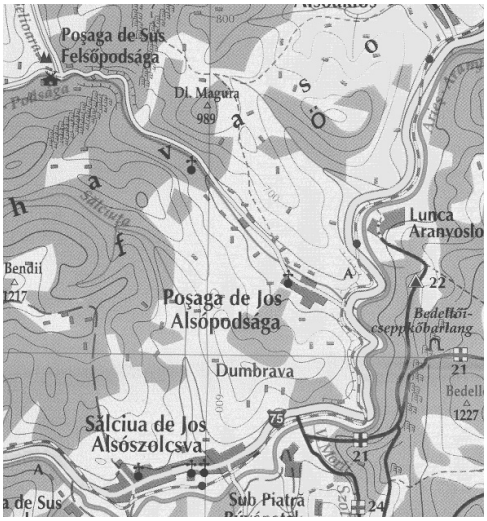
A forrásnak nevet adó település (*3. ábra*) több változatban is szerepel az irodalomban és térképeken (a címbelin kívül Potsága, Posága, Possága; románul Poşaga, Poşăga).

A forrás számomra Áprily Lajos szép verséből volt ismert, melynek közvetlenül a forrásra vonatkozó részletét itt is közzétenném:

Vize egy zengő pillanatra
A fényre néha felbuzog –
De börtönébe visszarejtik
Az alvilági mágusok…

Szeretnék Podságára menni,
Mikor a nyár nagyon nevet.
Patak-parton meglátogatnám
Titokzatos testvéremet.

Pihentető kövére dűlve
Várnám, míg jő a szent varázs
S a rejtett földalatti jelre
Felcseng a boldog buggyanás.



3. ábra. A Podságai-forrás helye az Alsó- és Felsőpodsága között kb. feleúton jelölt kolostor mellett van
Fig. 3. The spring of Podsága is located between the Alsó- (Lower) and Felső (Upper) Podsága midway near to the church

A forrásra vonatkozó első ismertetés Téglási Ercsei Józseftől származik, aki 1836-ban látogatta meg a forrást és 1837-ben jelent meg ismertetése. Ercsei e forrásra vonatkozó anyagát *DÉNES* (2005) ismertette a Karsztfejlődés konferencián, ezért ebből itt csak a megértéshez szükséges néhány részletet idézek:

„Havasaljában, Alsó-Podságától három negyedóra távolságra, csillámpala bérczből kiemelkedik egy magas mészhegy „Bozsor" nevű, mellynek ... aljában, vízfelületen csak néhány hüvelykkel felül, van egy lófő idomú

és nagyságú üreg... Az alsó üregből, időszakonként víz omlik ki, omlását zajgással jelentő és innen nevezik őt „bőgő-lyuk"-nak,..."

Tíz év múlva *KŐVÁRI* (1847) ennyit ír a forrásról:

„... Van Tordamegyében az Aranyos mellékin Possága nevű havasi faluban egy más [forrás] *ismét, mely vizét csak hosszú és rendetlen időközök után, és akkor is csak kevés időre önti ki."*

Kővári öt évvel később megjelenő és ismertebb művében (*KŐVÁRI* 1853) – helyi ismeretek hiányában gyakorlatilag átveszi Ercsei leírását – hiszen hivatkozik is rá. A későbbi félreértések forrása azonban az, hogy az Ercsei által helyesen megnevezett Bozsor hegyet Bozsor falunak tünteti fel, melyet az Aranyos partjához helyez.

A következő irodalmi említés *BIELZ* (1884) nevéhez fűződik, aki felülbírálja Kővárit, mely szerint nyomdai vagy elírási hiba a Boszor (!) falu, mely helységnév egész Magyarországon nincsen, ámde van a hasonló hangzású Ponor (Kis-Ponor, Ponorel) a Kis-Aranyos mentén, Topánfalvától 9 km-re nyugatra. És ide helyezve ismerteti a Bőgő-lyukat gyakorlatilag teljesen megegyezve az Ercsei ill. Kővári által leírtakkal. Podságánál azonban nem ismer forrást.

A következő irodalmi adat az *EKME ÚTI-KALAUZ MAGYARORSZÁG ERDÉLYI RÉSZÉBEN* (1891) már mindkét helyen leír időszaki forrást. Kis-Ponor (Ponorel) mellett – nyilván Bielz alapján – ismerteti a Bőgő-lyukat, valamint külön a „*potságai"* időszakos forrást.

Az ezt követő irodalmi adatok már csak a podságai forrást említik, nyilvánvalónak látszik, hogy Bielz erőltetett névmagyarázata nem állja meg ba helyét.

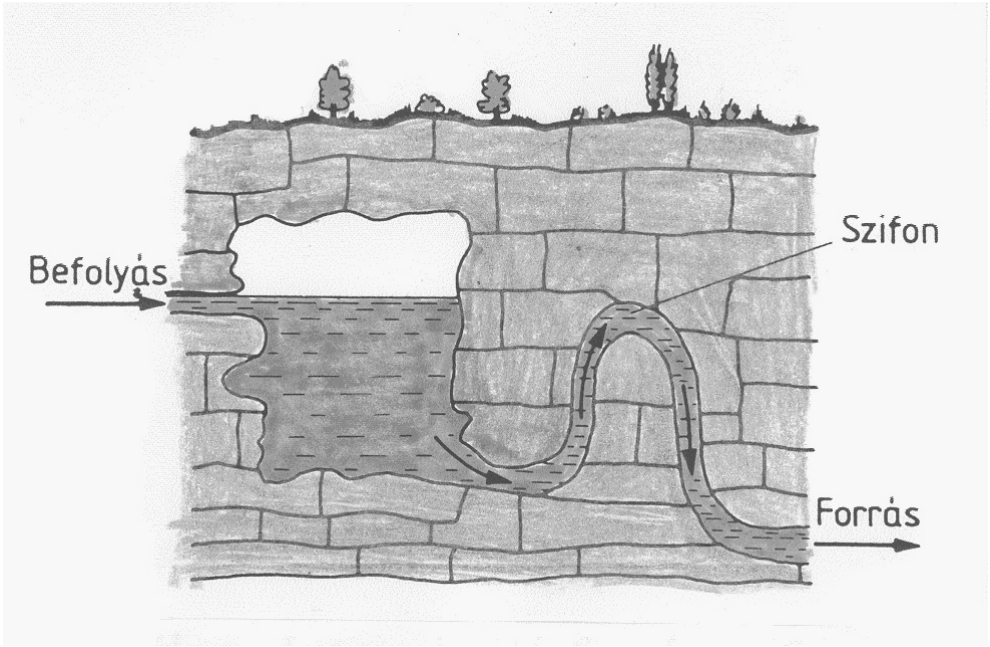
A forrás működésére vonatkozó első információ is az első leírótól, Ercseitől származik: „*Ezen üreg nehány órai időközt tartva, meg-megbődül, jelenti, hogy vizet fog ontani*."

Az EKME úti-kalauz szerint „*időnként, földalatti moraj kíséretében, víz ömlik ki, s 10–15 percnyi folyás után ismét eláll. Esős időben minden 5–20 perczben ismétlődik. Nagy szárazságban 40–50 perczig is kell várakoznunk újabb megjelenésére."*

A forrás jellemzését *TULOGDI* (1971) cikkében idézett I. A. Maxim 1941-ben adta meg, mely szerint egy vízgyűjtő medencéjű, egyrit-musú forrás.

A forrással kapcsolatos két legfrissebb információ ellentmond egymásnak. *KOSZTA NAGY* (1998) szerint a „*két karsztforrás – helyiek megnevezése szerint a Jeredeu és Bujorul – tavasszal 8–10 percenként, az év többi szakaszában óránként váltakozva bugyog föl a mélyből és önti ki vizét a patakba."* Nyilvánvalóan a Feredő- és a Bozsor-forrásról van szó, de

a szerző minden bizonnyal személyes tapasztalatok nélkül írta ismertetését, ellenkező esetben fel kellett volna tűnni, hogy csak a Bozsor-forrás az időszakos.



4. ábra. Intermittáló forrás elvi rajza
Szabó József: A víz földrajza
(In: BORSY Z. 1993)
Fig. 4. A schematic draw of the siphon sprting

Az egy évvel később megjelent útikalauz (*PALCZER* 1999) szerint „*a szépen díszített kolostor és fatemplom közelében található ... Izvorul Bujor* [Buzsor-forrás], *amely régebben időszakosan feltörő volt."*

Természetesen előfordulhat, hogy egy forrás időszakossága megszűnik (a karszt fejlődik), de az is lehetséges, hogy a megfigyelőnek éppen nem volt szerencséje egy kitörést sem elkapni.

Végül visszatérve Ercseihez, a forrás működését – az ő szóhasználatával élve – *a' szivárvány csők természetének elméletéből"* vezeti le, azaz a mai ismereteinknek megfelelő magyarázatot talál a forrás működésére. Dénes Gy. azt írja: „*Nincs tudomásom róla, hogy ő előtte valaki e jelenségre ilyen magyarázatot publikált volna*."

Megpróbáltan utánajárni a kérdésnek. Az *Általános természetföldrajz* tankönyv (*BORSY* szerk. 1993) szerint az intermittáló források mechanizmusát (*4. ábra*) Darcy fejtette meg a l9. században (sajnos iro-

dalmi hivatkozás nélkül). Ezért csak feltételezem, hogy arról a vízépítő mérnökről van szó, aki a talajvíz mozgásának, szivárgásának alaptörvényét megalkotta 1856-ban (Darcy-törvény). Darcy 1803–1858 között élt. Alkotó ereje az 50-es években teljesedett ki, nem valószínű, hogy a szivornyás forrásokkal kapcsolatos elmélete 1837 – azaz Ercsei felismerése előtt – született volna meg. Ezek alapján – hacsak ezt megcáfoló, bizonyító erejű irodalom nem kerül elő – el kell fogadnunk, hogy Ercsei elsőként ismerte fel a szivornyás források működésének elvét Célszerű lenne a nemzetközi szpeleológiai irodalomban is közzétenni és a szakmai körökben is tudatosítani ezt a kétségtelenül korai magyar felismerést.

5. További időszakos források a régi irodalomban

A 19. századi irodalom még néhány időszakos forrást megemlít:

„Egeresi Feredő

Egeres falu, Kolozsvártól nyugotra. Határán egy völgy rétjén, hat öl átmérőjű posványos tócsa van, neve Feredő; de rendesen bivalok feredője.

Mélysége annyira áll, hogy ismeretlennek állítják. Sem ki nem foly, sem belé nem semmi. S olykor a legtisztább időben csak duzzadásba indul, s a feltoluló víz, mint egy ár csak ömölni kezd ki, s úgy elönti a rétet, hogy néha a közelében eső széna-rendeket is elhajtja” (*KŐVÁRI* 1953).

„Feneketlen-tó

Bánfi-Hunyad és Szentkirály között van ezen Feneketlennek keresztelt tó. Tulajdonkép ez is egy kerek, három ölnyi átmérőjű tócsa.

Ez minden ősszel felbuzog, majd egy öl magasságra; s 48 órai játék után ismét elszűnik” (*KŐVÁRI* 1953).

Valea Izbuk

A Meleg-Szamos egyik főágába siet a Valea Izbuk (Izbuk-völgy). A szerző szerint az Izbuk szó intermittáló forrást jelent, tehát a völgy terasza közelében vagy alatt ilyen forrás keresendő (*BIELZ* 1884).

Plésa Ponorului forrása

Csucsa vasútállomásától északra a Körös völgyéből emelkedik ki a Plésa Ponorului sziklás triász mészkő csúcsa. A hegy északi részén egy számtalan töbörrel teli fennsík van, mely a Szilágy vármegyei Tusza falu területéhez tartozik.

A mészkőfennsík északi peremén fakad a hideg Izbuk forrás, mely a Berettyó folyó eredetét képezi, és nevének megfelelően kifolyásának időszakos megszakításaival tűnik ki, tehát az intermittáló forrásokhoz kell sorolnunk (*BIELZ* 1884).

Mindkét utóbbi esetben a kiinduló állítás téves, mert az Izbuk megnevezést valamennyi nagy karsztforrásra alkalmazzák.

A fentiekben olvasható – meglehetősen kevés konkrét adatot tartalmazó – ismertetések alapján e forrásokat, melyekről az újabb irodalmak sem tesznek említést, nem sorolhatjuk a szivornyás források közé.

IRODALOM

ÁPRILY L. (1985): A podságai forrás – Áprily Lajos összegyűjtött versei és drámái – Magvető Kiadó. 119 p.

BIELZ, E. A. (1884): Beitrag zur Höhlenkunde Siebenbürgens – IV. Jahrbuch des Siebenbürgischen Karpathenvereins, Hermannstadt. p. 57–63.

BORSY Z. szerk. (1993): Általános természetföldrajz – Nemzeti Tankönyvkiadó, p. 248–249.

DÉNES GY. (2005): Téglási Ercsei József 1836. évi nyomjelzéses karsztvízrajzi összefüggés-vizsgálata: és az intermittáló források működésének magyarázata – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 15–27.

EMKE úti-kalauz Magyarország erdélyi részében (1891) – Kolozsvár, p. 101–102., 105.

HAZSLINSZKY T. (2007): Czárán Gyula szerepe a bihari barlangok megismerésében, feltárásában – Karsztfejlődés XII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 5–12.

HAZSLINSZKY T.–MAUCHA L. (2003): Szivornyás források a Kárpát-medencében – Karsztfejlődés VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 145–172.

KOSZTA NAGY I. (1998): Erdély – Cartographia, Budapest 1998.

KŐVÁRI L. (1847): Erdély statistikája – Kolozsvártt, 59 p.

KŐVÁRI L. (1853): Erdély földe ritkaságai – Kolozsvár, p. 237–238.

MIHUTIA S. (1904): A vaskóhi mészkő-fensík hydrographiai viszonyai – Földrajzi Közlemények, p. 1–31.

PALCZER J. (1999): Gyalui-havasok - Turisztikai kalauz, Erdély hegyei 6. - Pallas Akadémiai Kiadó, Csíkszereda, 70 p.

PINCZÉS Z. (1997): Az Erdélyi-peremhegyvidék természeti földrajza – Debrecen, p. 54–57.

PLINIUS ifj. (1981): Levelek (ford. Borzsák I. et al.) – Európa Könyvkiadó, p. 134–135. 30. fej.

SCHMIDL. A. (1863). Das Bihar-Gebirge – Wien, 58 p.

TÉGLÁSI ERCSEI J (1837*)*: Utazások nemes Torda vármegye alsó kerületének nevezetesebb járásaiban. Második cikkely. Lupsai járás (Folytatás) – Nemzeti Társalkodó. II. félév. 6. sz. p. 89–90.
TULOGDI J. (1971): Kiegészítés ifj. Bartha Lajos cikkéhez – Karszt és Barlang II. p. 70.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 87-102.

A BÜKKI KARSZTVÍZÉSZLELŐ RENDSZER HIÁNYZÓ MÉRÉSI ADATAINAK PÓTLÁSA; VÍZSZINT ELŐREJELZÉS

NÉMETH ÁGNES - LÉNÁRT LÁSZLÓ - KOVÁCS BALÁZS

Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék, H-3515 Miskolc-Egyetemváros nemeth.agnes85@gmail.com; hgll@uni-miskolc.hu; modflow@gmail.com

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. During monitoring of the measurement points, instrument and measurement error have led to data gaps in the time-series of the water level, which correlations (between the different measurement points) are very important, however until now any reliable "replacement solution" has not been found. Knowing all values of the entire time-series, we can predict the changes of the karst water level caused by the precipitation, for example the flood or drought. Thus, we propose corresponding protective measures. In addition knowing the relationship between the time-series, in one hand less measurement could also be sufficient and in the other hand it can eliminate the gaps in the time series. Using 15 years time-series of 6 monitoring places (these wells had the more comprehensive and detailed time series available), and a monitoring station of precipitation, firstly I investigate the correspondence between the water level data and the precipitation. In some cases we can see, that the diagrams are very similar, and their development over time too. Another solution of the missing data of the time-series is the self-learning algorithm, based on artificial intelligence learning. Time series were supposed like multiple functions by the self-learning algorithm, which can transform simpler forms (function). Both methods provided very appropriate solution of the replacement of the missing data and prediction, even so maybe using the sophisticated method we can get more reliable result in the future.

1. Bevezetés

A Miskolci Egyetem Hidrogeológia - Mérnökgeológia Tanszékét 1992-ben bízták meg a Bükkben érintett vízmű Rt-k a bükki karsztvízszint előrejelzés kidolgozásához szükséges sokévi karsztvízszint adatsor kimérésének munkálataival. Ennek egyik kiváltó oka az volt, hogy a korábbi években igencsak veszélybe került a terület vízellátása. Az elmúlt 47 évben tartósan is előfordult rendkívüli aszály és rendkívüli csapadékbőség (*LÉNÁRT 2005, 2008*).

A mérések során műszerhibákból, mérési hibákból adathiányok álltak elő, melyek pótlására még nem született megnyugtató megoldás. A karsztvízszint adatok feltételezett korrelációja viszont több okból is meghatározó: teljes adatsorból ugyanis előre jelezhetők a nem kívánatos csapadék okozta vízszintváltozások (aszály és árvíz), és ezzel együtt a megfelelő óvintézkedések is előre megtervezhetők. Az összefüggések ismeretében hosszú távon kevesebb mérés is elegendő, és az előforduló mérési hibák is könnyebben kiküszöbölhetőek.

Hat megfigyelőhely és egy csapadékmérőhely legutóbbi 15 éves adatsorát felhasználva az adatpótláshoz első megközelítésben az egyes megfigyelőhelyeken mért vízszintadatok csapadékkal való kapcsolatát vizsgáltuk.

A karsztvízszint - adathiányok pótlására két lehetőséggel éltünk. Abban az esetben, ha több, hasonló lefutású görbénk ismert rövidebb időszakra, akkor ezek meglévő értékeihez viszonyítva az adathiányok pótlása egyszerűbb ‚módon lehetséges, melynek alapját a regressziós vizsgálat (lineáris korreláció) adja. Hosszabb időszakokban azonban már összetettebb a feladat. Mind a geológiai mind a hidrológiai, mind az éghajlati tényezők máshogy jelentkeznek a különböző mérési helyeken, különböző időben, így ezek megnehezítik az esetleges korrelációk megtalálásának a lehetőségét.

A Szegedi Tudományegyetem Számítógépes Algoritmusok és Mesterséges Intelligencia Tanszékén évek óta folynak kutatások idősorok elemzésének, pótlásának és előrejelzésének új matematikai, mesterséges intelligencia alapú megoldásaira. A háromfős kutatócsoport részére eljuttattuk a bükki karvízszint-megfigyelőrendszer adatait, akik a módszer fejlesztése és tesztelése érdekében elvégezték a futtatásokat, aminek hidrogeológiai - karsztvízföldtani kiértékelését mi végeztük el.

2. Az adatpótlás lehetőségei

Az eddigi kutatási eredmények alapján a mérési rendszer legfontosabb tagja a Nagymezőn lévő Nv-17 figyelőkút s ebből történt a Bükkre általánosítható összefüggések megfogalmazása.

A vízszint adatsorok korrelációs vizsgálatát először lineáris, majd egyéb, magasabb fokú regresszióval kezdték. Az adatsorok naponkénti lépcsőkben történő eltolásával megkeresték a legszorosabb kapcsolatot, és az így kapott eltolási időtartam megadta a két mérőhely közti késleltetési időt. Legegyszerűbben a lineáris korreláció értelmezhető, ezért a továbbiakban ez került felhasználásra: két észlelőhely korábbi kapcsolatának súlyozott átlagából létrehoztak egy korrigált adatsort.

Kétféle lehetőséget tételeztünk fel a karsztvízszint-adatok hiányának pótlására. Az első lehetőség az egyszerűbben kivitelezhető, lényegében hasonló a korábbi módszerhez: amennyiben az adatok egy emelkedési, vagy csökkenési szakasz részeként, nem túl nagy időintervallumban hiányoznak, azok pótlása interpolációval, vagy regressziós vizsgálattal lehetséges. Mi a regressziós módszert használjuk.

A másik lehetőség már némileg összetettebb. A következő vizsgálatokat végeztük:

• Először a vízszintadatok hatékony csapadékcsoportokkal való kapcsolatára próbáltunk összefüggéseket keresni. Megnéztük, hogy a különböző megfigyelőhelyek a hatékony csapadékcsoportra való reagálása hány nap után következik be, majd azt is, hogy ugyanezen csapadékcsoport hatására mikor érik el a vízszintek a maximum értékeiket. Ezekből az adatpárokból meghatároztuk a görbék emelkedési szögét (iránytangensét) Megjegyeznénk, hogy a téli hónapokban a reagálási idő, és ebből kifolyólag a maximális vízszint eléréséhez szükséges idő több mint 10 nap (előfordult 45 nap is), ezt a késői, hirtelen felmelegedést követő olvadás okozhatja, ezért valószínűleg ezen adatokat a későbbiekben külön kell vizsgálni.

• Ezután megnéztük a csapadékcsoport kezdete és a reagálási idő, a csapadékcsoport kezdete és a maximum elérése között eltelt idő, és az emelkedés nagyságának kapcsolatát. A tapasztalat azt mutatja, hogy a csapadékcsoportokra való reagálások és a maximumok elérése minden egyes megfigyelőhelyen hasonlóan alakulnak, a legtöbb esetben pár napos eltérések figyelhetők meg.

Nagyon jó korrelációt mutat az Szinva-forrás és Garadna-forrás: néhány esettől eltekintve (ezek a téli hóolvadást követő időpontok) a csapadékra történő reakcióik (főleg a reagálási idők) majdnem ugyanazon a napokon következnek be. Ez azért is lesz fontos, mert az egyikből becsülni tudjuk a másik hiányosságát. Mivel ismerjük a csapadékcsoport kezdetét, 1-2 napos eltéréssel jó közelítést tudunk adni mind a görbék emelkedésének kezdeti időpontjaira, mind a maximális vízszint eléréséhez.

Ugyanezt állapíthatjuk meg a Felsőtárkány Sz-5 és az Miskolctapolca 2. sz. megfigyelőhelyek esetében is, de itt is fenntartással kell élnünk a téli hónapokban. Azt is tudjuk azonban, hogy a Felsőtárkány Sz-5-re jellemző magas vízállás csak a 2000-es évtől tapasztalható, így a pótlás csak ettől az időponttól kezdve lehetséges. Mindezek ellenére a Miskolctapolca 2. sz. termelés hatására történő heves reagálásai miatt sem a regressziós, sem az összetett módszerrel nem pótolhatók az adathiányok.

Ha ugyancsak eltekintünk a hóolvadás és a kora tavaszi esőzések okozta vízszintemelkedésektől, N-17-re és a Tebepuszta-1-re (Tbp-1) is ráillik a fenti megállapítás, kiegészülve még azzal, hogy a Tbp-1 reagálásai általában korábban kezdődnek. Ha a megállapítást felhasználjuk, és átlagoljuk a követési időket, akkor:

- a reagálási idők közötti különbség: a Szinva-forrás és Garadna-forrás között 0 nap, a Felsőtárkány Sz-5 és Miskolctapolca 2.sz. figyelőkút között 3 nap, és a Nagyvisnyó-17 és a Tebepuszta-1 között pedig 1 nap lesz az eltérés értéke.

- a maximum eléréséhez szükséges időtartam közötti különbség: a Szinva-forrás és a Garadna-forrás között 0 nap, Nagyvisnyó-17 és a Tebepuszta-1 között 5 nap, Felsőtárkány Sz-5 és Miskolctapolca 2. sz. figyelőkút között 1 nap.

3. Az egyszerűen elvégezhető pótlások

Az egyszerűen elvégezhető adatpótlások csoportjába azokat az adathiányokat soroltuk, melyek vagy egy emelkedési, vagy egy lecsengési időszak nem túl hosszú időtartama alatt adódtak.

Első lépésben megvizsgáltuk a különböző görbék regressziós kapcsolatát. Ez alapján választottuk ki a legszorosabb korrelációt mutató görbepárokat, s a továbbiakban ezeket együtt használtuk az adathiányok kiegészítésére. Azonban a feladatot megnehezítette az a tény, hogy csaknem minden görbénél az adathiányok néhány esetben közel azonos időszakokban léptek fel – feltehetően szisztematikus mérési- vagy műszerhiba miatt – , ezért ilyenkor a második legszorosabb korrelációt mutató adatrendszer került felhasználásra. Így előfordult, hogy egy összefüggő adathiány pótlása két másik megfigyelőhely adataiból készült el.

4. Az összetett adatpótlás

Összetett adatpótlás alatt azok a vizsgálatok értendők, melyek nemcsak egy emelkedési vagy lecsengési szakasz intervallumába esnek, hanem több hónapot, esetleg évet átölelnek. A korrekciók:

● A hatékony csapadékcsoportra történő legszorosabb reagálást illetve maximumot mutató megfigyelőhelyeket továbbiakban páronként vizsgáltuk. A kiszámított átlag értékek segítségével megkaptuk azoknak a megfigyelőhelyeknek is a reagálási, illetve maximum elérési időpontjait, melyek még hiányoztak. (Megjegyzendő, hogy bizonyos esetben mindkét figyelőhely vízszintadata hiányzott, így ilyenkor más évek átlagából pótoltuk a hiányokat.)

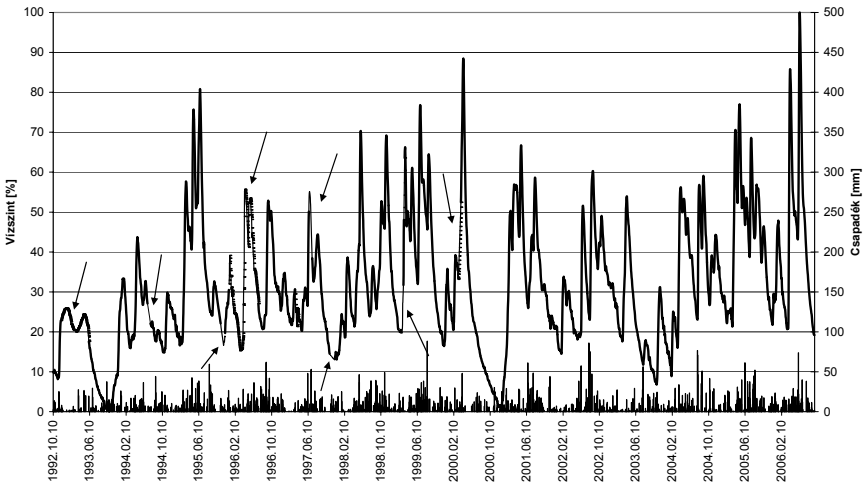
● Következő lépésben a hiányzó iránytangenseket pótoltuk az egyes megfigyelőhelyek esetében. Három alaphelyzet fordult elő:

- Ha csak a reagálási időpontot kellett pótolni, akkor az árhullám emelkedésének, vagy lecsengésének (esetenként mindkettőnek) az iránytangensét véve könnyen vissza tudtuk számolni azt. Ugyanígy működik ellenkező esetben is, amikor a maximum időpontja hiányzik.
- Ha reagálási és maximum időpont sincs, akkor a többi év átlagából megnéztük a szóba jöhető időpontokat, hiszen sok esetben közel azonos nap

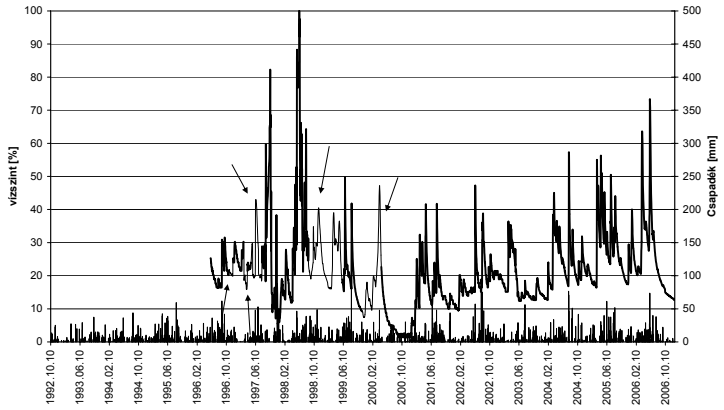
után következik be a csapadékra történő reagálás. Ezek után már csak a megfelelő csapadékcsoporthoz kellett illeszteni az eredményt.
- Ha ugyancsak hiányzik a reagálási időpont, és a maximum időpontja is, akkor a további megfigyelőhelyek időpontjaira támaszkodva az előző fejezetben számolt átlagreagálásokat és átlagmaximumokat használtuk a hiányok pótlására. (A pontosabb eredmény érdekében érdemes minél több esetet megvizsgálni)

Miután az iránytangenseket, és az emelkedési és lecsengési szakaszok kezdeteit és maximumait megkaptuk, az előző fejezetben készített regressziós összefüggéseket felhasználva, a késleltetési idő függvényében néhányszor lehetőség nyílt a vízszintek pótlására. Előfordult az is (pl.: Szinvaforrásnál), hogy semmilyen regressziós összefüggés nem hozott megnyugtató megoldást, ilyen esetekben a megfigyelőhely további emelkedési vagy csökkenési szakaszainak eltolásával történt a pótlás.

Az *1. ábrán* az Nv-17 adatsora található, megkülönböztetve az egyszerű, az összetett, és a felülvizsgálat után el nem fogadott pótlásokat. Ez utóbbi esetben csak 40-50 cm-es különbséget tapasztaltunk a korábbi és az általunk kapott pótlások között.

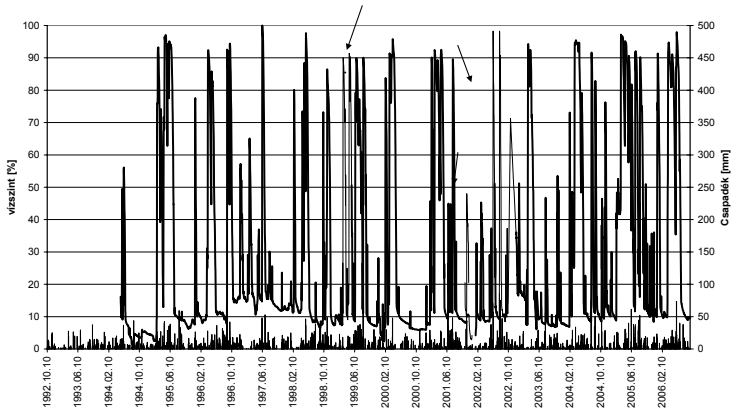


1. ábra: Az Nv-17 egyszerű, és felülvizsgált pótlásai, vékony vonal:pótlások, vastag vonal: mért értékék
Fig. 1: The simple and multiple completion of the Nv-17, thick lines: measured values, thin lines: completioned values



2. ábra: A Garadna-forrás egyszerű, és összetett pótlásai, vékony vonal:pótlások, vastag vonal: mért értékék
Fig.2: The simple and multiple completion of the Garadna-spring, thick lines: measured values, thin lines: completioned values

A *2. ábrán* a Garadna-forrás regresszióval, illetve összetett vizsgálattal történő pótlásai láthatók. A legtöbb esetben az Nv-17 vízszint-észlelőkúttal mutatott regressziós kapcsolata alapján történt a hiányzó értékek pótlása.

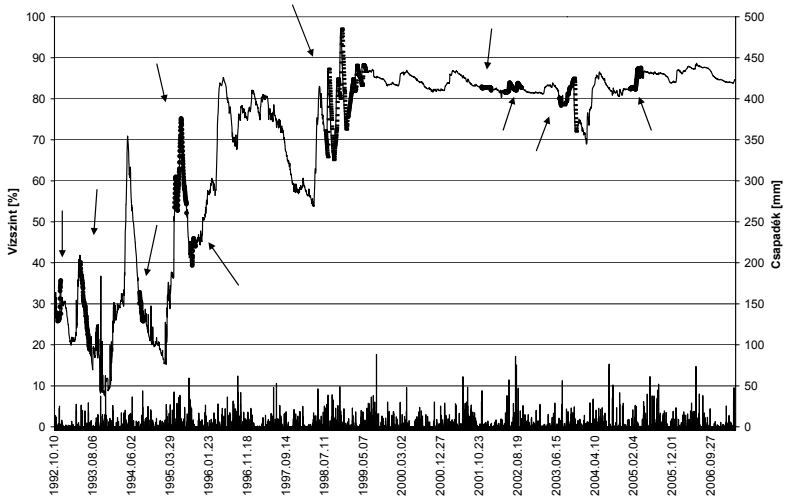


3. ábra: A Szinva-forrás egyszerű, és összetett pótlásai, vékony vonal pótlások, vastag vonal: mért értékék
Fig.3: The simple and multiple completion of the Szinva-spring, thick lines: measured values, thin lines: completioned values

A Szinva-forrás pótlásait a *3. ábra* mutatja. Mint azt már korábban is megállapítottuk, annak ellenére, hogy a Garadna-forrás vízszint változásá-

nak jellegével mutatta a legszorosabb kapcsolatot, hiányzó vízszintjeinek pótlásai mégis az Nv-17 vízszintadatainak felhasználásával adódtak. Ennek oka az, maga az árhullám alakja sem növekvő, sem a csökkenő ágában nem mutat a Garadna-forráséval hasonlóságot.

A Felsőtárkány Sz-5 pótlásait mind a Nagyvisnyó-17, mind a Tebepuszta-1 vízszintadatainak alkalmazásával nyertük, melyek a *4. ábrán* találhatók.



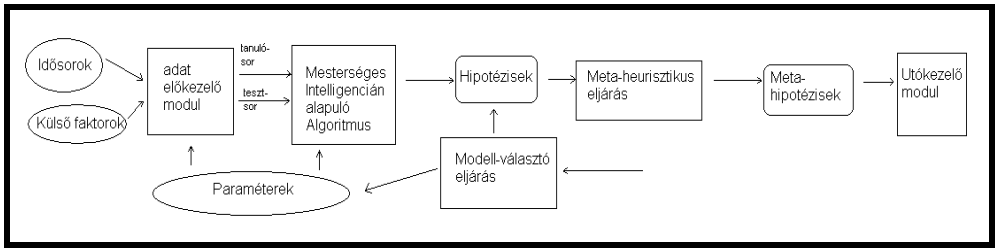
4. ábra: Felsőtárkány, Sz-5 figyelőkút pótlásai , vékony vonal: mért értékék, vastag vonal: pótlások
Fig.4: The simple and multiple completion of the Felsőtárkány Sz-5, thick lines: completioned values, thin lines: measured values

5. A neuron hálózaton alapuló megoldás

A vízszint-idősorok pótlásának és előrejelzésének matematikai jellegű értelmezése neuronhálózatok alapján történhet. A vízszint-idősorokat többváltozós függvényként tételezték fel, melyek egyenessé transzformálásához szükséges függvények megtalálásához öntanuló algoritmusokat használtak. Az algoritmusok úgy keresik a transzformált térben az idősort legjobban közelítő egyenest, hogy mérik a közelítés hibáját, majd ezt minimalizálni próbálják. A hiba nagyságát az n dimenziós térben vizsgálják, aminek lokális és abszolút minimumhelyei lehetnek. Annak érdekében, hogy lehetőleg a modell megtalálja az abszolút minimumhelyeket, ezért a hibaminimum keresés során lehetőség van a lokális minimumot jelentő térségekből való kilépésre (*Szarvas 2003).*

A Szegedi Tudományegyetem Számítógépes Algoritmusok és Mesterséges Intelligencia Tanszékén évek óta folynak kutatások különféle problémák mesterséges intelligencián alapuló megoldásaira. A Busa-Fekete Róbert, Ormándi Róbert, Szarvas György alkotta kutatócsoport idősorok elemzésével és pótlásával új matematikai megoldások kidolgozásával foglalkozik, akik részére Szanyi János hidrogeológus támogatásával számos vízföldtani észlelési adatsort, köztük a bükki karvízszint-megfigyelőrendszer adatait is eljuttattuk. A Szegedi Tudományegyetemen elvégezték a futtatásokat a módszer fejlesztése és tesztelése érdekében, aminek hidrogeológiai – karsztvízföldtani értékelését magunk végeztük el.

A neurális hálózatok működése két fő fázisra különíthető. Az első fázisban, melyet tanulásnak nevezünk, eltároljuk a háló struktúrájába a kívánt információ-feldolgozó eljárást, majd a másodikban a tárolt eljárás felhasználásával végezzük el az információ-feldolgozást *(5. ábra, JUHOS – SZARVAS 2003):*



5. ábra: A neuron hálózat működésének elvi rajza
Fig. 5: The time-series completion, prediction framework

Először a vízszint-idő függvény egy előzetes matematikai szűrésen megy keresztül, aminek célja a transzformált térbeli illesztések lehetségessé tétele. Ilyen szűrések során az eredeti adatrendszer kis mértékben módosul, amennyiben a függvényről valamilyen kiugró érték pl. mérési hiba kerül kiszűrésre akkor a minőség javul, de a szűrésnek hasznos információk is áldozatul eshetnek, ami a végén az adatpótlás vagy az előrejelzés minőségében jelentkezik. A szűrés során egyben megtörténik az adatsor normalizálása, a magas dimenziójú paraméterek dimenziójának csökkentése. Ennek megfelelően a vízszintváltozások abszolút nagysága a matematikai megoldás során az eredményeket nem befolyásolja.

Aztán a két részre osztott adatok a tanuló algoritmusba kerülnek, ahol a tanuló modul a rendszer tanítását végzi – a rendelkezésre álló adatokon, illetve megfelelő paraméter-beállítás mellett. Az ún. hipotézisek terében – többdimenziós tér, az input adatokon az összes szóba jöhető szabályszerűség – keressük a tanulási példánkra legjobban illeszkedőt. Ezután, - a

jobb tanulás érdekében – a megtanult hipotézis helyességét a teszthalmazon ellenőrizzük, és mérjük annak hibáját. A hiba egy „jósági" – fitness – függvényt határoz meg, melynek értékét heurisztikus kereséssel, a mi esetünkben szimulált hűtéssel (SA, Simulated Anheating) próbáljuk maximalizálni. A maximum érték meghatározásával a rendszer egy jó hipotézist állít fel a meglévő adatok segítségével. A keresés végén kapott fitness függvény értékét meghatározva döntünk arról, hogy optimum-e vagy nem, ha nem, akkor újraindítjuk a tanulókat a maradék (eredeti) tréninghalmazon, amivel a hipotézis folyamatosan javul. A modell- választó a legjobb hipotézis megtalálásáig finomítja az értéket, miközben a beállításokat az egész iteráció alatt megőrzi.

A megfelelő hipotézis megtalálása után a hipotéziseket egy ún. meta-heurisztikus eljárással tovább finomítjuk, meta-hipotéziseket gyártva, melyek közül az egyik megadja a pótlás illetve az előrejelzés jövőbeli értékét. Egy ún. választó – decision – függvény segítségével kiválasztjuk azt a legjobb hipotézist, ami a teszt-sorozat legkisebb empirikus hibáját tartalmazza.

Végül, miután az első lépésben az adatokat normalizálták, a végső eredmény eléréséhez az utókezelő modulban az adatok denormalizálása történik.

A számítások során kétféle algoritmust, az ANN-t (Artifical Neural Network) és az SVR-t (Support Vector Regression) használtak fel, miközben az adatpótlások során egy vagy több egyidejű idősor adataiból is próbáltak számításokat végezni. Az előrejelzések során értelemszerűen további adatsorok felhasználása nem lehetséges, hiszen azokat sem ismerjük, ugyanakkor a transzformációs-függvények képzéséhez más közeli mérőpontok vízszint vagy csapadék-adatai is felhasználhatók.

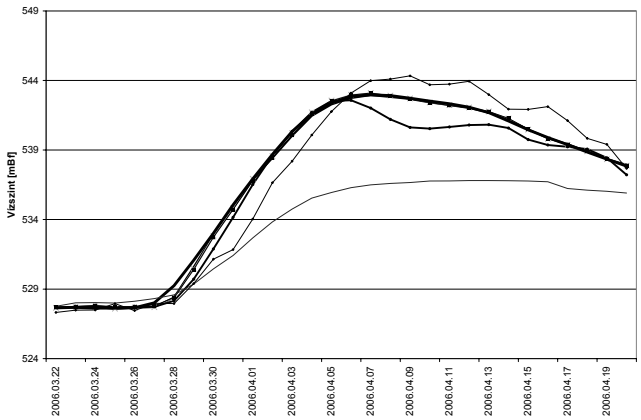
6. A neuron hálózatok alkalmazásával kapott eredmények

Az adatok pótlására a kiválasztott évet megelőző év ugyanazon hónapját használták fel. Minden egyes módszernél inputként kétféle bemeneti információval közelítettek: az egyik esetben kizárólag az Nagyvisnyó-17 adatait használták, másik esetben pedig az Nv-17 adataihoz hozzárendelték még a Tebepuszta-1 és a csapadék adatokat is, melyeket zajként, illetve beágyazott, magas dimenziójú adatként értelmeztek.

A vizsgálatok során kétféle adat-felhasználási metodikát alkalmaztak. Az egyik – amiket a továbbiakban „nem görgetett" vízszint adatsornak neveztek el – abból adódott, hogy az adatok pótlása csak a meglévő, mért adatok transzformációjával történt. A másik megoldásban – „*görgetett*" vízszintadatok – viszont a hiányzó vízszint adatokat már a korábban megjósolt

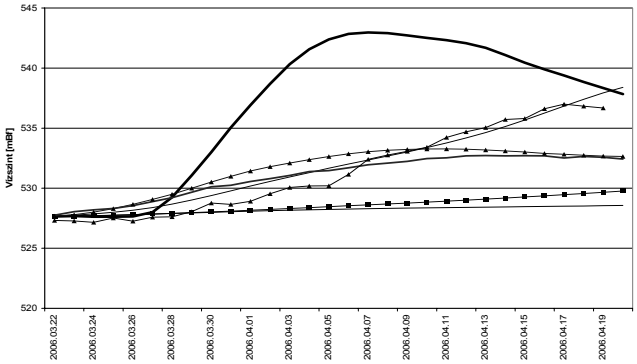
adatok felhasználásával, és azok transzformációjával pótolták. A módszer lényege az, hogy a mért vízszintekből megjósoljuk a következő napra várható vízszintet, majd az azt követő nap pótlását a mért és az előtte lévő, megjósolt nap értékeiből is számítjuk. Ebben az esetben azonban több a hibakeletkezés lehetősége, hiszen az előre jelzett (jósolt) adatok már önmagukban is tartalmazhatnak valamennyi hiba-paramétert, és ezek halmozása az újabb adatok pótlásában csak növeli az újonnan kapott értékek hibáit. Amint a *7. ábrán* is jól látszik, ez a megoldás semelyik vízszintváltozásnál nem adott elfogadható megoldást, a későbbiekben tehát a görgetett adatsorból történő pótlásokat kizártnak tekintjük (elkészítettük mind a három hónap görgetett adatsorral történő futtatások eredményeit, azonban helyhiány miatt nem részleteznénk – mindhárom eset alátámasztja a megállapítást).

Azonban azt meg kell jegyezni, hogy más területeken, ahol ilyen hirtelen, ugrásszerű változások nem jellemzőek, pl. talajvízszintek előrejelzésénél ez a fajta hiba-halmozásos módszer megfelelő eredménnyel, szolgálhat.



6. ábra: 15 m-es vízszintváltozások összehasonlítása a különböző algoritmusok alkalmazásával, nem görgetett adatsorokkal
Fig.6: Comparison of the big water level changes whit the different algorithms using not rolled time-series, thick line: the measured values, thin lines: provided by all algorithms

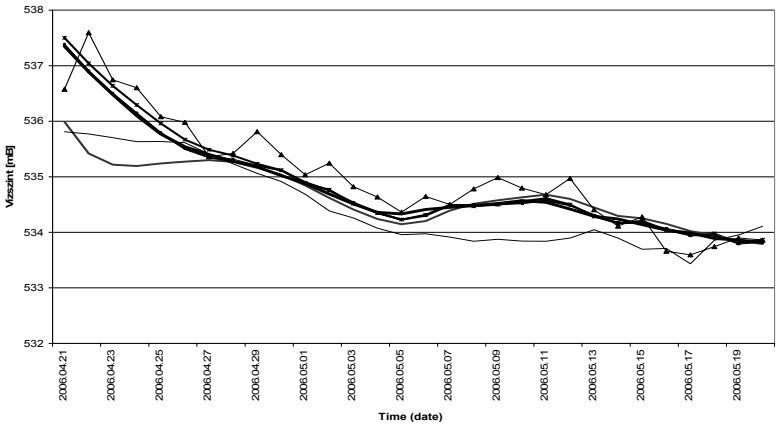
A *6. és 7. ábrán* a lehetséges öntanuló algoritmusok alkalmazásával nyert eredményeket ábrázoltuk a kiválasztott legnagyobb vízszintingadozást (15 m) mutató hónap lefuttatásával (2006.03.22 – 2006.04.20.). Az első csak a mért értékekből történő adatpótlást mutatja, a második pedig a mért értékek és a már megjósolt értékek további felhalmozásából adódó pótlást.



7. ábra: 15 m-es vízszintváltozások összehasonlítása a különböző algoritmusok alkalmazásával, görgetett adatsorokkal, vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: az algoritmusok által szolgáltatott megoldások
Fig. 7: Comparison of the big water level changes whit the different algorithms using rolled time-series, *thick line: the measured values, thin lines: provided by all algorithms*

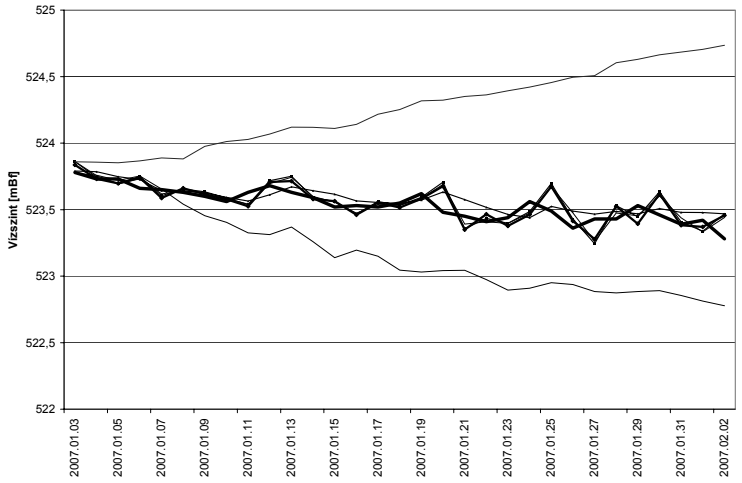
Legjobb illeszkedést az LS-SVR módszer, rbf transzformációjával kaptunk, zaj - és magas dimenziójú inputparaméterek nélkül.

A *8. ábra* szintén az összes lehetséges öntanuló algoritmus által kapott eredményt mutatja az eredeti mért adatok alkalmazásával, különböző input-paraméterek betáplálásával, azzal a különbséggel, hogy a vizsgált időszakban a vízszintváltozások 6-7 m közöttiek (2006.04.21 – 2006.05.21). Az SVR polynomiális illesztése, zaj beadásával adta a legjobb megoldást.



8. ábra: 6-7 m-es vízszintváltozások összehasonlítása a különböző algoritmusok alkalmazásával, nem görgetett adatsorokkal, vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: az algoritmusok által szolgáltatott megoldások
Fig. 8: Comparison of the middle water level changes whit the different algorithms using not rolled time-series, thick line: the measured values, thin lines: provided by all algorithms

A két fenti adatpótlás eredményeihez hasonlóan a kis vízszintváltozású adatsor különböző algoritmusokon történő lefuttatása után a legjobb illeszkedést nyújtó módszer az SVR volt – szintén nem görgetett adatsorral *(9. ábra)* –, zaj betáplálásával.



9. ábra: 1-1,5 m-es vízszintváltozások összehasonlítása a különböző algoritmusok alkalmazásával,nem görgetett adatsorokkal, vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: az algoritmusok által szolgáltatott megoldások
Fig.9: Comparison of the little water level changes whit the different algorithms using not rolled time-series, thick line: the measured values, thin lines: provided by all algorithms

A fentiek szerint tehát az SVR öntanuló algoritmus két különböző bemeneti információval/paraméterrel szolgáltatta a legjobb illeszkedést a három választott - különböző vízszintváltozású - adatsorra.

Érdemes kicsit részletesebben elemezni a nagy vízszintváltozású görbéknél kapott eredményt, hiszen ezen görbék közül a zaj, és magas dimenziójú paraméter betáplálása nélkül kapott görbe (függvény) adta a legjobban illeszkedő megoldást, annak ellenére, hogy a gyakorlatba azt feltételeznénk, hogy épp az ilyen nagy változásoknál szükséges a hatékony csapadékcsoportok ismerete. A másik két esetben (kicsi, illetve közepes vízszintváltozásnál) viszont a zaj input paraméterként való használatával nyertük a legszorosabb kapcsolatot a mért és pótolt értékek között. Ennek valószínűleg az az oka, hogy a tavaszi esőzések és hóolvadások hatására csaknem minden évben hasonló trendet mutatnak a vízszintértékek (nagy ugrású hónap, 2006. 03. 22 – 2006. 04. 20.), az árhullám megemelkedik. Az ezt kö-

vetkező időszakban (közepes ugrás, 2006.04.21 – 2006. 05. 20) viszont a csapadék mennyiségétől függően tovább emelkedik a karsztvízszint, vagy pedig leürül, ezért van szükség a külső tényezők ismeretére. A téli hónapban történt vizsgálatnál is hasonló indokból adhatott jobb megoldást a külső paraméterek felhasználása (2007. 01. 03 – 2007. 02. 02.), többször előfordult már ugyanis csapadékban bő, enyhe tél, amikor a talaj felső részét nem borította hó, és a víz akadály nélkül eljutott a karsztvíztárolókig. Nem kell azonban szem elől téveszteni azt a tényt sem, hogy a második legpontosabb illesztést mindhárom hónapban – a kicsi illetve közepes vízszintváltozású idősornál a különbséget csak a módszer zaj nélküli változata jelenti – az SVR módszer ugyanazon függvény-transzformációja (polynomiális illesztése) szolgáltatja, ugyanúgy hiba-paraméter hozzáadása nélkül.

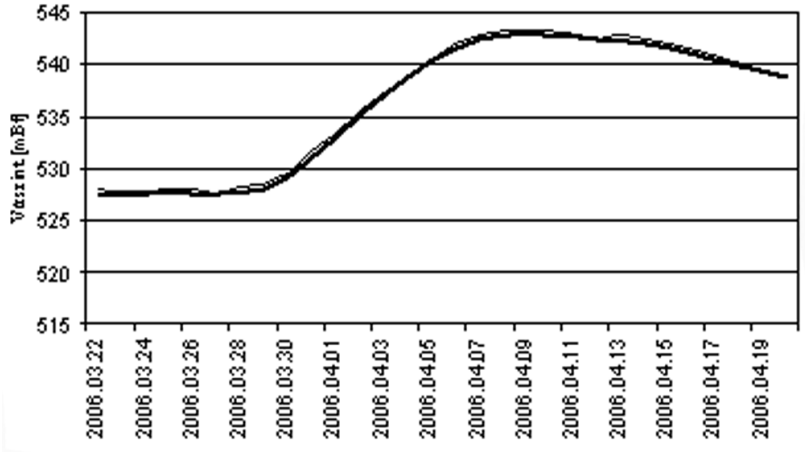
Összességében tehát megállapítható, hogy mindhárom idősornál az eredményként kapott legjobb és az utána következő hiba-érték közötti különbség 0,004-0,01 m közé esik, ami két dolgot jelent a jövőbeli pótlások alakulását tekintve. Az egyik, hogy nem feltétlenül kapunk rossz eredményt, ha nem ismerjük a csapadék- ill. éghajlati viszonyokat, vagy más megfigyelőhelyek vízszint-adatsorát. A másik pedig, ha 1 hónapnál is hosszabb időszakban kívánjuk a hiányzó értékeket pótolni – tehát előfordulhat 1-20 m közötti vízszintváltozás is -, akkor elfogadható megoldást kaphatunk, ha zaj nélküli inputokkal, csak az SVR (poly) algoritmust használjuk a hiányzó vízszintek pótlására.

7. Karsztvízszintek előrejelzésének eredményei neuronhálózatok felhasználásával

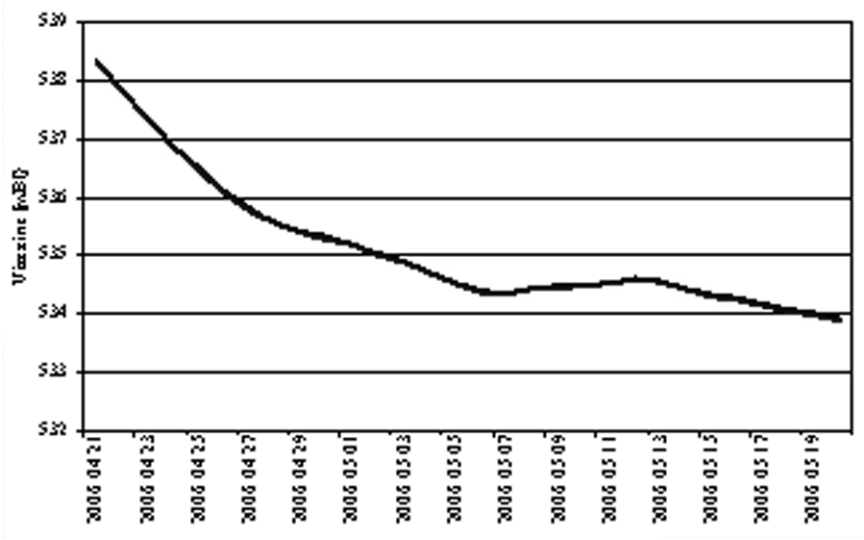
Karsztvízszint-adatsorok mesterséges intelligencián alapuló neuron hálózatokkal történő előrejelzése ugyanolyan elven működik, mint (ugyanazon) adatsorok hiányainak pótlására alkalmazott módszer, annyi különbséggel, míg az adatpótlások során egy vagy több (egyidejű) adatsor adatait is felhasználhattuk a számítások elvégzésére, addig az előrejelzések során értelemszerűen további adatsorok nem állnak rendelkezésre a feladat megoldása érdekében, hiszen azokat nem ismerjük. Ugyanakkor a transzformációs-függvények képzéséhez más közeli mérőpontok vízszint vagy csapadék-adatai is felhasználhatók.

Az ANN és SVR (rbf és polinomos illesztés) mesterséges intelligencián alapuló algoritmusokkal kapott eredmények közül előrejelzésnél a tréning-sorozaton történő összehasonlítás után szintén az SVR módszer, rbf (rule based forecast/meghatározott szabályokon alapuló előrejelzés) típusú illesztése nyújtotta a legpontosabb illesztéseket, annyi különbséggel, hogy a

kiválasztott mindhárom hónapnál külső faktor betáplálásával történt a jövőbeli adatok becslése. Ennek főleg az lehet az oka, hogy előrejelzésnél jövőbeli értékeket nem ismerünk, ezért lehet szükség egy másik (hasonló) adatsor felhasználására is.

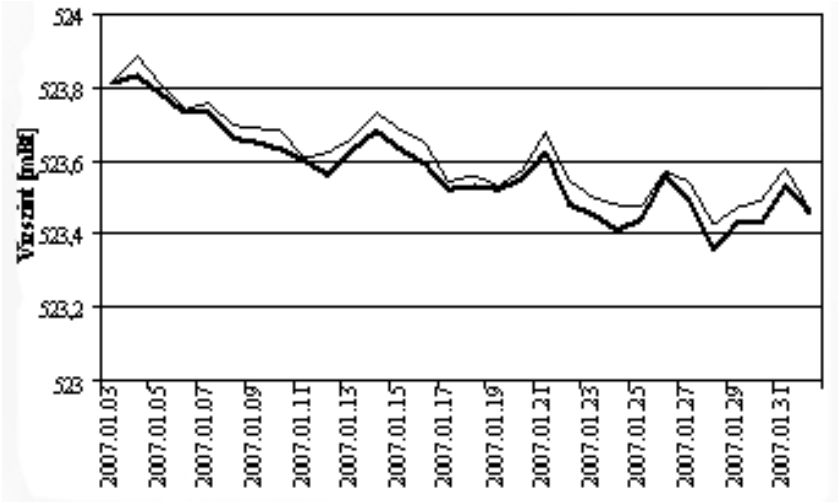


10. ábra: Előrejelzés LS-SVR módszer, rbf típusú illesztésével, zaj betáplálásával, nagy vízszintváltozású adatsoron, vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: előre jelzett értékek
Fig. 10: Forecast of the big water level changes of LS-SVR (rbf) method using noise, thick line: measured values, thin line: the forecasted



11. ábra: Előrejelzés LS-SVR módszer, rbf típusú illesztésével, zaj betáplálásával, közepes vízszintváltozású adatsoron, vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: előre jelzett értékek
Fig. 11: Forecast of the middle water level changes of LS-SVR (rbf) method using noise, thick line: measured values, thin line: the forecasted

A *10-12-es ábrák* a legpontosabb illesztések eredményeit mutatják a három különböző vízszintváltozás esetén. Mindhárom ábrán nagyon szépen követik egymást a becsült illetve a valódi értékek görbéi, mind a kisebb, nagyobb vízszintváltozások „*játékai*" megmutatkoznak. Hidrogeológiai szempontból mindenképpen elfogadható a közelítéssel szolgál az SVR öntanuló algoritmus, rbf típusú illesztése.



12. ábra: Előrejelzés LS-SVR módszer, rbf típusú illesztésével, zaj betáplálásával, kicsi vízszintváltozású adatsoron , vastag vonal: mért értékek, vékony vonal: előre jelzett értékek
Fig. 12.: Forecast of the little water level changes of LS-SVR (rbf) method using noise, thick line: measured values, thin line: the forecasted

Összefoglalás, javaslatok

A regresszió módszer alkalmazásával az adathiányok majdnem minden esetben pótolhatóak, vagy egy ugyanazon évben jelenlévő másik észlelőhely/észlelőhelyek vízszintadatai segítségével, vagy pedig az ugyanazon észlelőhely másik éveiben, ugyanerre az időszakra ismert értékei alapján. A valós, mért és „*becsült*" (számított) értékek közötti eltérés a legtöbb esetben cm-es nagyságrendűnek adódott, előfordult azonban dm-es nagyságrendű különbség is. Az Nv-17 nagyon sok esetben jó viszonyítási alapul szolgál, számos helyen – adathiányt kivéve – jó korrelációt mutat a vízszint-adatsorok nagy részével.

A neuron hálózaton alapuló megoldás eredményei alapján megállapítható, hogy karsztvízszint-adatsorok pótlására illetve előrejelzésére neuron hálózatok alkalmazása megfelelő megoldással szolgált, mind adatpótlásnál, mind előrejelzésnél a SVR (Support Vector Regression), rbf (rule based forecast) típusú illesztése adta a legpontosabb vízszintértékeket, azzal a kü-

lönbséggel – amit sejteni is lehetett –, hogy adatpótlásnál külső faktor alkalmazása nélkül, előrejelzésnél pedig külső faktor alkalmazásával nyertük a legjobb illesztéseket. Valószínűleg ennek az oka, hogy míg pótlásnál a vízszint-adatsoron „*korábbi és későbbi*" információk is rendelkezésünkre állnak, addig előrejelzésnél nem ismerjük az idősorok jövőbeli alakulást.

A vízszint idősorok pótlására, előrejelzésére mindkét módszer megoldása elfogadható –a valós vízszintértékekhez képest igen közeli – vízszintértékeket nyújtott. Regressziós vizsgálatnál cm-es és dm-es – de előfordult, hogy m-es - különbségek adódtak a mért és számított vízszintek között; az öntanuló algoritmusok által kapott megoldások pedig – nagy vízszintváltozások előrejelzésétől eltekintve, ami 2 m-es eltérést is mutatott – 20 cm alatti hibabecsléssel közelítették a karsztvízszinteket. Tehát megállapíthatjuk, hogy ezen vizsgálatok eredményei is alátámasztják a bükki karsztrendszer összefüggő voltát.

Bár hidrogeológiai szempontból a jövőben mindkét eljárással megfelelő pontossággal tudjuk becsülni a hiányzó vízszintértékeket, és előre jelezni a nem kívánatos csapadék okozta vízszintváltozásokat, a továbbiakban a matematikai alapon történő, öntanuló algoritmusok által kapott eredmények felhasználását javasoljuk. Bár igaz, hogy az idősorok futtatásához időre van szükség, de a későbbiekben hosszú távú előrejelzésekhez és pótlásokhoz mindenképpen pontosabb megoldás nyújthat.

IRODALOM

LÉNÁRT, L. (2005): Some aspects of the „3E's" (Economics-Environment-Ethics) model for sustainable water usage in the transboundary Slovakian and Aggtelek karst region based on some examples from the Bükk Mountains. - PhD disszertáció, Kassa/Kosice.

LÉNÁRT, L. (2008): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere XVII. - Miskolci Vízművek zRt, Észak-magyarországi Regionális Vízművek zRt, Heves megyei Vízművek zRt., Mezőkövesdi VG zRt, Smaragd GSH-Kft, Miskolci Egyetem megbízás.

SZARVAS, GY. (2003): Mesterséges neuronhálók felhasználása idősorok előrejelzésében. - SZTE, Informatikai Tanszékcsoport.

JUHOS, I. – SZARVAS, GY. (2003): Intelligent forecast with Dimension Reduction, Dep. of Computer Algorithms and Artificial Intelligence - Uni of SZ & Research Group on AI, Hungarian Acad. of Science

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 103-116.

A GVOP 3.1.1.-2004-05-0530/3.0 VIMORE PROJEKT KERETÉBEN VÉGZETT BÜKKI, BARLANGI KARSZTHIDROLÓGIAI MÉRÉSEK ÖSSZEFOGLALÓ ÉRTÉKELÉSE

LÉNÁRT LÁSZLÓ[1] - LÉNÁRT EMESE ILDIKÓ[2]

[1] Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros; hgll@uni-miskolc.hu
[2] 3517 Miskolc, Palota u. 2

Abstract: We had measured water level and water temperature in 13 caves of Bükk on 17 measuring sites between December 3, 2005 and the summer of 2007, and in some cases until today; and on four sites, water conductivity. The measurement took place partly in cave streams, partly in syphons (syphon lakes). (The actual measurements were done by the Marcel Loubens Cave Research Association, led by Béla Juhász and László Kiss. They contributed to the measurements greatly. Emese Ildikó Lénárt and Péter Sűrű also took part in it as university students. The data processing was done fully by László Lénárt.) During the job partly measurement data series, partly reactions to precipitation was evaluated. (How fast the given measuring site reacted to external precipitation, and how great was the fluctuation, and how long was the decresing and the increasing side of the flow diagram.) Finally the charts were compared to the values measured in the monitoring wells and springs of the Bükk Karst Water Monitoring System. Based on the measurement data was decided in which cave do we wish to (able to) continue the measurements.

1. Bevezetés, a VIMORE projekt ismertetése

2005 elején a Smaragd-GSH Kft vezetésével, a Miskolci Egyetem és az Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság részvételével elnyertünk egy GVOP pályázatot „Vízgazdálkodási döntéseket támogató monitoring rendszer megvalósítása a Bükk-vidéken a fenntartható fejlődés érdekében" (VIMORE) címmel.

A vizsgálatsorozatnak felszíni és felszín alatti hidrogeológiai-hidrológiai mérések elvégzése is része volt, s ennek keretében 2005 legvégétől – amikorra elkészültek a barlangi mérésekre alkalmas eszközök – a Bükk 13 barlangjának 17 mérőhelyén vízszintet és vízhőmérsékletet, négy helyen pedig víz vezetőképességet mértünk. A tényleges méréseket Juhász Béla és Kiss László vezetésével és rendkívül aktív közreműködésével a Marcel Loubens Barlangkutató egyesület végezte. Az egyetemi hallgatók közül Lénárt Emese Ildikó és Sürű Péter vett részt a mérésekben, az utóbbi több előadást is tartott különböző fórumokon a mérésekről.

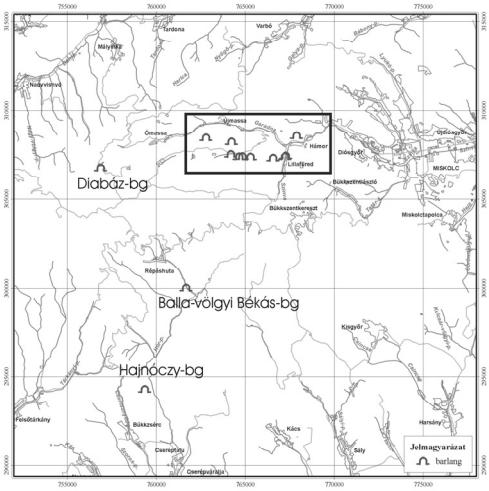
A projekt 2008.02.12-én zárult, az alábbi tartalmú 8 kötetes dokumentációval, melyet egy önálló térképmelléklet – melyet a konferencián poszterként is bemutattunk – tett teljessé:

- vízhozam körbemérések,
- adatbázis, térinformatikai rendszer,
- *monitoring tevékenység a VIMORE projekt alatt,*
- javaslattétel a vízháztartási elemek észlelőhálózatának kialakítására
- vízjogi létesítési engedélyezési terv a bükki egységes észlelőrendszer vízhozam mérő műtárgyainak telepítéséhez,
- Bükk karsztjának vízháztartási felülvizsgálata (a bükk éghajlati adottságainak általános jellemzése),
- Bükk karsztjának vízháztartási felülvizsgálata (a vízkészlet számítás egyes elemeinek meghatározása, vízkészlet számítás bemutatása),
- Bükk karsztjának vízháztartási felülvizsgálata (többjellemzők hidrogeológiai értelmezése, *felszíni és barlangi törmelékmozgás vizsgálata, karsztvízszintek észlelése barlangok, források és figyelőkutak vizeiben* – ezek alapján a karsztvízkészlet meghatározása),

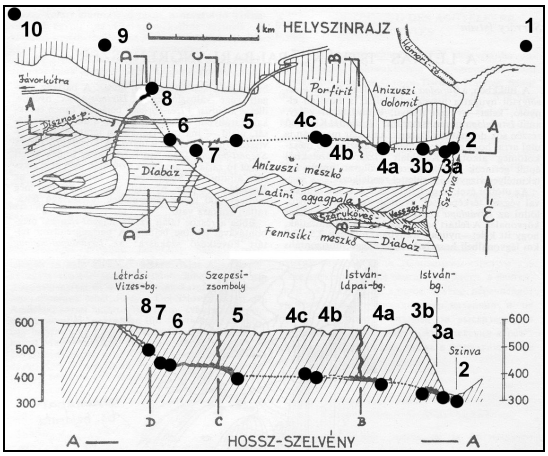
Jelen anyagunk a dőlttel kiemelt fejezetrészekhez illeszkedően készült.

2. A mérések helyszínei

A mérések helyeit az alábbi táblázatban foglaljuk össze. A mérőhelyeket az *1-3. ábrákon* láthatjuk, valamint a mérések-mérőhelyek jellegéről néhány képet az *1-2. képeken* is közlünk.

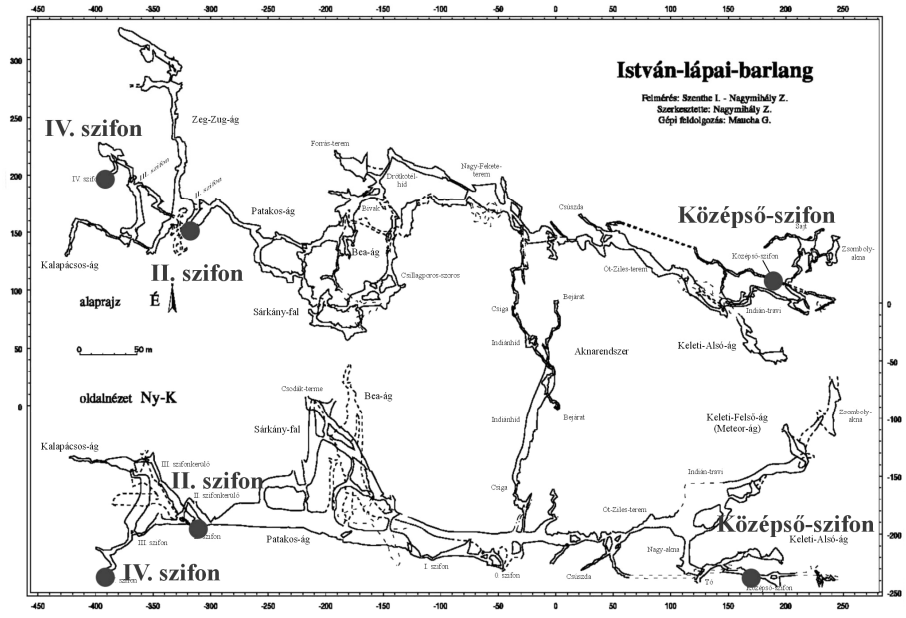


1. ábra. A barlangi mérések helyei [Smaragd-GSH 2007alaptérképét felhasználva Lénárt, 2008] (A négyszögben lévő barlangok neveit lásd a következő ábránál)
Figure 1. Cave measurements sites [Lénárt, 2008, based on the base map of Smaragd-GSH 2007] (See the names of caves in the square at the next figure)



2. ábra. Jávor-kút-Szinva-völgy közötti barlangi mérőhelyek [Sárváry 1969 alaptérképét felhasználva Lénárt, 2008] (A barlangok számozása: 1: Szeleta-zs, 2: Soltész-akna = Szinva-parti-bg, 3: Szt István-bg, 3a: Vasas-akna, 3b: Pokol, 4: István-lápai-bg, 4a: Keleti-ág, Középső-szifon, 4b: Nyugati-ág, II. szifon,4c: IV. szifon, 5: Szepesi-Láner-bgrendsz, Szepesi-rész, Tó, 6: Szepesi-Láner-bgrendsz, Láner-rész, Homokszifon, 7: Speizi-bg, 8: létrási Vizes-bg, 9: Jáspis-bg, 10: Fekete-bg.)

Figure 2. Cave measuring sites between Jávor-kút and Szinva-völgy [Lénárt, 2008 based on the base map of Sárváry 1969] (Numbering of caves: 1: Szeleta shaft cave, 2: Soltész shaft cave = Szinva-parti cave, 3: Szt István-cave, 3a: Vasas-shaft, 3b: Pokol, 4: István-lápai cave, 4a: Keleti-ág, Középső-syphon, 4b: Nyugati-ág, II. syphon,4c: IV. syphon, 5: Szepesi-Láne cave system, Szepesi area, Tó, 6: Szepesi-Láner cave system, Láner area, Homoksyphon, 7: Speizi cave, 8: Létrási Vizes cave, 9: Jáspis cave, 10: Fekete- cave.)



3. ábra. Mérőhelyek az István-lápai-barlangban [Szenthe -Nagymihály alaptérképét felhasználva Lénárt, 2008]
Figure 3. Measuring sites in István-lápai-cave [Lénárt, 2008, based on the map of Szenthe -Nagymihály]

1. kép. Barlangi mérőhelyek (István-lápai-bg, IV. szifon; Soltész-akna (Szinva-parti-bg) [Juhász, 2006]
Picture 1. Cave measuring sites (István-lápai cave, IV. syphon; Soltész shaft cave (Szinva-parti cave) [Juhász, 2006]

2.kép. Barlangi mérőhelyek [Szt. István-barlang, Pokol (vízzel kitöltve ill. „szárazon") [Juhász, 2006]
Picture 2 . Cave measuring sites [Szt. István-cave, Pokol (filled up with water and "dry") [Juhász, 2006]

I. táblázat
Table I.

Barlangi mérőhelyek
In-cave measuring sites

Barlang, barlangrész, mérőhely neve	Kataszteri szám	Mérési pont: y	Mérési pont: x	Mérési pont: z
Balla-völgyi-víznyelőbarlang (Békás-barlang) alja	5381-29	761690	300045	373
Diabáz-barlang, 30-as akna aljáról elmenő ág	5331-9	756842	306741	757
Fekete-barlang, I. szifon (végpont)	5372-8	762807	308584	405
Hajnóczy-barlang, Sromfi-ág, végpont	5382-2	759215	294340	379
Hajnóczy-barlang, Tsitsogó, csepegő víz összegyülekező helye	5382-2	759273	294345	404
István-lápai-barlang, II. szifon	5372-6	766233	307230	355
István-lápai-barlang, IV. szifon	5372-6	766160	307207	345
István-lápai-barlang, Középső-szifon	5372-6	766757	307180	315
Jáspis-barlang, végponti szifon	5372-100	764288	308378	393
Létrási-Vizes-barlang, Tó, végpont	5372-2	764383	307898	504
Speizi-barlang, végponti szifon	5372-47	764754	307576	463
Szeleta-zsomboly, patakos-ág, akna becsatlakozásánál	5363-51	767896	308649	270
Szent István-barlang, Pokol	5372-1	767053	307436	312
Szent István-barlang, Vasas-akna	5372-1	767173	307452	316
Szepesi-Láner-barlangrendszer, Láner rész, Homokszifon	5372-3	764834	307485	450
Szepesi-Láner-barlangrendszer, Szepesi lejárat, Tó, végpont	5372-3	765401	307433	405
Színva-parti-mésztufabarlang (Soltész-akna), szifon, végpont	5391-57	767270	307455	316

3. A mérés módszer, a mérési eszközök, a mérések feldolgozása

A méréseket DATAQUA 2002 típusú és egy esetben – a Fekete-barlangban – Eijkelkamp DIVER típusú mérőeszközökkel végeztük. A mérés gyakorisága 15-20-30 perc volt, az adatokat általában 3 havonta olvastuk ki laptoppal vagy PSION kinyerő egységgel. Minden esetben helyszíni, kézi – kalibráló – vízszintmérés is történt (természetesen, ha volt víz).

A kinyert adatok elmentése a mérést végzők és a feldolgozó részéről is mindig megtörtént.

A nyers adatokat gyári programmal konvertáltuk s a továbbiakban vagy a mérésenkénti adatokat használtuk fel, vagy a mérésekből készített napi átlagokat. (A részletesebb elemzéseknél az előbbieket, a hosszabb időre – több évre – vonatkozó vizsgálatoknál az utóbbiakat.)

4. Néhány jellemző mérési eredmény

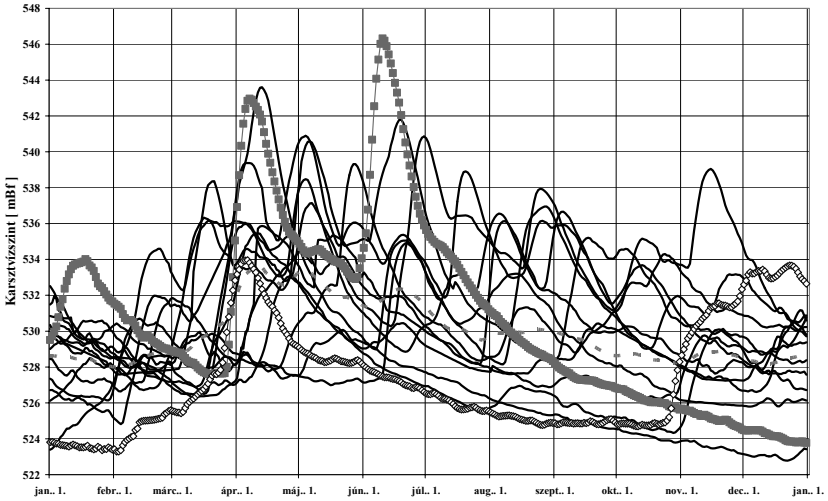
A barlangi mérési eredmények bemutatása előtt nézzük meg a *4. ábrán* látható sokéves karsztvízszint ingadozás mértékét a Nagymezőn lévő Nv-17 karsztvízszint figyelő kútból. A 2006-2007-es év eredményeit kiemeltük a többi közül egyrészt azért, mert a barlangi mérések e két évet fogták át, másrészt mert ebben a két évben egymáshoz képest is rendkívül eltérő módon mozgott a tetőhelyzetben lévő karsztvízszint.

2006-ban három nagy áradási csúcs volt, melynek május legvégi – június legeleji tagja az utóbbi 35 év legmagasabb karsztvízszintjét produkálta, komoly vízminőségi problémákat okozva Miskolcon. A harmadik árvízcsúcs után viszont az egyenletesen apadó ág csaknem 9 hónap hosszúságú volt és átnyúlt a 2007-es év elejére is. (Érdekes, hogy a hatalmas árvízcsúcs ellenére az évi átlagos vízszint közepesnek mondható és ha az azonos napi átlagokhoz viszonyítjuk a mért értékeket, az év 12 hónapjából összesen 5,5 hónapnyi időben átlag alatti volt a vízszint.)

A 2007-es év két árvízcsúccsal volt jellemezhető. Az első a tavaszi árvízcsúcsok közül a legkisebbek közé sorolható, de a decemberi csúcs – a vizsgált 17 év legmagasabb téli értéke – extrémnek mondható. (Ennek az volt az oka, hogy a csapadék nem hó, hanem eső formájában hullott ebben az időben a Bükkben.) A vizsgált időszak legalacsonyabb éves átlaghozama mellett 9,75 hónapban volt a vízszint az átlag alatt.

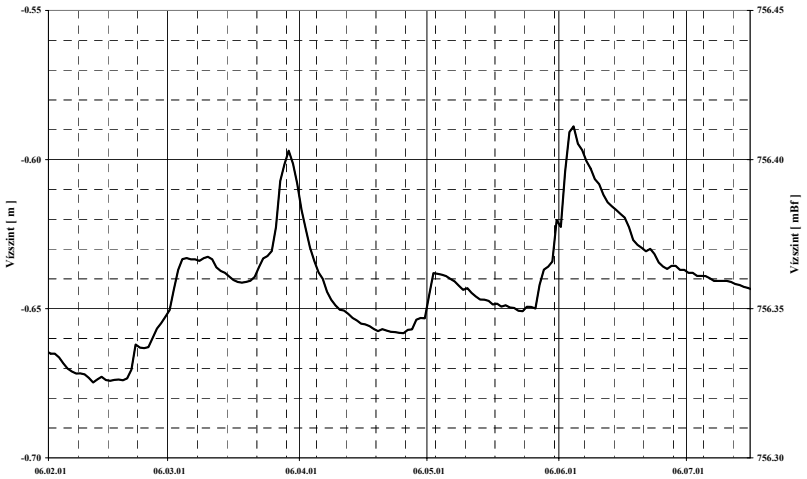
A Diabáz-barlangban a 2006. év első felében mért eredményeit az *5. ábrán* mutatjuk be. Jól látható, hogy mind a tavaszi, mind a nyári árvíz idején relatíve magas vízszint volt a barlangrészben, de két kisebb árvízcsúcs is látszik, ami az Nv-17 mérőhelyen nem, vagy csak igen kis mértékben jelenik meg.

Az István-lápai-barlang IV. szifonjában a 2006. évi tavaszi áradás nagyon szépen látszik (*6-8. ábrák)*. A vízszintemelkedés csaknem 40 m volt 7 nap alatt és utána tartósan azonos szinten volt 9 napig. Ez úgy képzelhető el, hogy a szifon vize valahol egy megcsapoló litoklázison – barlangágon? – át távozott. Viszont ez azt is jelenti, hogy amennyiben az a megcsapolás nem lett volna, a vízszint még magasabbra emelkedett volna.



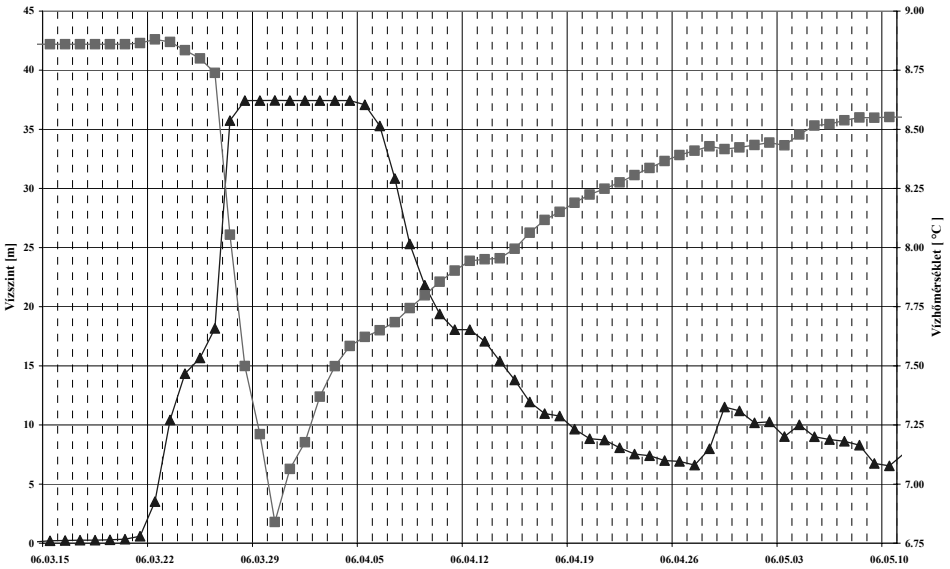
4. ábra Azonos napra rendezett vízszintek az Nv-17 karsztvízfigyelő kútban (Vastag szaggatott vonal: 1993-2008 átlag; négyzet és vékony vonal: 2006-os év; üres négyzet: 2007-es év; fekete közepes vonal: az összes többi év) [Lénárt, 2008]

Figure 4. Water levels arranged for the same day in the NV-17 karst water monitoring well (Thick broken line: 1993-2008 average; square and thin line: 2006; empty square: 2007; black medium line: all other years) [Lénárt, 2008]

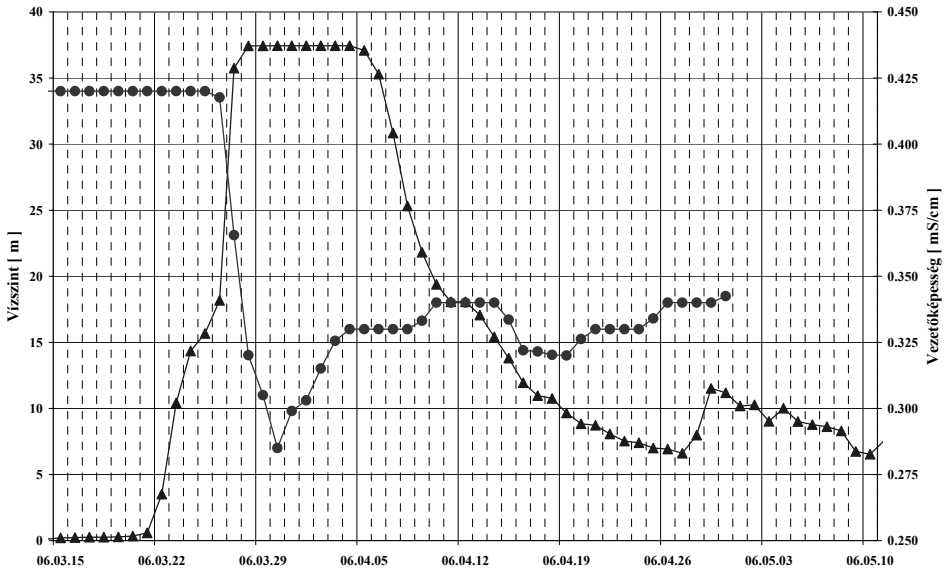


5. ábra. Diabáz-barlang, Nagy-akna talpa. 2006. évi tavaszi és nyári vízszint [Lénárt, 2007]

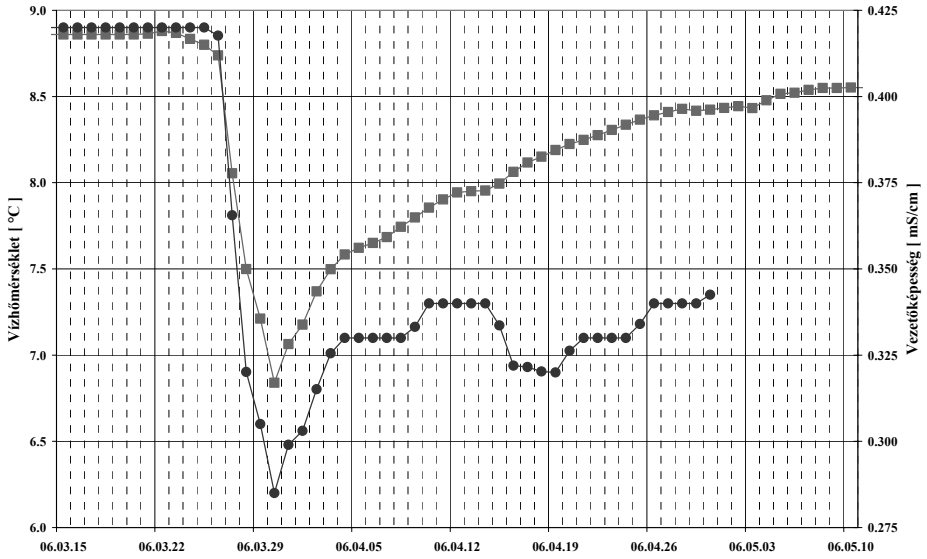
Figure 5. Diabáz-cave, bottom of Nagy shaft. Spring and summer of 2006 water level [Lénárt, 2007]



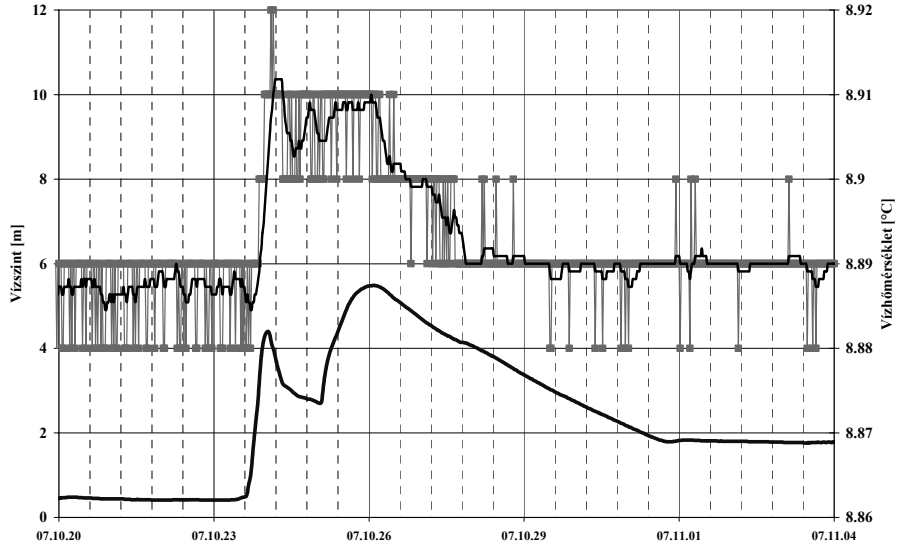
6. ábra. Tavaszi vízszint az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Háromszög: napi átlagos vízszint; négyzet: napi átlagos vízhőmérséklet) [Lénárt, 2006]
Figure 6. Spring water level in the IV. syphon of István-lápai-cave (Triangle: daily average water level; square: daily average water temperature) [Lénárt, 2006]



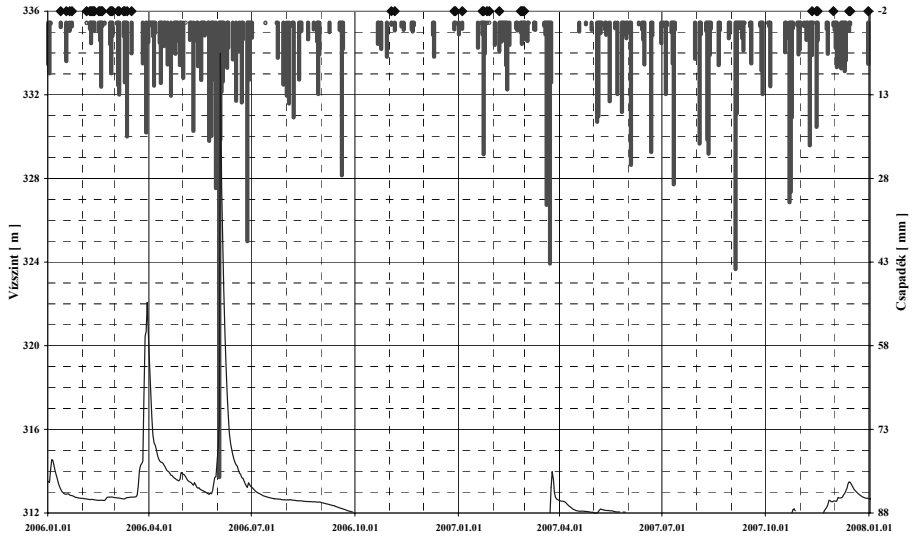
7. ábra. Tavaszi vízszint az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Háromszög: napi átlagos vízszint; pont: napi átlagos vízvezetőképesség) [Lénárt, 2006]
Figure 7. Spring water level in the IV. syphon of István-lápai-cave (Triangle: daily average water level; dots: daily average water conductivity) [Lénárt, 2006]



8. ábra. Tavaszi vízszint az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Pont: napi átlagos vízvezetőképesség; négyzet: napi átlagos vízhőmérséklet) [Lénárt, 2008]
Figure 8. Spring water level in the IV. syphon of István-lápai-cave (dots: daily average water conductivity; square: daily average water temperature) [Lénárt, 2008]



9. ábra. Őszi vízszint és vízhőmérséklet változás az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Folyamatos, vastag vonal: vízszint; vékony vonal négyzet jelölővel: vízhőmérséklet; mindkettő 30 percenkénti adat; folyamatos vékony vonal: 11 pontos csúszó átlag) [Lénárt, 2008]
Figure 9. Autumn water level and water temperature changes in the IV. syphon of István-lápai-cave (Continuous thick line: water level; thin line with marker: water temperature; both are data recorded at ever 30 minutes; continuous thin line: 11 point moving average) [Lénárt, 2008]



10. ábra. A Szt. István-barlang, Pokol-ág vízszintje (vékony vonal) és az ómassai csapadék (vastag függőleges vonal) kapcsolata (Rombusz: hó) [Lénárt, 2008]
Figure 10.Relationship between the water level of Pokol-ág of Szt. István-cave (thin line) and the precipitation of Ómassa (thick line) (diamond: snow) [Lénárt, 2008]

Megvizsgáltuk a vízszint és a vízhőmérséklet összefüggését is. Az látható (*6. ábra)*, hogy a vízszint emelkedésével a vízhőmérséklet először fokozatosan, majd ugrásszerűen hűl, melynek a legnagyobb értéke 2 °C-t is meghaladta. A tavaszi, hóolvadásból (*10. ábra)* származó víz hőmérséklete rövid idő után emelkedni kezdett, fokozatosan átvéve a kőzet hőmérsékletét, ill. a barlangba leérkeztek a melegebb, eső formájában hulló csapadékok is.

Teljesen hasonlóan reagált a víz vezetőképessége is (*7. ábra*). A magasabb érték az alacsonyabb vízszintnél volt, amikor a hosszú tartózkodási idő alatt több anyag tudott beoldódni a kőzetből. Viszont a gyors mozgású olvadékvizek oldóképessége kisebb lehet, ezért jelentősen csökkent a vezetőképesség. Később az eső formájában érkező csapadék hatására a vezetőképesség emelkedni kezdett.

A vízhőmérsékletet és a víz vezetőképességet együtt a *8. ábrán* mutatjuk be. A teljesen párhuzamos mozgás jól látszik. Sajnos, a víz vezetőképesség mérő egység meghibásodott, így a görbe vége értelmezhetetlen volt, elhagytuk. De április elejéig jó és érdekes adatokat nyertünk erről a helyről is.

A tavaszi helyzettel szemben (amikor a vízszint emelkedése hőmérsékletcsökkenéssel jár) ősszel fordított módon történik a vízhőmérséklet vál-

tozása. Az előző helyzethez képest nem túl jelentős, mindössze 4 m körüli vízszintváltozással párhuzamosan vízhőmérséklet emelkedés történik (*9. ábra*). Igaz, ez csak tized fokokban mérhető, de egyértelműen kimutatható. (Ez annak a csapadékcsoportnak a kezdő része, amely a 2007-es év végén jelentős karsztvízszint emelkedést okozott a Bükkben.)

A 2006-2007-es esztendők vízszintjét a *10. ábrán* mutatjuk be a Szt. István-barlang Pokol nevű részén lévő mérőhelyről. A csapadékokra való reagálás kitűnően látszik, valamint az is, hogy jelentős mértékű vizet tartalmazó csapadékcsoport szükséges ahhoz, hogy egyáltalán a víz megjelenjék a barlang adott részén. (Csak érdekességként: itt a barlangban ez a „megjelenési szint" – ami a bontás alját jelenti – 312 mBf-i értékű. A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszerben – röviden BKÉR – lévő Tbp-1 karsztvízfigyelő kút talpmélysége 302,5 mBf-i értékű, s gyakran süllyed a karsztvízszint a kút talpa alá. Azaz a méréseknek sokszor ilyen „*fizikai korlátai*" is lehetnek.)

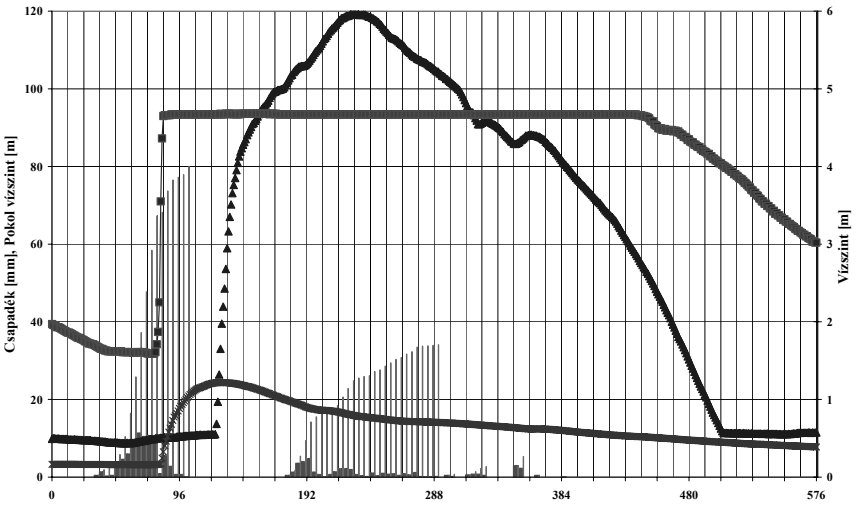
5. A nagy csapadékcsoportok és barlangi vízszintek összefüggése

A nagy (hatékony) csapadékcsoportoknak nevezzük azokat a csapadékokat, amikor egymást követő napon – maximum egy, esetleg két napos szünettel – hullik legalább 40-50 mm eső.

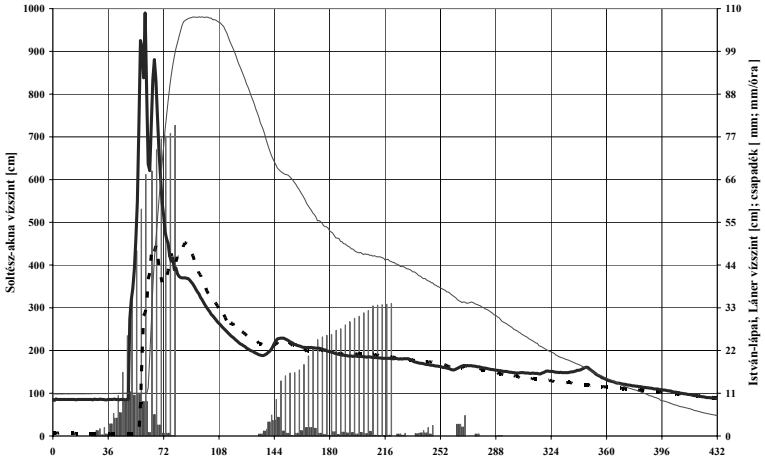
A *11-13. ábrákon* barlangi vízszintek reagálását vizsgáljuk nagy (hatékony) csapadékcsoportok hatására. A vízszintek mérése itt 15-20 percenként történt, az összehasonlításhoz az óránkénti csapadékadatokat használtuk fel. A *11-12. ábrákon* azt látjuk, hogy a vízszint emelkedése ugrás szerűen történik, a tartóssága viszont különböző. Két esetben megtörténik a vízszint „*lefejezése*" is. A Szt. István-barlang Vasas-aknájának az elvezető részét még nem találtuk meg, de a Soltész-akna esetében annak árvizi túlfolyója vezeti le az árhullám legfelső részét. Ami az összes mérőhelyhez tartozó barlangban azonos, hogy egyiknek sincs aktív víznyelője.

A csapadékra való reagálás ideje eltérő, de általában jellemző, hogy már a csapadékhullás időtartama alatt bekövetkezik, kivéve a Feketebarlangot, ahol ez több órával később történik. Az árhullám erősen aszimmetrikus és a következő napon hulló csapadék hatása nem mindenütt látszik.

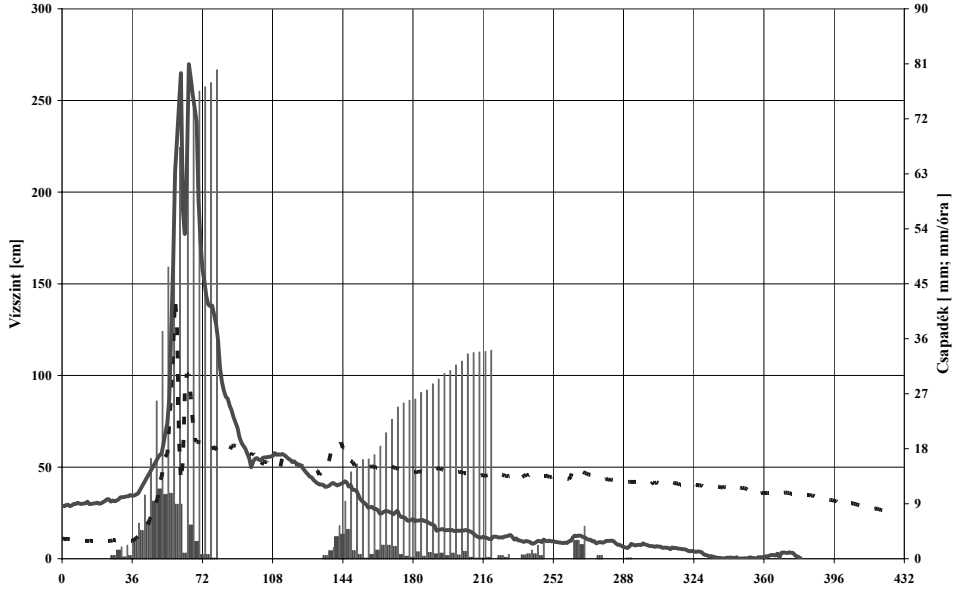
Ezzel szemben a *13. ábrán* látható árvízcsúcsok aktív víznyelő barlangokban alakulnak ki. Látható, hogy az árvízcsúcs nagyon éles, az árhullám csaknem szimmetrikus, de az árhullám indulása folyamatos. A következő napi csapadékra reagálnak, bár közel sem azonos mértékben, mint az előzőre.



11. ábra. A Szt. István-barlang Pokol-ág (kereszt), a Szt. István-bg Vasas-akna (négyzet és vékony vonal), a Fekete-barlang (háromszög) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag függőleges vonal), az összegzett csapadék (vékony függőleges vonal) 2006.06.02-06.07 között (15 perces mérések, 1 osztás 4 óra) [Lénárt, 2008]
Figure 11. Relationship between the water levels of Pokol-ág of Szt. István cave (cross), Vasas shaft of Szt. István-cave (square and thin line), the Fekete-cave (triangle) and the hourly precipitation measurement of Jávorkút (thick line), and the totaled precipitation (thin line) between 2006.06.02-06.07 (measurements in every 15 minutes, 1 marker is 4 hours) [Lénárt, 2008]



12. ábra. Az István-lápai-barlag II. szifon (vastag szaggatott vonal), a Láner-barlang (vastag folyamatos vonal), a Soltész-akna (vékony vonal) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag függőleges vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony függőleges vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (20 percenkénti mérések, 1 osztásköz 12 óra) [Lénárt, 2008]
Figure 12. Relationship between the water level of István-lápai cave II. syphon (thick broken), Láner-cave (thick continuous line), Soltész shaft cave (thin line) and the hourly precipitation measurement of Jávorkút (thick line), and the totaled precipitation (thin line) between 2006.06.02-06.07 (measurements in every 20 minutes, 1 marker is 12 hours) [Lénárt, 2008]



13. ábra. A létrási Vizes-barlag (vastag szaggatott vonal), a Speizi-barlang (vastag folyamatos vonal) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag függőleges vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony függőleges vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (20 percenkénti mérések, 1 osztásköz 12 óra) [Lénárt, 2008]
Figure 13. Relationship between the water level of Létrási Vizes cave (thin line), Speizi-cave (thick line) and the hourly precipitation measurement of Jávorkút (thick line), and the totaled precipitation (thin line)between 2006.06.02-06.07 (measurements in every 20 minutes, 1 marker is 12 hours) [Lénárt, 2008]

6. A barlangi mérések integrálhatósága a BKÉR mérőrendszerébe

A fentiek alapján látható, hogy a BKÉR mérőrendszerbe a barlangi mérések jól beilleszthetők, mivel további, pontosító információk nyerhetők a segítségükkel. Amennyiben a folytatásra módot találunk, az összedolgozást el fogjuk végezni.

7. A mérések folytatási lehetősége

A címben jelzett projekt előírása, hogy a méréseket – vagy annak legalább egy részét – folytatni kell. A Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület segítségével 8-10 helyen fogjuk a méréseket folytatni. (Mivel erre már nincs támogatás, ezért azt szakmai érdeklődésből és a műszerek állapotától függően tudjuk elvégezni.)

Következtetések

- A barlangi mérések jól beilleszthetők a BKÉR mérőrendszerbe, azokkal sok esetben pontosító információk nyerhetők.
- Mivel a barlangban a vízmozgás sokkal erőteljesebb, mint a karsztvízfigyelő kutakban, a vízhőmérsékletnek és a vízvezetőképességnek a vízszinttel való összefüggése lényegesen jobban vizsgálható.
- Több esetben sikerült árvízcsúcsok „*lefejezését*" is kimérni, ami további barlangjáratok feltárhatóságát is jelzi.
- A nyílt víznyelővel rendelkező barlangok esetén az árvízcsúcs kialakulásának jellege erősen eltérő a nyílt víznyelővel nem rendelkező barlangokhoz képest.

IRODALOM

SMARAGD-GSH Kft. – Miskolci Egyetem – Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (2008): Vízgazdálkodási döntéseket támogató monitoring rendszer megvalósítása a Bükk-vidéken a fenntartható fejlődés érdekében (benne: *Juhász B. fotói; Lénárt L*. szerkesztett ábrái 2006-2008)

SÁRVÁRY I. (1969): A Létrás-Istvánlápai-barlangrendszer = Karszt és Barlang, II. 53-54.

GAZDA A. (2003): Az István-lápai-barlang geológiai viszonyai és fejlődéstörténete Szakdolgozat, ELTE (benne: Szenthe-Nagymihály térkép).

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 117-134.

KARSZTOS TAVAK TÖRTÉNETE ÉS ÁLLAPOTVÁLTOZÁSAI AZ AGGTELEKI ÉS SZLOVÁK KARSZTOKON

SAMU ANDREA - KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: Karstic lakes belong to the natural values of karsts. Their genetics and development are different, which also means that in the interests of conservation they need different handling. In this study we deal with the history and changes in the state of the karstic lakes located on the Aggtelek karst and Slovak karst: the Aggteleki-lake, the Vörös- lake, the Kender-lake, the Papgödör-lake (Farárova jama), and lakes, which disappeared with the lapse of time: the Kardos-lake, the Nádas-lake, the Csernai-lake, the Gyökérréti-lake (Jašteričie-jazero) and the Büdös-lake (Smradl'avé jazero). Some of these have been very significant land elements, both important as habitat and aesthetic attraction. First as a result of unforeseen human activity then lately as the effect of the effort for their rescue the state of these lakes has changed remarkably. This study aims to overview the causes of the changes, which can help further research consent to the conservation of the lakes, important parts of the karstic heritage.

1. Bevezetés

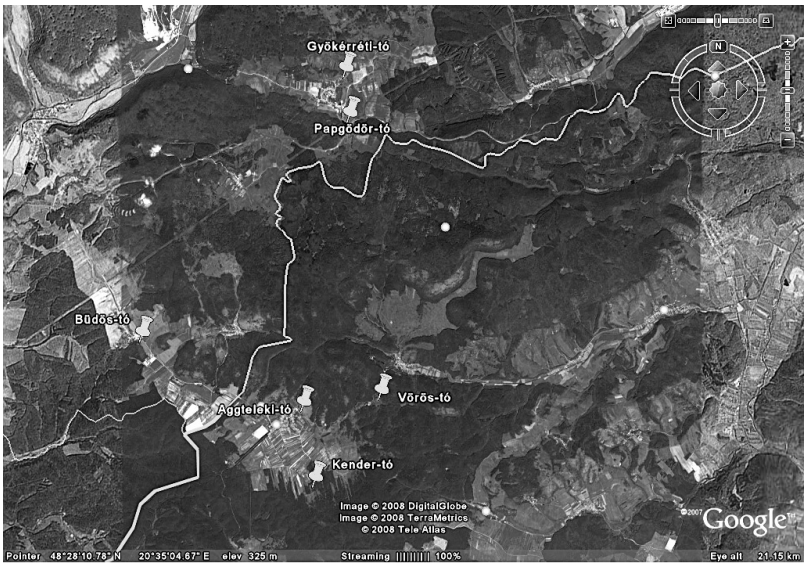
A karsztos tavak színes és fontos elemei a karsztos tájnak. Jelentős biodiverzitást gyarapító élőhelyek és idegenforgalmi vonzerőt is képviselnek. *GAÁL* (2000) érdekes és értékes geomorfológiai és hidrológiai jelenségként ír róluk, amelyek megérdemelnék a nagyobb védelmet és törődést.

Az utóbbi évtizedekben felerősödött emberi behatás eredményeképpen feltöltődésük felgyorsult. Az antropogén hatások között tarthatjuk számon a globális klímaváltozás miatt kialakult aszályos nyarakat, a nem megfelelő szennyvízkezelést, művelési módokat, műtrágyahasználatot és a legeltetés hatásait is.

A megelőző kutatások kimutatták a karsztos tájak ember által okozott, gyors, kedvezőtlen változásait. Néhány emberöltő a korábbi, hosszú természettörténeti felszínfejlődéshez viszonyítva jelentéktelennek tűnik a tájváltozás szempontjából, mégis bizton állíthatjuk, hogy az ember drasztikusabban formálta a tájat a néhány utóbbi évszázad alatt, mint az emberiség történetét megelőző hosszú évezredek természetes folyamatai (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 2007).

A karsztos tavak ugyan időszakos morfológiai képződmények, mégis több figyelmet és nagyobb védelmet igényelnének. Eltűnésük valószínű okainak vizsgálata ellenére a káros hatások megakadályozása egyelőre nem bizonyult hatékonynak.

Az általunk vizsgált tavak a Gömör-Tornai-karszton találhatóak a magyar-szlovák határ mindkét oldalán – a Szilicei-fennsíkon és magyar oldalon ennek folytatásaként az Aggteleki-fennsíkon. A terület földtanilag és földrajzilag egységesnek tekinthető mészkőfennsík.



1. ábra: Karsztos tavak a Gömör-Tornai-karszton
Fig. 1. Karstic lakes on the Aggtelek and Slovak karst

A terület geológiájával és geomorfológiájával több szempontból foglalkoztak (*BÖCKH* 1907, *VITÁLIS* 1907, *SCHRÉTER* 1925-28, *JASKÓ* 1933, *BALOGH* 1941, *LÁNG* 1955, *JAKUCS* 1964, *GRILL* 1989, *JAKUCS-MÓGA* 1997, *CSÜLLÖG-MÓGA* 1997, *MÓGA* 2001, *SZENTPÉTERY-LESS* 2006, stb.*)* és a hidrológiai viszonyokat is több kutató tanulmányozta (*STRÖMPL* 1923, *JAKUCS* 1951, *SÁSDI* 1998, *MÓGA* 1999, stb.).

A területi és a természetvédelmi célú tervezési és kutatási tevékenységek során nem csak a vizsgált terület jelenlegi állapotának ismerete szükséges, hanem alapvetők azok az információk is, amelyek a terület korábbi állapotáról tájékoztatnak, illetve arról a folyamatról, amelynek során az elnyerte jelenlegi arculatát. Kiemelkedő táji, természeti értékekkel rendelkező védett területeken különös jelentősége van a történeti háttér ismeretének (*NAGY* 2003-2004).

Jelen tanulmányunkban végigkövetjük néhány karsztos tó fejlődését az első fellelhető írásos forrásoktól kezdve napjainkig.

Célunk az egyes tavak történetének és az emberi beavatkozás, kezelés, illetve természetes behatások következtében végbement állapotváltozá-

sának áttekintése, összehasonlítása. Ez szolgáltatja majd a hátteret a később elvégzendő vízkémiai vizsgálatokhoz. Ugyanakkor összehasonlíthatóvá válik az egyes tavak fejlődése, állapota.

2. Anyag és módszer

A tavak állapotváltozásait különböző térképfelvételek alapján vizsgáltuk. A jelenlegi állapotot terepbejárás során értékeltük és a tavakkal foglalkozó szakemberek szóbeli közlései alapján kapott információkkal egészítettük ki.

3. Karsztos tavak kialakulása és fejlődése

KUNSKÝ (1939, 1950) alapján karsztos tavak a karsztos depressziók állandó vagy hosszú időszaki elárasztása révén keletkeznek. A legnagyobb tavak a poljék elárasztásakor jönnek létre, a kisebbek pedig, a víznyelők eltömődése után a vak vagy félig vak völgyek zárómedencéjének elöntésével. A legkisebb karsztos tavak a töbrök elárasztása révén keletkeznek, a víznyelők vízzáró agyaggal való eltömődése után.

A Gömör-Tornai-karszton előforduló tavak közül a Vörös-tó töbörtó, a többi karsztos peremtó, medencéjük ugyanis a karsztos és nem karsztos kőzetek határvonalán fejlődött ki, valamennyien vakvölgyek vagy víznyelők elzáródása utáni mélyedésekben.

Ilyenek a Gyökérréti-tó (szlovák nevén: Jašteričie jazero) alsótriász palák és homokkövek és guttensteini mészkő határán, (1,22 ha-ral) továbbá a Lucska község melletti Álom-tó (Lúčanské jazierko) (0,17 ha); a Büdös-tó (Smradl'avé jazierko) agyag, kavics és középtriászi mészkövek határán Domica mellett – 0,33 ha, ugyanígy az Aggteleki-tó (1,13 ha). Hasonló geológiai helyzetben volt a Csernai-tó is (Domica és Aggtelek között), amely a történelemi idők során megszűnt. *STÁRKA* (1959) a Pelsőc melletti Bikitóról ír, amelyet azonban az 1939-es szerzők egyáltalán nem említenek, viszont a K-Szlovákiáról írott monográfiában úgy beszélnek róla, mint védett természeti képződmény (*JURKO-FERIANC-ZMORAY* 1967). Napjainkban semmiféle forrásanyag nincs erről a tóról.

Néhány időszakos tavacska is található a területen, közülük megemlíthető az alsó-hegyi Acskó-rét tava, amely vízutánpótlását az Acskó-forrásból kapja. Ez a tó felszíni lefolyással nem rendelkezik, nagy kiterjedésű mélyedés, északi peremén fakad az Acskó-kút vize. A csapadékvizek a déli peremén lévő víznyelőben tűnnek el, és a szögligeti Csörgőforrásban lépnek ismét napvilágra (*DÉNES* 1993). Hirtelen zápor, vagy hóolvadás esetén azonban a korlátozott nyelőkapacitás miatt (ami feltehetőleg a nagy-

fokú feltöltöttség eredménye) a mocsár helyén egy tó keletkezik (*www.barlang.hu/pages/alsohegy/tartalom.htm*).

Ezek között a tavak között megemlíthetjük még a Derenki- és a Szögteleki-tavakat is, amelyek szintén víznyelők eldugulása révén jöttek létre. Hasonló a fentiekhez a Teresztenyei-fennsík dolina tava, amelyet *JASKÓ* (1933) kézzel rajzolt tömbszelvényen ábrázol. Teresztenye és Égerszög között található a Keserű-tó (Tó lápa), amelyen keresztül 1954 nyarán a Teresztenyei-barlang feltárását kísérelték meg, 40 m feltárás után viszont elakadtak (*BALÁZS* 1974).

A területen több mesterséges tó is található, (a jósvafői Tengerszem-tó, az aggteleki mesterséges tavak, a Ménes-völgy tava), ezekkel azonban a tanulmány terjedelmi korlátok miatt nem foglalkozik.

A Gömör-Tornai-karszt tavai az I. katonai térképezéseken már szerepelnek, négy létező tavat jelölnek: a Vörös-tavat, a Csernai-tavat, a Büdös-tavat és a Papvermét (Farárova jama).

A térkép jelöli a Vörös-tavat, de nem jelöli az Aggteleki-tavat, ami kétféleképpen magyarázható: a tó létezett, de térképezési hiba miatt nem jelölték, másik magyarázat, hogy a tó a térképezés idején még nem létezett. Mivel az irodalmi források is erre az időszakra teszik a dolina eltömődését és a tó kialakulását, ez utóbbi magyarázat látszik valószínűnek. Az tó fölött található karr-mező helyi neve Szőlő-hegy (Kis-Szőlő-hegy, Nagy-Szőlő-hegy), ami arra utal, hogy valamikor szőlőt termesztettek a területen. A művelés miatt lemosódott a talaj, ami először a gazdálkodást tette lehetetlenné, (1784-előtt), majd teljesen eltömte a víznyelőt (az I. és II. felmérés között) és kialakult a ma is látható tó (*NAGY* 2003-2004).

A következő említést *BARTHOLOMAEIDES* (1806-1808) Gömör megyéről írott monográfiájában találjuk, ahol leírja, hogy meglátogatott egy barlangot Aggtelektől nem messze, amely a Büdös-tó mellett volt Aggtelek, Hosszúszó (Dlhá Ves) és Kecső (Kečovo) falvak között helyezkedett el.

Az ezt követő forrásunk Vass Imre 1829-ben készített térképe a Baradla-barlangról, amelyen a Büdös-tó, a Vörös-tó, az Aggteleki-tó, a Csernai-tó, a Fekete-tó és a Nádas-tó szerepelnek, a négy utóbbi Aggtelek határában található. A Szilice környéki tavakról itt nem kapunk információt, a térkép ugyanis nem foglalja magába a Szilicei-fennsík É-i részét.

A II. katonai térképezés az 1850-es évek elején történt, ezen a térképen az Aggteleki-, a Vörös-, a Csernai- és a Gyökérréti-tavak szerpelnek.

Több állóvizet is jelölnek az időszakban, kisebb tavakat Aggtelek környékén, a Káposztáskerti tavat, a Vörös tavat, és egy tavat a Bolyamér-forrástól északra (*NAGY* 2003-2004).

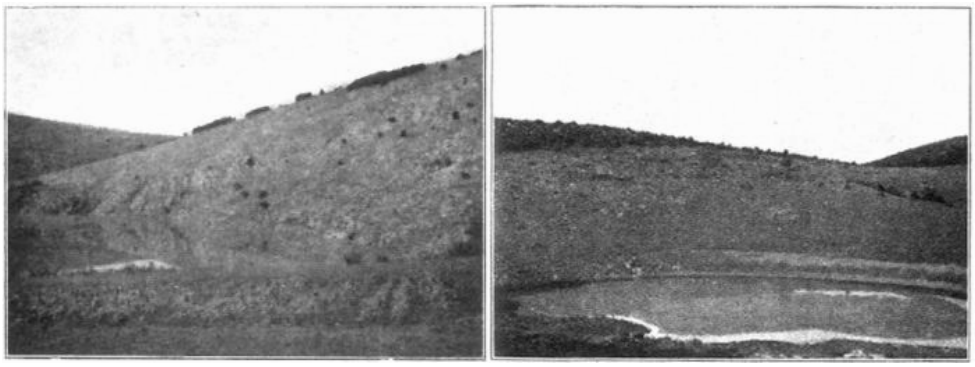
HUNFALVY (1863) első említéseit a karszttavakról A Magyar Birodalom leírásában teszi, ahol beszámol az Aggtelek mellett K-re és a barlang szájától É-ra, a Kis Baradla nevű sziklafal melletti ravaszlyukakról, valamint az ennek a közelében lévő, akkor száraz Csernai-tóról. A távolabb régóta létező Veres-tóról, a helység keleti házai és a hegyhát között a még nemigen régen „*posványososdott*" Tóhelyről (azaz az Aggteleki-tóról) és az egy fél mérföldre ÉNY-ra a pelsőczi út mellett domborodó magaslaton levő Büdös-tóról.

Ezt még jobban részletezi, a lelőhelyekről pontos leírást adván a Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyének leírásában. *HUNFALVY* (1867): „*Mindjárt Aggtelektől K-re negyedórányira egy sziklahasadék látható, melybe nehány ölnyire be lehet hatolni. Ez kiválólag Ravasz lyuknak vagy Zamboly lyuknak neveztetik, épen a Retek barlangtól D-re esik, melyben Schmidl a harmadik barlangi patakot fedezte fel. Ettől északra a helység keleti házai s a Karófészektető délnyugati nyúlványa között a Tóhely van, mely vagy 80 év előtt lepetett el a víztől, más, bokrokkal benőtt ravaszlyuk, melynél esőzéskor nagy örvények támadnak, a Kis Baradla nevű sziklafal tövében, hozzá közel a Csernai-tó van, mely azonban nehány év óta száraz; odább a már régóta létező Veres-tavat találjuk. A Karófészek tető és Aggtelek között a sziklaháton a Gallya töbör, ettől D-re a Konkolyos NY-i oldalán azon ravaszlyuk van, mely a D-ről É-ra kígyózó Nagyvölgyi ér vizét nyeli el; odább K-re a Szomorhegyi lyukat találjuk, melyben a Bartók völgye felől É-ra kígyózó ér tűnik el, s melynek közelében a Nádas-tó és ettől É-ra egy más tócsa van. (…) Végre Domica NY-i oldalán az Ördöglyuk közelében egy magaslaton a Büdöstó, attól K-re Domiklápája, a lapsai és tornaljai út között a Rókalyuk, Aggtelektől D-re a Bábalyuk, ettől D-re, s a trizsi ösvénytől K-re a Feketető vannak.*"

A III. katonai térképezésnél (1880-as évek) ugyanazokat a tavakat jelölték meg, mint a 2. katonai térképezésnél, *NAGY* (2003-2004) szerint kevesebbet, mivel a II. katonai felmérés több kis tavat is jelöl a terület D-i részén, ezeket pedig a III. katonai felmérés nem ábrázolja.

A következő forrás *DUDICH* (1932) leírásából származik, amelyben megállapítja a Verestó (5070 m^2), az Aggteleki-tó (13.930 m^2), a Büdöstó, és a Nádastó létezését valamint, hogy a Csernai-tó és a Feketető jelenleg víztelenek.

Leírása alapján az aggteleki tavat Tóhely-nek is nevezték és azt beszélték róla, hogy egykor a helye száraz volt, művelték. Közepén kút volt, amelyből egyszer csak előtörtek a földalatti vizek és keletkezett a mai tó. Sem be-, sem kifolyása nincs a felszínen. A hagyomány azt tartja, hogy vize a Törökmecsetnél folyik be az Aggteleki barlangba.



a **b**

2. ábra: a) A Verestó. (Lendvay Károly felvétele.)
b) Az Aggteleki-tó a Szőllőhegy karsztos lejtőjénél. (Lendvay Károly felvétele.)
Fig. 2: a) The Vörös- lake (A photo of Károly Lendvay)
b) The Aggteleki-lake by the karstic slope of Szőlő mountain (A photo of Károly Lendvay)

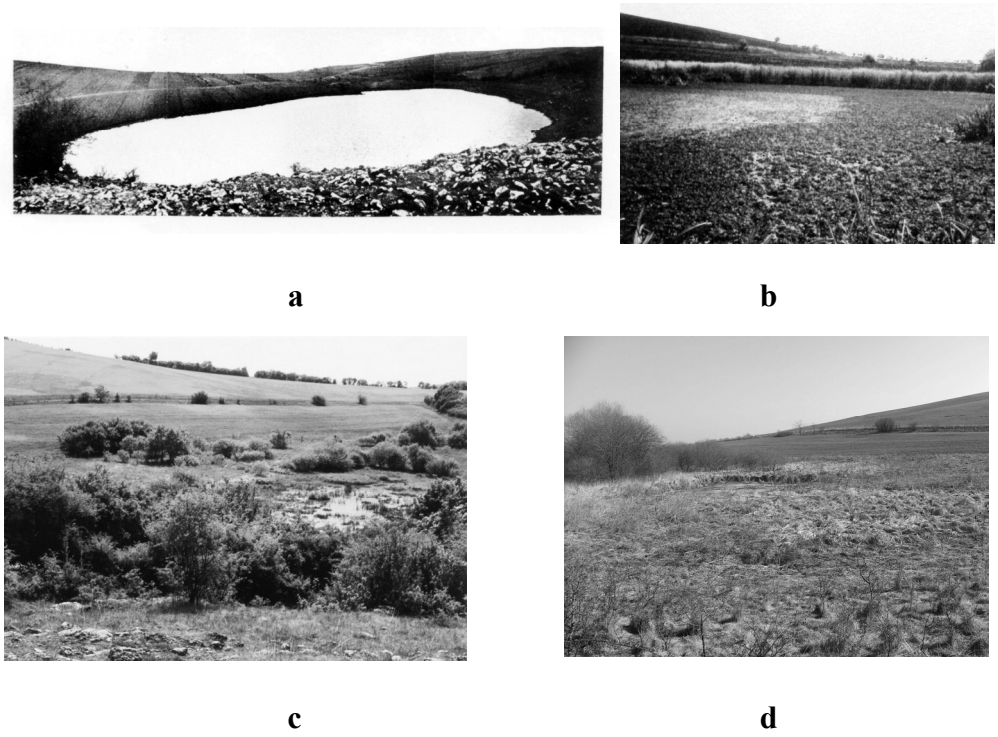
A töbrök keletkezése kapcsán megjegyzi még, hogy fenekükön csak ritkán van víznyelő. A repedések, rések nem „*tátongók*", úgyhogy sok esetben eldugulnak. Az eltömődést rendesen a vörösföld felhalmozódása okozza. Ilyen eldugult töbrökben gyakran megáll a víz és tó keletkezik, pl. ilyen a Verestó. Az apró töbörtócsák neve "*fertés*". Ezek sem gyakoriak, csak árnyas helyeken maradnak meg (*DUDICH,* 1932). Ebben a tanulmányban az első fotók is megjelennek.

Egy 1937-ből származó speciális térképen a Vörös-, Gyökérréti- és Büdös-tavak szerepelnek csak. 1939-ben Kunský Szlovákia tavairól adott leírásában az Aggteleki-, Vörös-, Gyökérréti-, Lucskai- és Büdös-tavakat említi. A Csernai-tóról, mint megszűntről beszél. Részletes adatokat is közöl a keletkezésükről, illetve egyes paramétereikről (lásd feljebb).

A 1980-as évek közepétől, amikor már szemmel láthatóak voltak az intenzív mezőgazdasági művelés káros hatásai a Szilicei-fennsíkon, sorra születtek a tanulmányok a Szlovák karszt területén lévő akkori egyik legnagyobb Gyökérréti-tóról (*TEREKOVÁ* 1984; *ŠČUKA* 1985, *HÁBEROVÁ-KARASOVÁ* 1991, *HUDEC* 1992, *KALISER* 1995, *BOBRO* 1996, *CÍLEK* 1996, *ORVAN* 1996, *BARANČOK* 2001, *ROZLOŽNÍK* 2005). Ezek a nyilvánvaló káros jelek az összes létező tó eutrofizálódásában, majd csaknem teljes feltöltődésében nyilvánultak meg – mindez pedig igen rövid – egy-két évtizednyi – idő alatt következett be. A szerzők összefoglalják a gyors feltöltődést kiváltható okokat és különböző megoldási javaslatokkal állnak elő a kezelést illetően.

A Gyökérréti-tavat az 1980-as években a legnagyobb tóként tartották számon a Szlovák- és az Aggteleki karszton. Szilice községtől É-ra, a Fabiánszög NY-i oldalánál található. Alakját elliptikusként, felületét 1,22 ha-ban, maximális hosszát 150 m-ben, szélességét 100 m-ben határozták meg (*ŠČUKA* 1985). A tó a vízutánpótlást a csapadékból, illetve a vízgyűjtő területről lefolyó vízből nyeri. Maximális vízszintjét az É-i oldalon lévő víznyelő kontrollálja.

Az 1990-es évekre a nyílt vízfelület szinte teljesen eltűnt a tóból, medencéje száraz, 2008 februárjában nagyjából 3x4 m-es a vízborítást figyeltünk meg.



a **b**

c **d**

3.a-d ábra: A Gyökérréti-tó 1939, 1992, 2000, 2008
Fig. 3 a-d: The Gyökérréti-lake 1939, 1992, 2000, 2008

Az erős feltöltődés valószínű okait foglalja össze *CÍLEK* (1996), aki a klíma természetes változékonyságát, a víz eutrofizációját (növekvő szervesanyag-mennyiség, az elszaporodó növényzet megnövekedett párologtatása), a tóba a megnövekedett erózió révén bejutott anyagok mennyisége (a környező területek felszántása) folyamán bekerülő hordalékmennyiséget, az állatok tevékenységét (itatás, taposás) és karsztos okokat (a víznyelő

felnyílása), illetve ezek kombinációját teszi ezért felelőssé. Ezt *ROZLOŽNÍK* (2005) még azzal egészíti ki, hogy a megnövekedett erózió a kollektivizáció utáni időkre tehető, amikor a korábban füves területeket beszántották. A védett tájvédelmi körzetté való nyilvánítás után megpróbálták az állatok itatását teljesen megtiltani, viszont a fennsíkon nincs elégséges víz a legelő állatoknak, így a tó melletti kiépített kutakból szivattyúzták a vizet a tó É-i oldalán lévő tározókba, ami teljesen meggátolta a tó kutakból történő hozzáfolyását. Ezután a tavat fokozatosan lepték el a vízi és mocsári fajok, ami valószínűleg nem csak annak az eredménye, hogy az állatokat kitiltották a területről.

A tó már többször megszűnt, *KUNSKÝ* (1939) leírja, hogy periodikus az élete, a helyiek szerint nagyjából 100 éve eltűnt, medencéje néhány évig száraz volt és a helyén káposztaföld volt (ma ilyen stádiumban van a Csernai-tó (*ROZLOŽNÍK* 2005)). Szintén víztelen periódus volt az 1947 és ’48 közötti időszak, a tó feneke ekkor be volt vetve és szántottak rajta (*LOŽEK*, szóbeli közl.). A szárazabb időszakokban, mikor kevesebb csapadék jutott a területre, a helyiek állítólag a tó iszapját kiskertjeik és földjeik talajjavításához használták.

Szintén szóbeli közlés alapján feltételezhető, hogy egy meghatározott időszakban a halászat robbanóanyag segítségével történt, ami megbonthatta a tó aljzatának stabilitását, ez azonban nem bizonyítható, csak a barlangászok szóbeli közlése alapján feltételezhető, akik a tó mellett lévő víznyelőt és azon keresztül a földalatti tereket átkutatták. Eszerint állították, hogy létezik bizonyíték arról (nagyobb hordalékmennyiség), hogy a víz a tóból esetenként igen hirtelen tűnhetett el a föld alá.
1950-60 között a vízszint a DNY-i oldalon a 4 m-t is meghaladta, a ma még élők visszaemlékezéseiből az derült ki, hogy itt még ugródeszka is volt felállítva.

A szerzők többféle kezelési javaslatot tettek közzé, többek között a vízgyűjtő terület művelési módjainak megváltoztatását – szántóföldről füves területre, vagy takarmánynövényekre való áttérést, a vízgyűjtő területről a nitrát-műtrágyák, illetve a peszticidek használatának teljes kitiltását, a tó itatóként való igénybevételének megszüntetését, csatornázást Szilice községben (*TEREKOVÁ* 1984), kutak szivattyúzásának abbahagyását vetik fel megoldásként (*HUDEC* 1992).

CÍLEK (1996) a tó medrébe való közvetlen beavatkozást javasol: földkivételt, egy 40-60 m nagyságú ovális medence kialakítását, a kivett föld elhelyezésének egyik lehetőségeként pedig, az É-i oldalon egy gát kialakítását, amely megfogná a vizet az ott lévő víznyelő elől. A környező szántók legelőkké való alakítását is kilátásba helyezi, amitől szintén az eró-

zió mérséklődését, illetve a karszt tradicionális kihasználását várja, felveti továbbá az utolsó évtizedben megszűnt kutak újra kialakításának lehetőségét, amellyel a legelő állatok vízellátását lehetne biztosítani.

BOBRO (1996) javaslata szintén a lerakódott hordalék kitermelése. Ennek megvalósítását szakemberekre bízná, új szedimentációs medencét kialakítva.

Hidrogeológiai szempontból vizsgálja a problémát *ORVAN* (1996), aki megfigyelőrendszert alakíttatna ki a felszínalatti vizek megfigyelésére. Javasolja a vízszint hosszú távú, rendszeres ellenőrzését, a kutakban hidrodinamikai próbák elvégzését, a csapadék trendek további értékelését, a kampili palák és mészkövek hidrodinamikai viszonyainak vizsgálatát és a tömítéssel történő próbálkozást. A megfigyelés során kiderülhet, hogy a vízveszteség ismert földalatti terekbe való felgyorsult elvezetés miatt következik be.

a **b**

4. a-b ábra: A Papgödör-tó 1988, 2008
Fig. 4. a-b: The Papgödör-lake 1988, 2008

Érdekes jelenség, hogy míg a Gyökérréti-tó mára szinte teljesen megszűnt, Szilice DK-i szélén egy hasonló méretű és alakú állandó vízszintű tó keletkezett, ez pedig a Papgödör-tó (Papverme, Farárová jama), amely egészen az 1980-as évekig csak a tavasszal, hóolvadás idején rendelkezett némi vízzel, egyébként kiszáradó jellegű volt. Egyedül az 1. katonai térképzés említi a korai dokumentumok közül. Ez a tó, részben a község keleti határának vízgyűjtő területéről is táplálkozik, ahol nem túl bővizű forrás is van, amely gazdasági udvaron keresztül folyik a töbörbe, amelyben a tó keletkezett. A kialakulását illetően a következő elméletek vannak: elzáródhatott a lefolyó, amely a tó vizét szabályozta a töbörben. Ezen a töbrön vezették keresztül Szilice község vízvezetékét, amely esetleg megsérülhetett és az innen kikerülő víz a tóban gyűlik össze. A gazdasági udvaron keresztülfolyó források szennyvizet vesznek fel. Megváltozhattak a vízgyűjtő terület viszonyai, ily módon több víz jut a tóba. A forrásvizet korábban vízkivételre

használhatták, de ez megszűnhetett. A falu szennyvize is itt kötött ki, mert a falu csatornázása még mindig nem volt megoldva (*ROZLOŽNÍK,* 2005).

HUDEC (1992) vizsgálatai alapján azonban a Papgödör-tó vize is erősen eutrofizálódott. Az istállóból kikerülő (kiöblített) szennyvíz hatása nem elhanyagolható. Az állattartás módja az istállóban és a trágya telep egyenértékű, vagy nagyobb veszélyforrást jelent a felszín alatti vizek számára, mint a Gyökérréti-tó esetében.

A Szlovák karszt területén mára egyetlen tó maradt (a Büdös-tó is teljesen megszűnt), ez pedig a Papgödör-tó. Fatalista hozzáállás az, ha valaki ezeket az eseményeket a természeti rendszerek változékonyságának tekinti és megnyugtatja magát abban a hitben, hogy ez csakis természetes következmények miatt egy tó megszűnt, egy másik pedig keletkezett, így a helyzet alapjában véve rendben van (*CÍLEK* 1996). A rengeteg javaslat ellenére sok intézkedés nem történt a területen.

a

b

5. a-b ábra: Aggteleki-tó 1980, 2008
Fig. 5 a-b: The Aggteleki-lake 1980, 2008

Az Aggteleki karszton aktívan beavatkoztak két tó életébe: elkészítették az Aggteleki- és Vörös-tavak rehabilitációs javaslatát 2001-ben. Ennek folyományaként a Vörös-tó medrét 2002-2003 telén kotrással kimélyítették.

Egy összegzés (*HUBER* 2006) szerint a tó medre az 1990-es évek során egyre jobban feltöltődött, felületét mocsári növényzet lepte el. Mivel a tavat állandó vízfolyás nem táplálja, vízutánpótlása csak a ráhulló csapadékból és a környező területek lefolyásából származik. Viszont az utóbbi években egyre csökkenő csapadékmennyiség miatt a tó vízkészlete erősen lecsökkent, amihez hozzájárult még a tó fölött elhaladó műút is, amely a fölötte emelkedő hegyoldalról lefolyó csapadékvíz nagy részét elvezeti. Ezt a vízhiányos állapotot rontotta az egyre szaporodó növényzet

evapotranspirációja is. Ez a tendencia erősítette meg az elgondolást, hogy a tó fejlődésébe mesterségesen be kell avatkozni, ily módon megmenteni a megszűnéstől.

a

b

6.a-b ábra: A Vörös-tó 2001, 2008
Fig.6. a-b: The Vörös-lake 2001, 2008

Ezt követően mederből közel 3000 m^3 iszapot termeltek ki, így a meder átlagosan 1,5 m-rel mélyült. Ezenkívül vízpótló rendszert építettek, mert a tó fölött elhaladó műút a fölötte található hegyoldalról lefolyó csapadékvizet elvezette, ezáltal csökkenttette a tó vízgyűjtőjét. Így a műút mellé csapadékgyűjtő csatornát építettek, amelynek célja ennek a csapadékvíznek a tóba vezetése volt. Összesen közel 1000 m hosszú csapadékvezető csatorna épült egy olajfogóval. Az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatósága 2005-ben még egy kiegészítő vízpótló rendszert is építtetett, amely a Baradla-barlang megépült vöröstói fogadóépületének tetőszerkezetéről lefolyó csapadékvizét is a tóba vezeti. A tó vízszintjének az emelkedése a mederkotrást követően a nyári esőzéseknek köszönhetően megkezdődött, 2002 nyarán 70 cm mélységű víz gyűlt össze a tóban. Ezután a tóban elhelyezett vízmérce havonkénti leolvasását követve a vízmélység nőtt, 2005-ben 2 m körül mozgott és 2006-ban meghaladta a 2 m-t. 2007-ben viszont újra csökkent a vízmélység, átlagosan 152 cm körül ingadozott. A tó növényzete a mederanyagban maradt magkészletből gyorsan regenerálódott. A széleslevelű gyékényt 2002-ben többször eltávolították a mederből, mivel ez korábban jelentősen hozzájárult a tó feltöltődéséhez. Azóta évente egyszer elég eltávolítani.

A tó állatvilágában is pozitív változások következtek be. Elsősorban a tó kétéltű-faunáját monitorozták. A tó a környék legjelentősebb kétéltű-szaporodóhelyévé vált a mederkotrást követő években. Ezenkívül a szitakötők állományát tanulmányozták, amelyek a vízinövény-állományok elterje-

désével szintén megjelentek és a többségük szaporodóhelyként is használja a tavat. Ezek közül néhány természetvédelmi szempontból is jelentős, kiemelt védelmet igénylő faj (*HUBER* 2006).

a **b**

7. ábra: a) A Kardos-tó 2007
b) A Kender-tó 2007
Fig. 7. a) The Kardos-lake 2007
b) The Kender-lake 2007

Az Aggteleki-tó rehabilitációs munkálatainak előzetes hatástanulmánya *(CZESZNAK* 2000) a tó állapotát vízinövényzettel erősen benőttnek, eutrofizálódottnak határozza meg, így turisztikai, idegenforgalmi és ökológiai szempontokra (biodiverzitás megőrzése) hivatkozva művi beavatkozást javasol.

Mivel a tó vízszintje a csapadékszegény időjárás és az emberi beavatkozások következtében erősen lecsökkent, így a tó eredeti állapotának visszaállítása elsősorban a tó, mint vizes élőhely, vízháztartásának helyreállításával valósítható meg, amelyet alapvetően a tómeder tisztításával és iszaptalanítással, valamint vízpótlással kívántak megoldani. Ez utóbbi felszín alatti vízbázis megcsapolásával, illetve további vízgyűjtő terület bevonásával, illetve felszíni vízkormányzással javasolták megtenni.

Az Aggteleki-tó esetében a rehabilitáció elvégzése utáni felmérést egyelőre nem ismerjük, viszont jelenlegi, terepi vizuális tapasztalat alapján a tó vízszintje nem túl magas és a vízfelület is egyre csökken. 2007 őszén a tó partját nagyrészt széleslevelű gyékény borította, amelyet bár télen kiirtottak, 2008 tavaszán újra elszaporodott.

Még egy létező tóról kell szót ejtenünk, amelyről csak egyetlen forrásban esik szó, ez pedig a Kender-tó, amely Aggtelek D-i határában található egy domb tetején lévő töbörben. A neve (a mára már víztelen Kardos-tóéval együtt) az Árpád-kori vasolvasztó kohók kapcsán került elő

(*BÓDISNÉ-DÉNES-JAKUCS* 2001), amennyiben a szerző a Kardos-tó környékén és a Kender-tó sáncának oldalában salakmaradványokat és fúvókatöredékeket talált. A szerzők a vasművesség feltételeinek a vaskövet, a faszenet (ennek fekete nyomai a környéken sok helyen föllelhetők, és ennek emlékét őrzi a szomszédos Fekete-tó-völgy neve is), és a hűtővizet tartják. Ezek a feltételek adottak voltak többek között a mai Kardos-völgy és Kender-tó környékén, a Vörös-tó környékén és a Csernai-tó mellett is. Ez azt jelentheti, hogy ezeken a helyeken már az Árpád-kor idején is létezhetett valamilyen vízborítás. A Fekete-tó, a Csernai-tó és a Kardos-tó is kiszáradt az idők folyamán, ez utóbbiban 10 éve még volt víz, ma már csak a vegetáció jellegén látszik, hogy a helyén valaha összefüggő vízborítás volt. A Kender-tó viszont a helybeliek beszámolója alapján már az 1960-as években is létezett, a falusiak oda jártak kendert áztatni. A tónak ma van szabad vízfelülete, viszont nagy része náddal és gyékénnyel benőtt.

A területen előfordul még néhány kiszáradt tó: a Nagy és Kis Sárgató, valamint a szántóföldek közepén elhelyezkedő Nádas-tó, amely időszakosan vízzel borított, *HUNFALVY* (1867) és *DUDICH* (1932) valószínűleg ezt a tavat említik – ezek szintén Aggtelek határában találhatóak.

1. táblázat
Table I.
A tavak változása az idők előrehaladtával a Szlovák karszt és az Aggteleki Nemzeti Park területén néhány kiemelt forrás alapján (A Szlovák Karszt Nemzeti Park összeállítása nyomán)
The change of lakes with the course of time in the Slovak Karst and Aggtelek National Park on the basis of some emphasized sources (Based on a compilation of the Slovak Karst National Park)

Év	**Megnevezés**	**Jelenlegi megnevezés**	**Dokumentum**	**Megjegyzés**
1784	*Aggteleki-tó*		I. katonai térképezés	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			
	Gyökérréti-tó	*Jašteričie jazierko*		
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		
	Papverme	Farárova jama		
1829	Aggteleki-tó		Vass Imre Baradla-térképe	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			
	Gyökérréti-tó	*Jašteričie jazierko*		a térkép nem tartalmazza
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		

1852-5	Aggteleki-tó		II. katonai térképezés	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			
	Gyökérréti-tó	Jašteričie jazierko		
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		
1874	Aggteleki-tó		III.katonai térképezés	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			
	Gyökérréti-tó	Jašteričie jazierko		gémeskút
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		
1875	*Aggteleki-tó*		új térképezés (?)	a térkép nem tartalmazza
	Vörös-tó			a térkép nem tartalmazza
	Csernai-tó			a térkép nem tartalmazza
	Gyökérréti-tó	Jašteričie jazierko		gémeskút
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	*Smradľavé jazierko*		a térkép nem tartalmazza
1937	*Aggteleki-tó*		spec. térkép 1:75000	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			
	Gyökérréti-tó	Jašteričie jazierko		gémeskút
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		
1939	Aggteleki-tó		Kunský: Szlovákia tavai	
	Vörös-tó			
	Csernai-tó			megszűnt
	Gyökérréti-tó	Jašteričie jazierko		
	Lucskai-tó	*Lúčanské jazierko*		
	Büdös-tó	Smradľavé jazierko		

Bizonyított – normál szöveg

Nem bizonyított – dőlt betűs szöveg
Confirmed up to now – normal text
Not confirmed – *italics*

4. Következtetések

A Gömör-Tornai karszt területén található néhány kisebb-nagyobb karsztos tó neve már egészen korai forrásokban is felmerül. Bár a különböző korokban más-más funkcióik kerültek előtérbe, a tavak mindig fontos szerepet játszottak az ott élő emberek életében, legyen szó vaskohászatról, halászatról, állatok itatásáról, a ma talán hangsúlyosabb turizmusról, illetve a biodiverzitás fenntartásáról.

Ahogy az a forrásokból kiderül, a tavak valószínűleg ugyanazokon a helyeken jönnek létre, illetve tűnnek el az idők folyamán, periodikusan, alkalmazkodva a helyi és globális körülményekhez, vagy hirtelen változásokhoz.

Az egyes tavak környékén más-más tájhasználat jellemző, ezek között említhetjük például a műutakat, mezőgazdasági művelést, halászatot, lakóépületeket, a kenderáztatást. Ezek következményeképpen fejlődésük némiképp különbözik egymástól. Ami pedig globális szinten érinti a tavakat, az a klíma szárazabbá válása, illetve ennek következménye – egyéb vízutánpótlás hiányában – az elvíztelenedés.

A különböző, sokféle emberi hatásra reagálva a tavak természetes folyamatai lerövidülnek, jó példa erre a valaha legnagyobb méretű Gyökérréti-tó, amely még újra kialakulhat. A káros külső hatások érvényesülése következményeként esetleg csak mocsaras posvány lehet, amely magába gyűjti a szerves szennyezést és közvetíti azt a felszín alatti vizek, ezáltal például a barlangok irányába is. A Vörös- és Aggteleki-tó ugyanilyen helyzetben volt a rehabilitációs munkálatokig, amellyel a Vörös-tó állapotát egyelőre látszólag sikerült stabilizálni, az Aggteleki-tó további léte azonban kétségesnek látszik.

Véleményünk szerint nagy gondot kell fordítani a jelenleg legnagyobb Papgödör-tó állapotára, amelynek 10 évvel ezelőtti vizsgálata során szintén erős eutrofizációs tendencia jelentkezett. Lehetőség szerint el kell érni azt, hogy ne jusson a Gyökérréti-tó sorsára, amennyiben ez az emberi behatáson múlik. Oda kell figyelni a vízminőségre, mert ezek a vizek a felszínalatti rendszerbe juthatnak, s ott a felszínalatti formákra is kedvezőtlen hatással lehetnek.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A tanulmány elkészültéhez nyújtott segítségükért szeretnénk köszönetet mondani Gaál Lajos, geológusnak, Huber Attilának és Szmorad Ferencnek, az Aggteleki Nemzeti Park munkatársainak, Jozef Rogosnak, a Szlovák

karszt munkatársának, valamint Tanács Eszter és Kántor Noémi, PhD hallgatóknak.

IRODALOM

SZENTPÉTERY I. (2006): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana *LESS GY.* (szerk.) Budapest, p. 92.
BALOGH K. (1941): Szilice környékének földtani viszonyai. - A Földtani Intézet Évi Jel., p. 269-287.
BARANČOK P. (2001): Karst lakes of the protected landscape area – Biosphere Reserve Slovensky kras karst and Aggtelek National Park – Ekológia (Bratislava) Vol. 20. Supplement 4/2001, p. 157-190.
BARTHOLOMAEIDES L. (1806-1808): Inclyti superioris Ungariae comitatus Gömöriensis Notitia historico-geographico-statistica. – Leutschoviae, 784 p.
BOBRO M., (1996): Posúdenie geochemického a pedochemického charakteru sedimentov Jašteričieho jazierka na Silickej planine, rkp., Košice (A Gyökérréti-tó üledékeinek geokémiai és pedokémiai karakterének értékelése a Szilicei-fennsíkon). p. 1-10.
BÓDISNÉ J. I., DÉNES GY., JAKUCS L. (2001): Aggtelek természeti képe. - In: Aggtelek a magyar állam alapításának ezredik évében. Aggtelek Község Önkormányzata, p. 7-38.
BALÁZS D. (1974): Húsz éve ismerjük az égerszögi Szabadság-barlangot - Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató 1974 5-6. Kiadja a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat. MTESZ Házinyomda, Budapest
BÖCKH H. (1907): Néhány adat a szilicei mészplató geológiájához. - Földtani Intézet Évi Jel., p. 41-44.
CÍLEK V. (1996): Silica – zrození a smrt jezera (podarí se zachránit Jašteričie jazierko na Silické planině ve Slovenském krasu?), rkp., archív správy NP Slovenský kras (Szilice – egy tó születése és pusztulása (Sikerül megmenteni a Szlovák karszton a Szilicei-fennsíkon lévő Gyökérréti-tavat?)
CSÜLLÖG G.-MÓGA J. (1997): Geomorphology and drainage of the S–Gömör–Torna karst region in view of an environmental hazard. - Zeitschrift Geomorp. Suppl. Bd. 110. p. 255–261.
CZESZNAK L. (2000): Az Aggteleki-tó rehabilitációs munkálatainak előzetes környezeti hatástanulmánya - Hegyvidéki Tavainkért Környezetvédelmi Egyesület, Miskolc, Kézirat

DÉNES (1993): Alsó-hegyi földrajzi nevek Bódvaszilas 1851. évi kataszteri határleírásában. - Karszt és Barlang 1993 I-II. p 53.
DUDICH E. (1932): Az Aggteleki cseppkőbarlang és környéke – A Királyi Magyar Természettudományi Társulat Budapest.
(http://mek.oszk.hu/03700/03711/html)
GAÁL L'. (2000): Kras a jaskyne Driencanského krasu (Karst caves of the Driencansky kras Mts) – J. Kliment (ed.) Príroda Driencanského krasu, Štátna ochrana prírody SR Banská Bystrica, p. 29-96.
GRILL, J. (1989): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezet-fejlődése. - MÁFI évi jel. 1987-ről, p. 411–431.
HÁBEROVÁ I.-KARASOVÁ E. (1991): Hydroséria vegetácie Jašteričieho jazera na Silickej planine – Ochrana prírody 11., p. 298-307. (A Gyökérréti-tó vízinövény társulásai a Szilicei-fennsíkon)
HUBER A. (2006): Az aggteleki Vörös-tó élőhely-rehabilitációja, - Kézirat.
HUDEC I., (1992) Zhodnotenie eutrofizácie a vplyvu pol'nohospodárskej činnosti na Jašteričie jazero v Slovenskom krase, záver. Správa, rkp., archív správy NP Slovenský kras (Az eutrofizáció és a mezőgazdasági tevékenység hatásának értékelése a Gyökérréti-tavon a Szlovák karszt területén)
HUNFALVY J. (1863): A Magyar Birodalom leírása I. – Pest
HUNFALVY J. (1867): Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyének leírása. – Pest
JAKUCS L. (1951): Vízföldtani megfigyelések a Gömör-Tornai karszton. - Földtani Közlöny 81. 10-12. p. 442-445.
JAKUCS L. (1964): Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi Karsztvidéken. - Különlenyomat a Borsodi Földrajzi Évkönyv V. kötetéből
JAKUCS L.-MÓGA J. (1997): A Gömör–Tornai-karszt. - in: Karátson D. (szerk.): Magyarország földje Pannon Enciklopédia
JASKÓ S. (1933): Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében. - Földrajzi Közlemények, LXI., 9-10, p. 245-251.
JURKO A.-FERIANC O.-ZMORAY I. (1967): Ochrana prírody na východnom Slovensku: chránené územia, prírodné výtvory, rastliny a živočíchy (Malá monografia východného Slovenska; zv. 2. zoš. 3.) – Košice: Východoslovenské vydavatel'stvo (Természetvédelem K-Szlovákiában: védett területek, természeti képződmények, növények és állatok)
KALISER B. (1995): Hydrogeologic investigation of Lizard lake, Silica Plateau, Slovak Karst, rkp., US Peace Corps, VOCA, Bratislava. p. 1-60.

KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2007): A karsztos táj károsításának és védelmének sajátosságai. - In: *KERÉNYI A.* (szerk.): Tájvédelem, Pedellus Tankönyvkiadó, Debrecen. p. 149-153.
KUNSKÝ J. (1939): Lakes of Slovensky kras karst (in Czech). - Rozpravy Ceské Akademie, 49, Trída II, 25, p. 1-21.
KUNSKÝ J. (1950) Kras a jeskyně., - Přírodovědecké nakl. v Praze (Karszt és barlangok). p. 58-59.
LÁNG S. (1955): Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. Földrajzi Értesítő, IV. 1. p.1-16.
MÓGA J. (2001): A szerkezet és kőzetfelépítés szerepe a Szilicei-fennsík karsztos felszínformáinak kialakításában. - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 143-159.
NAGY D. (2003-2004): A történeti tájhasználat és felszínborítás rekonstrukciójának lehetőségei archív térképek feldolgozásával, - Környezetértékelés Program, Pályázati tanulmányok, Átdolgozott I.
ORVAN J. (1996): Silica - Jašteričie jazero, hydrogeologické posúdenie, rkp., Žilina (Szilice – A Gyökérréti-tó, hidrogeológiai értékelés). p. 1-10.
ROZLOŽNÍK M. (2005): Niekol'ko poznámok k problematike povrchových vôd Slovenského krasu, Správa NP BR Slovenský kras. Kézirat. (Néhány megjegyzés a Szlovák karszt felszíni vizeinek problematikájáról).
SÁSDI L. (1998): Vízföldtan és vízrajz. – In: Baross G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó Budapest, p. 118-159.
SCHRÉTER Z. (1925-28): Aggtelek környékének földtani viszonyai. - A Földtani Intézet Évi Jel., 145 p.
ŠČUKA J. (1985): Jašteričie jazero, typová lokalita antropogénnej činnosti v krasovej krajine Slovenského krasu. Msr., p. 1-16. (Správa CHKO Slovenský kras, Brzotín) (A Gyökérréti-tó, az antropogén tevékenység jellemző helyszíne a Szlovák karszton).
STÁRKA V. (1959): Jezero Biki a Hamrovská jeskyně u Plešivce. - Krásy Slovenska, 36 (5): p. 193-195.
STRÖMPL G. (1923): A Gömör-Tornai Karszt hidrológiája, - Hidrológiai Közlöny, p. 20-33.
TEREKOVÁ V. (1984): Príčiny a dôsledky znečistovania Jašteričieho jazera v Slovenskom krase, - Slovenský kras XXII, (A Gyökérréti-tó elszennyeződésének okai és következményei a Szlovák karszton). p. 131-141.
VITÁLIS I. (1907): A Bodva-Tornaköz környezetföldtani viszonyai. - A Földtani Intézet Évi Jelentése, p. 45-58.
www.barlang.hu/pages/alsohegy/tartalom.htm
www.mek.oszk.hu/03700/03711/html/

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 135-149.

KÜRTŐKÉPZŐDÉS EGY MADAGASZKÁRI SZIKLÁS PARTON

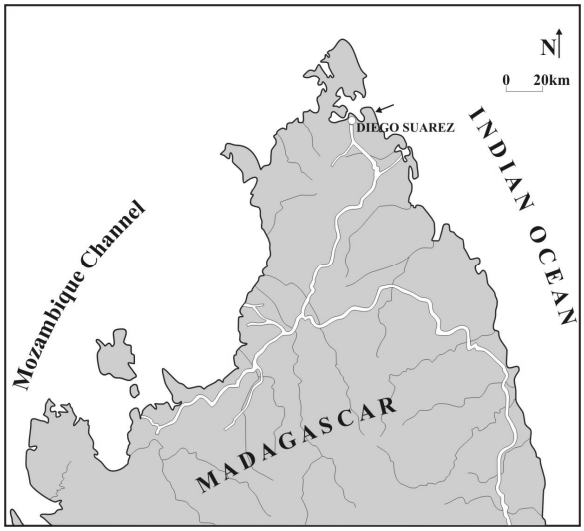
VERESS MÁRTON – TÓTH GÁBOR – ZENTAI ZOLTÁN –
SCHLÄFFER ROLAND

Nyugat-magyarországi Egyetem, Földrajz- és Környezettudományi Intézet,
Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
vmarton@ttmk.nyme.hu; tothg@ttmk.nyme.hu; zzoltan@ttmk.nyme.hu;
schroland@operamail.hu

Abstract: We present the morphology of a part of a rocky bluff of the Indian Ocean from Madagascar. A clint which is separated from the main land is cut by pits and pit goups in the researched coast part. We present the morphology of the pits and we examine their various characteristics (specific width, density). We explain their development. These forms are root karren. They developed due to root acid. They increased due to hidrocarbonate solution originating from solution under soil and rain water when the soil was transported from those forms.

1. Bevezetés

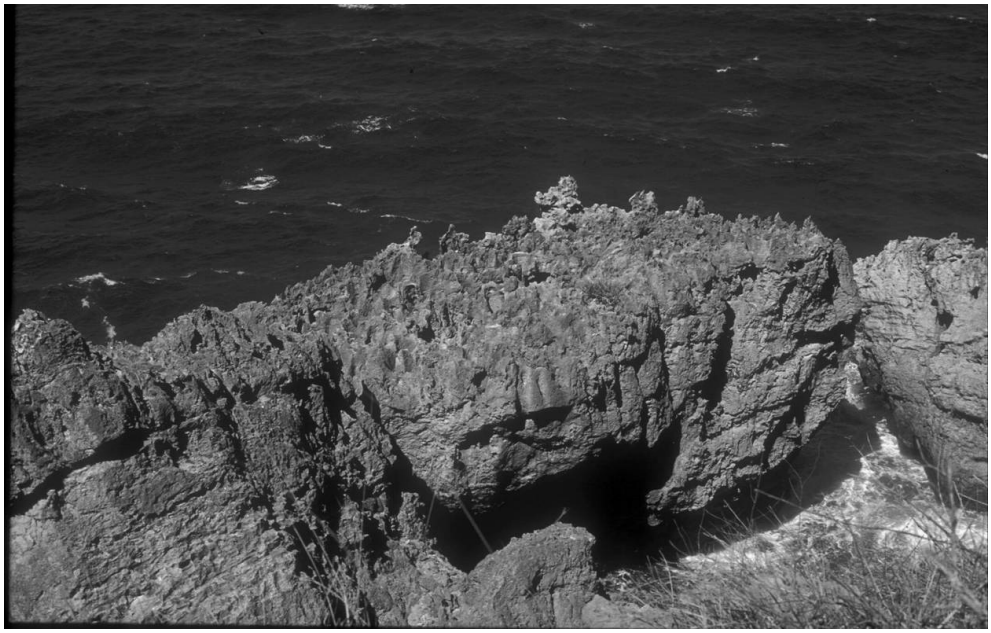
E tanulmány egy madagaszkári partszakasz kürtőinek kialakulását mutatja be.



1. ábra: A vizsgált kőtömb helye Madagaszkáron
Fig. 1. The site of the researched clint on Madagascar

A vizsgált partszakasz az Indiai-óceán egy partrészletén a San Diegói-öböl közelében van (*1. ábra*). A part meredek magaspart, alig tagolt. Intenzíven

pusztul, ami a szárazföld süllyedésére utal. Ennek legfőbb morfológiai jellegzetessége, hogy a pusztuló partot felépítő júra mészkő nagyméretű tömbökre szakadozik.



1. kép: A vizsgált tömb
Picture 1. The researched clint

A partszakasz vizsgálatainkat egyetlen, környezetétől jól elkülönült sziklatömbön végeztük (*1. kép*). E kőtömb a szárazföldről már lefűződött (megközelítése omlásos eredetű kőtömbökön lehetséges), az aljzathoz azonban még „*lábakkal*" kapcsolódik. A „*lábak*" maradványformák, melyek azáltal jöttek létre, hogy az abráziós színlő abráziós barlanggá alakult. A kőtömb alaprajzban téglalap alakú, kiterjedése mintegy kb. 16 m a X. szelvény mentén és kb. 12 m a XI. szelvény mentén. Felszínének dőlésiránya 50^{o}, dőlésszöge 10^{o}. A tengerszint fölé mintegy 15 m-rel magasodik.

A vizsgált sziklatömbön háromféle karrforma fordul elő, amelyek a következők.

- Kisméretű kürtők (vagy gyűszűkarrok), amelyek 1-2 cm átmérőjűek és néhány cm-es mélységűek. E formák nagy sűrűséggel fejlődnek ki. Távolságuk egymástól mindössze néhány cm.

2. kép: A kürtők felmérése
Picture 2. Measuring of pits

3. kép: A tömböt átharántoló kürtő
Picture 3. A pit which cuts trough the clint

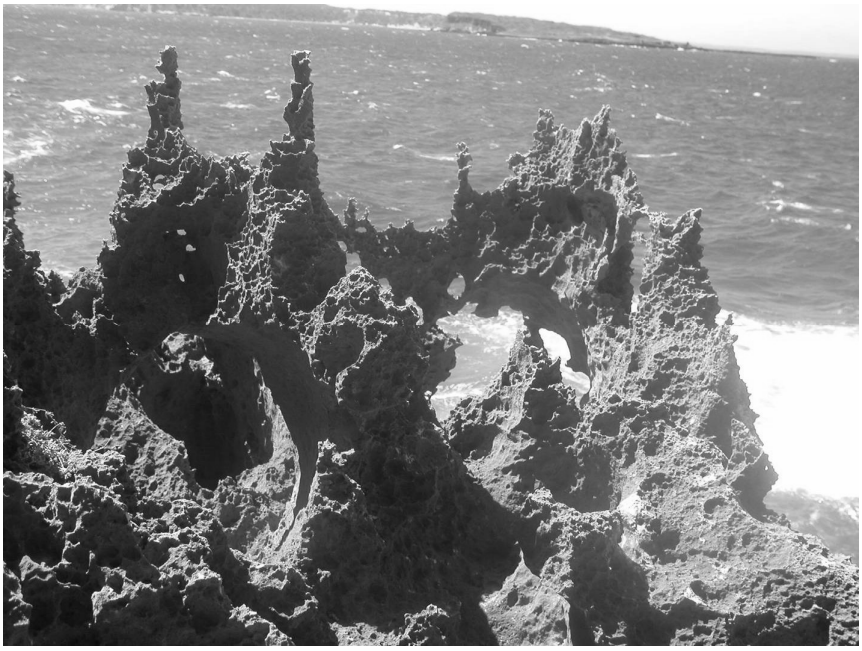
4. kép: Egy nagyobb kürtőuvala felülnézetben
Picture 4. A greater pit uvala from above

5. kép: Egy kisebb kürtőuvala felülnézetben
Picture 5. A smaller pit uvala from above

6. kép: Kürtő oldalnézetben, távolról
Picture 6. A pit from lateral view, from the distance

7. kép: Kürtő oldalnézetben, közelről
Picture 7. A pit from lateral view, from close

8. kép: Egy felaprózódott kőtömb kürtőroncsai
Picture 8. Pit remnants of a cut up clint



9. kép: A tömb kürtőroncsai
Picture 9. Pits remnants of the clint

- Néhány dm átmérőjű, sekély, sík aljzatú madáritatók. A madáritatókból a tömb felszínén mindössze néhány fordul elő.
- A megakürtők (*2-7 kép*), amelyek akár méteres átmérőjűek is lehetnek. Vertikális kiterjedésük akár a 15 m-t is elérheti. Nemcsak a vizsgált kőtömbön fordulnak elő. Fellelhetők a szomszédos kőtömbökön is. Előfordulnak az abrázió által részekre különített tömbökön is (*8. kép*). Részletes jellemzésükre külön fejezetben térünk ki.
- Különböző alakú, méretű kúpok, amelyek oldódásos maradványformák (9. kép).

A tömb fentebb említett formái parti környezetben képződött karrok. A parti karrok az abráziónak különböző mértékben kitett partrészleteken alakulnak ki az apály és dagály közötti zónában az abráziós partfalakon, elsősorban az abráziós teraszokon. Itt a víz oldóképességét megnöveli az édesvíz (karsztvíz) és a túltelített sósvíz keveredése (*BACK et al* 1984) valamint az, hogy a hullámzás és hullámtörés miatt a nyomás megnő, és így a légköri CO_2 egy része a vízbe kerül (*JENNINGS* 1985). A jelenséghez hozzájárul a nem hidrokarbonátos eredetű oldódás is. A mészkő oldódására katalizátorként hatnak a különböző sók (pl. MgCl) Na^+- és Cl^--ionok jelenlétében (*SASVÁRI* 1978). *CVIJIČ* (1924) szerint a partokon a felfreccsenő vízcseppek is kialakítanak karrokat.

A dagályszint felett a meredek partokon abban a zónában, amelyet a felfreccsenő vízcseppek elérnek, gödröcskék (gyűszűkarr?) képződnek. A dagályszinthez közel, különösen a mérsékelt éghajlati övben hasadékkarr és mikrokürtőkarr (amelynek algák által létrehozott változata a *phytokarszt*) a jellemző. Távolabb különböző állatok (kagylók, tüskésbőrűek) hoznak létre egyenetlen, mélyedésekkel tagolt felszíneket. Így kürtőket, járatokat, üregeket (*TRUDGILL* 1976, *McLEAN* 1974). Ezek a formák részben a növények által termelt szerves savak hatására, részben az által alakulnak ki, hogy az állatok a kőzetet életműködésükhöz felhasználják. A phytokarszt egyes szerzők szerint csak a szupratidális övben[1] (*JENNINGS* 1985) míg mások szerint az intertidális övben[2] is létrejön(*VILES-SPENCER* 1996). Az apályszint alatt karrhasadékok is kifejlődnek. Melegebb éghajlaton a külső zónában aláoldódással *színlők* („*notch*") képződnek, majd a parttól távolodva egyre mélyebb medencék fejlődnek ki. Előfordulhat, hogy az aláoldódás nagyméretű színlőt alakít ki (talpán medencékkel), amely kiálló részének felső felületén phytokarszt fejlődik ki.

[1] *az a parti zóna, amely csak viharok idején borítódik el vízzel*
[2] *az átlagos dagályszint és apályszint közötti parti zóna*

2. Kutatási módszerek

- Szelvények mentén mértük a kürtők helyét és szélességét (*2. kép*).
- Elvi szelvényeket készítettünk a kürtők térbeli helyzetéről, a kürtőcsoportok mintázatáról.

3. A megakürtők morfológiája

I. táblázat
Table I.

A kürtők szelvények menti fajlagos szélességei és sűrűségük adatai
Specific width and density data of pits along line

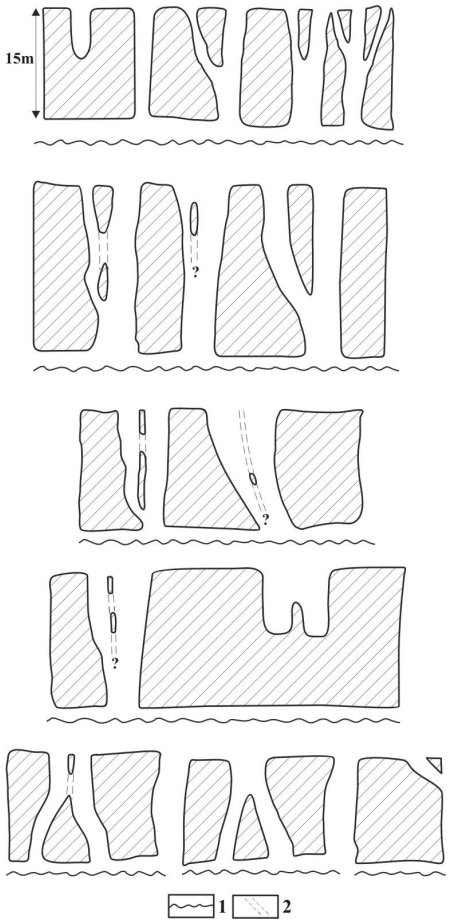
Szelvény jele	Szelvény hossza	Fajlagos szélesség [cm/m]		Sűrűség	
		kürtő	összes[1]	kürtő	összes[1]
X	8,5	52,35	56,59	0,82	0,94
XI	11,0	64,64	69,64	1,0	1,19
IV[2]	2,6	29,62	165,38	0,39[3]	81,53[3]

1. a szelvény menti madáritatókkal
2. az Ankaranai Kis tsingy egyik tornyának tetejéről
3. a különböző karros formákban előforduló rillek adatait is figyelembe vettük
1. with kamenitzas along line
2. from the top of one pinnacle of the Ankarana Little Tsingy
3. we use the data of rills which occur in the other karren forms

II. táblázat
Table II.

A kürtők főbb morfológiai jellemzői
Mainly characteristicsof the morphology of the pits

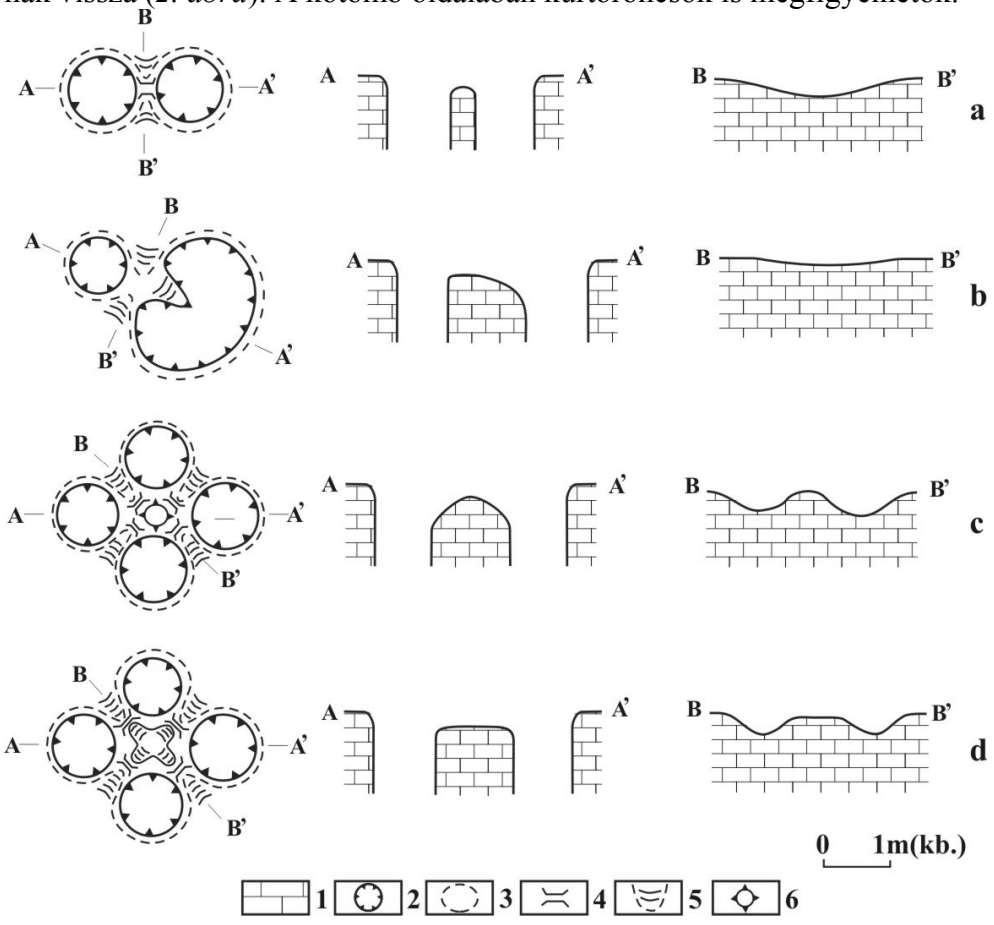
Méret			Helyzet				Összetettség	
0-0,4	0,41-0,8	0,81-1,2	vakon végződik	más kürtőhöz kapcsolódik	átharántolja a tömböt	tömbök oldalában nyílik	egyszerű	uvala
5	6	7	2	10	4	2	7	11



2. ábra: Elvi szelvények a tömb kürtőiről
Jelmagyarázat: 1. vízszint, 2. egykori válaszfal
Fig. 2. Principle cross-sections of the pits of the clint
Legend: 1. sea level, 2. former dividing wall

Átmérőjük feltűnően nagy (39%-uk 0,8-1,2 m közötti). Emiatt, meg viszonylag nagy sűrűségük miatt a tömb felszínét nagymértékben feltagolják (*I. táblázat*). A kürtő falak lesimítottak, azokon kisebb formák nem figyelhetők meg. A kürtők oldalnézetben lehetnek függőleges egyenes, ferde egyenes, íveltek és görbültek. A tömbhöz képesti helyzetük szerint elvégződhetnek vakon, átharántolhatják a tömböt (*2. kép*), rácsatlakozhatnak egy másik kürtőre (*2. ábra, II. táblázat*). Ez utóbbi típusba tartozik a legtöbb kürtő. A ferde helyzetű kürtők közül néhány úgy harántolja át a tömböt, hogy alsó vége a tömb oldalában nyílik. Az íves ill. a ferde helyzetű kürtők csoportosan vagy uvalaszerűen kifejlődés esetén kapcsolódnak egymáshoz

(*2. ábra*). A kapcsolódó kürtők lehetnek azonos méretűek, vagy nem. Ez utóbbi esetben a kisebb („*mellékkürtő*”) becsatlakozik egy nagyobb „*főkürtőbe*”. Megfigyelhető e mintázatnak a fordítottja is. Ekkor egyetlen kürtő kettő vagy több kürtőre különül a tömb belsejében (*2. ábra*). Ez utóbbiak kisebb átmérőjűek, mint az előzőek. Előfordulhat, hogy a ferde helyzetű, vagy az íves lefutású kürtő függőleges helyzetűre csatlakozik rá. Különösen íves lefutású kürtő rácsatlakozása esetén gyakori, hogy a válaszfalakat egy, vagy több ablak réseli át. Egy-egy ablak növekedése, vagy több ablak összekapcsolódása következtében a válaszfalból válaszfal sziklahidak maradnak vissza (*2. ábra*). A kőtömb oldalában kürtőroncsok is megfigyelhetők.



3. ábra: Kürtő uvalák alaprajzban (elvi)
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. kürtő, 3. kürtő uvala, 4. nyereg, 5. küszöb, 6. kúp
Fig. 3. Pits uvalas in view (principle)
Legend: 1. limestone, 2. pit, 3. pit uvala, 4. saddle, 5. ridge, 6. pinnacle

A kürtők felülnézetben (keresztmetszetben) kör alaprajzúak. Előfordulhatnak magányosan, vagy csoportosan. A csoportos mintázatúaknál a kürtők gyakran egymásba kapcsolódnak és kürtő uvalák jönnek létre. Ha a kürtő uvalát két részkürtő alkotja, ez utóbbiak közötti válaszfal keskeny a tömb felszínénél alacsonyabb felszínmagasságú maradványt (küszöb) képez (*3a. ábra*). A kürtő uvalát létrehozhat 3 vagy 4 részkürtő is. A négy részkürtő közötti térszín lehet sík, szabálytalan alakú (*3d. ábra*) vagy formálhat kúpot (*3c. ábra*). 3 részkürtő esetén, vagy ha közöttük magaslat van a részkürtőket félküszöbök különítik el egymástól (*3b, 3c ábra*). A kürtő uvalák közti a tömb felszínénél alacsonyabb felszínmaradványok (küszöb, félküszöb, kúp, részkürtők közti sík térszín) létrejöhetnek a kürtők szélesedése során, vagy e térszíneknek az utólagos leoldódása által. Ez utóbbi esetben a kürtőknek nem történt meg a tényleges egybeoldódása. Gyakori, hogy az uvala jelleg csak a felszín közelében fejlődött ki. Ugyanis a részkürtők felszíntől távolodva szétágazhatnak. Ez esetben már a tömb felszínének közelében sziklahidak figyelhetők meg (*6, 7. kép*). A tömb felszínének pusztulása következtében (*6, 9. kép*), vagy a sziklatömbök részekre különülése során (*8. kép*) kürtőroncsok jönnek létre. Akkor, ha a kürtőroncsok közötti térszínek maradványai kúpokat képeznek (*9. ábra*).

4. A megakürtők kialakulása

A kürtők a madagaszkári karrok nem gyakori formái. Az Ankaranai tsingyn felvett 5 db szelvény közül 1 mentén fordulnak elő kürtők. E szelvény mentén a kürtők sűrűsége és az általuk képviselt fajlagos szélesség kicsi (0,38 db/m, ill. 29,62 cm/m).
A tömb kürtői elvileg háromféleképpen képződhettek. Így kialakulhattak abrázióval, a csapadékvíz oldó hatásával, valamint a gyökérsavak oldó hatásával.

Abráziós kialakulásúak az alábbiak miatt nem lehetnek.
- A vakon elvégződő kürtők csak a tömb felszíne felől jöhettek létre.
- Abráziós eredet esetén a pusztítást elsősorban a hullámok által kifejtett nyomás, továbbá a törésekben összesűrűsödő levegő nyomóhatása okozza. A fenti hatások esetén ablakok nem jöhetnek létre, vagy ha igen, akkor az ablakok közti sziklahidaknak is meg kellett volna semmisülniük. (Továbbá az összesűrűsödő levegő hatása nem lehet számottevő, miután a tömb kőzetében törések nem észlelhetők, a kürtők sem törések mentén képződtek).

A kürtőket a csapadékvíz sem hozhatta létre. Ugyanis a hordozó térszín kis kiterjedése miatt a kürtők környezetükből nagyon kevés csapadékvizet kapnak. A tömb felszíne nem a kürtők irányába dől, így a jelenlegi

felszíni viszonyok miatt inkább csak hulló csapadékvíz kerülhet a kürtőkbe. Korábban, amikor a tömb még nem fűződött le, a környezetétől számottevő mennyiségű víz áramolhatott a kürtőkbe a szárazföld felől. Ez esetben viszont csak egy, a szárazföld közeli kürtősor kialakulása magyarázható. E kürtősor és az óceán közötti kürtőkbe már nem áramolhatott megfelelő mennyiségű csapadékvíz.

Végül megemlíthető az Ankaranai tsingy karrformái között uralkodnak a vízáramlásos eredetűek (rillenkarrok, rinnenkarrok). Miután a tsingy karrformái csapadékvíz hatására alakultak ki (*VERESS* et al. 2006), a tömb kürtőinek a kialakulásában a csapadékvíznek legfeljebb részleges szerep juthatott.

A kürtők kialakulását a gyökérsavak oldó hatására vezetjük az alábbiak miatt.

- A gyökérzet nagy sűrűséggel fejlődik ki. Ez kedvez az egymáshoz közeli kürtők kialakulásának.
- Ismert, hogy a gyökerek és így a gyökérkarrok csatornái 20-25 m-es mélységig is átjárhatják a kőzetet (*JAKUCS* 1980). A tömb kürtői vertikális kiterjedése e mérettartományon belüliek.
- A kürtők többsége ferde helyzetű. Ilyen helyzetű kürtők ferde helyzetű gyökerek mentén nagyobb eséllyel alakulnak ki, mint akár abráziós hatásra, akár a beszivárgó csapadékvíz oldó hatására.
- A kürtők gyakran csoportos kifejlődésűek.
- A kürtők válaszfalmaradványai úgy jöhettek létre, hogy a különböző helyzetű kürtők összekapcsolódtak, szétágaztak, ill. egymást metszették. Ezek a mintázatok egymáshoz kapcsolódó, szétágazó, egymás mellett „*elnövő*" gyökérzet egykori létezésével jól magyarázhatók.

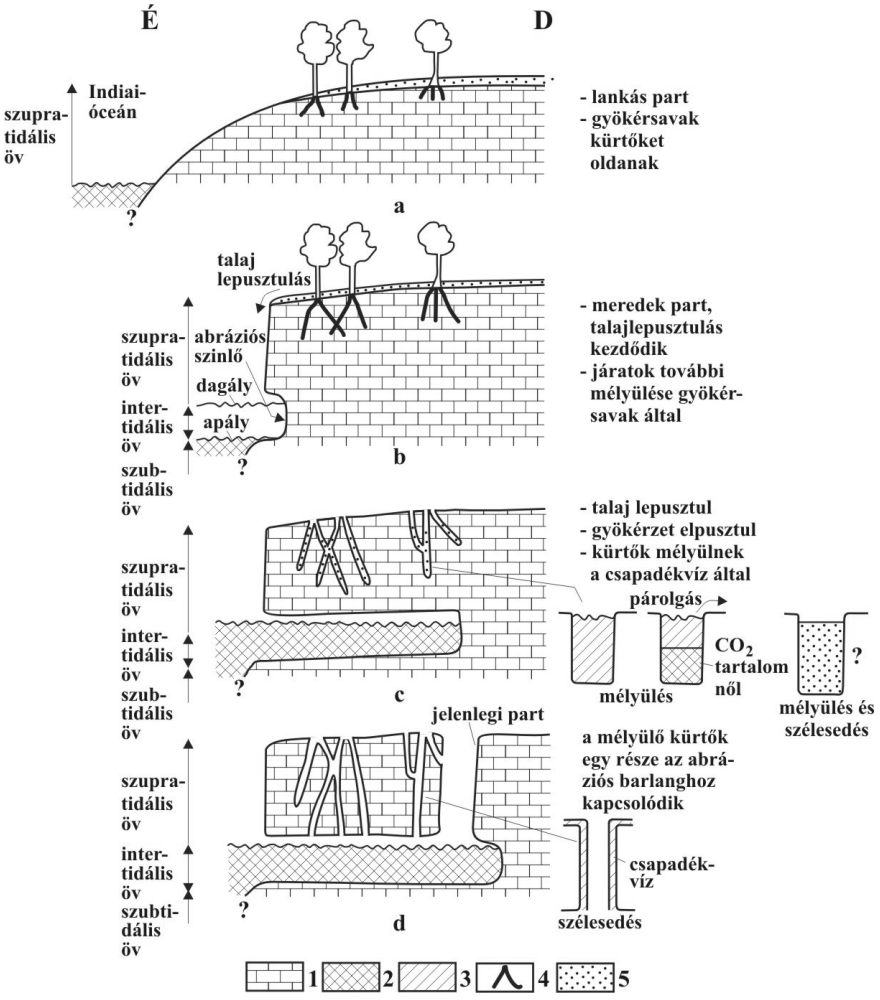
A kürtők létrejöttéhez még az alábbi tényezők járulhattak hozzá.

- A talaj alatti oldós (a kürtők többé-kevésbé talajjal hosszabb-rövidebb ideig kitöltöttek lehettek),
- a csapadékvíz (részben közvetlenül, részben közvetve azáltal, hogy a kürtőkben felül elhelyezkedő és elpárolgó csapadékvíz CO_2-ja a kürtő alsó részét kitöltő tengervízbe kerülhetett),
- az abrázió (a hullámzás a kőtömböt alulról pusztította),
- a felcsapó hullámok vizének oldó hatása (a hullámok csapadékvizet szállítottak a tömb felszínére).

6. A tömb „*fejlődéstörténeti*" vázlata

- A jelenlegi tömb területén, de valószínűleg annál nagyobb kiterjedésben, a partszakaszt fás növényzet, ill. talaj borítja. A növényzet gyökerei által ter-

melt gyökérsavak a kőzetben kürtőket, kürtőkezdeményeket hoznak létre (*4a. ábra*).
- A hullámzás hatására a part egyre meredekebbé formálódik, miközben abráziós színlő képződik. A gyökérsavak hatására a kürtők tovább mélyülnek (*4b. ábra*).
- A meredek partfal feletti szárazföldi sávról fokozatosan lepusztult a növényzet és a gyökérzet elpusztult. A kürtők talaj alatti hidrokarbonátos oldódással fejlődnek (*4c. ábra*). Az abráziós színlő abráziós barlanggá fejlődik.



4. ábra: A kürtők kialakulása
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. tengervíz, 3. csapadékvíz, 4. gyökér, 5. talaj
Fig. 4. The development of the pit
Legend: 1. limestone, 2. sea water, 3. rainfall, 4. root, 5. soil

- A tömb elkülönül a szárazföldtől. Ezt elősegíthették a kürtők, amelyek mentén az abrázió sokkal hatékonyabban különíthette el a kőtömböt. A kürtők mélyülése és szélesedése hidrokarbonátos oldódással folytatódik. Ezt az oldódást a kürtőkben összegyűlő csapadékvíz, vagy a tengervíz és a csapadékvíz együttes hatására történik. A kürtők egy része az abráziós barlanghoz kapcsolódik. Ebben szerepe lehet a kürtő talpak oldódásos mélyülésének, ill. annak hogy az abrázió elpusztítja a kürtőtalp alatti kőzetet. A tengervíz a hullámtörés során kerül a tömbre. Ezt bizonyítja, hogy a madáritatókban sóbevonatot észleltünk (*4d. ábra*).

6. Következtetések

- A vizsgált tömb kürtői gyökérkarrok. Kialakulásukban azonban a szerves savak oldó hatása mellett szerepet játszott a hidrokarbonátos oldódás (a talaj alatti oldódás, a csapadékvíz oldó hatása, ill. a tengervíznek a megnövekedett oldó hatása), a gyökérzet feszítő ereje, valamint a hullámzás is.
- A kürtők komplex eredetűket annak köszönhetik, hogy a tömb területe a szárazföldi környezetből fokozatosan a szupratidális zónába került.
- A kürtők jelenléte egy partszakaszon megváltozott környezetre utal. A kürtők kialakulása idején a part kevésbé lehetett meredek, a szárazföldet a part mentén növényzet és talaj borította.
- A part tömbökre különüléses pusztulását intenzív abrázió és a kürtők okozhatták. A partot a hullámzás a kürtők mentén „*bontja*" részekre, ill. választja le a szárazföldről.

IRODALOM

JAKUCS L. (1980): A karszt biológiai produktum! – Földr. Közl. XXVIII. k. 4. sz. p. 331-344.
VERESS M. (2005): A horvátországi Locrum szigetének tengerparti karrjai – Karsztfejlődés X. BDTF Szombathely, Természetföldrajzi Tanszék, p. 207-219.
VERESS M.-ZENTAI Z.-TÓTH G.-CZÖPEK I.-SCHLÄFFER R. (2006): A Madagaszkári tsingy kialakulása – Karszt és Barlang p. 11-32.
CVIJIČ J. (1924): The evolution of lapiés: a study in karst physiography. - Geogr. Rev. XIV, p. 26-49.
JENNINGS, J. N. (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York, 293 p.

McLEAN, R. F. (1974): Geologic significance of bioerosion of breachrock - Proceedings of the International Coral Reef Symposium, Great Barrier Reef Committee, Brisbane, p. 401-408.
SASVÁRI T. (1978): Óceánikus karszt Sri Lanka (Ceylon) szigetén - Karszt és Barlang I-II. p. 49-52.
TRUDGILL, S. T. (1976): Limestone erosion under soil - In: *PANOS, V.* (szerk.): Proceedings of the 6th International Congress of Speleology, II. Ba p. 409-422.
VILES, H. A. - *SPENCER, T.* (1996): "Phytokarst", blue-green algae and limestone weathering - In: FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á. (szerk.): Karren Landforms Universitat, de les Balears, Palma de Mallorca, p. 115-140.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 151-166.

AZ ABALIGET – ORFŰI KARSZT KARSZTOS FELSZÍNFORMÁINAK VIZSGÁLATA TÉRINFORMATIKAI MÓDSZEREKKEL

LIPPMANN LÁSZLÓ – KISS KLAUDIA – MÓGA JÁNOS

ELTE Természetföldrajzi Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P. sétány 1./C
lippmann.laszlo@gmail.com, kissklau7@gmail.com, jmoga@freemail.hu

Abstract: *The karst of Abaliget – Orfű are rich in karst forms: it has many dolines, ponors, caves and gorges, too. It is a typical karst covered region: the significant part of its karstic bedrock is covered with several meters of pleistocene loess sediments. We used geoinformatic analyses to get to know the morphometric parameters of the most representative karst forms, the dolines, and the connection between dolines and structural, geological and relief conditions. We made three groups of the dolines with cluster analysis and collected the differences between them. Because the real doline density is higher than what is figured on the topographical map, we selected one sample area near Orfű. On this place we measured coordinates and the most important morphometric parameters of all dolines and compared the dolines by size.*

1. Bevezetés

A Nyugat-Mecsek mészkőterületének morfológiája sajátos megjelenésű a hazai karszttájak között: töbrökben nagyon gazdag, fedett karsztos térszín. E sajátosság ellenére nem áll igazán a hazai karsztkutatás fő látókörében. A terület töbrei és a térszín geomorfológiája közti kapcsolat alapos vizsgálatát Lovász György (*LOVÁSZ* 1971) és Czigány Szabolcs végezte el (*CZIGÁNY– LOVÁSZ* 2006). Átfogó, leíró mű Hevesi Attila nagydoktori értekezésében (*HEVESI* 2002) foglalja össze a Nyugati-Mecsek karsztos viszonyait, s a fejlődéstörténet magyarázatára is javaslatot tesz. Hoyk Edit kvantitatív vizsgálatában 65 db, a területre reprezentatív töbör morfometriai elemzését végezte el (*HOYK* 2002). További tanulmányok születtek a terület hidrogeológiájával és hidrogeográfiájával (*RÓNAKI* 2007*, BARTA-TARNAI* 2000), a morfológia térképészeti kérdéseivel (*ZENTAI* 2006*)*, valamint a vidék tájökológiai jellemzőivel (*HOYK – KEVEINÉ* 2002) kapcsolatban.

A Nyugati-Mecsek egy NY-K csapású antiklinális szerkezet, amelynek É-i része mintegy 30 km^2 nagyságú karsztterület (*HEVESI* 2002). Felépítését főleg a határdolomitra települt középső triász (anizusi-ladini), kezdetben vékonyréteges, majd pados, nagy vastagságban képződött, jól karsztosodó mészkövek jelentik (*CHIKÁN- CHIKÁNNÉ - KÓKAI* 1984). A terület javát D-ről É-ra vastagodó, néhol csak 1-2, de maximálisan 4-6 m vastag (*HEVESI* 2002) negyedidőszaki lösz fedi, amelyet a terepen vett minták alapján teljesen kilúgozottnak találtunk. A mészkőtérszín nem egységes,

hanem két felszínrészből áll, amelyek felszínalaktani alapja egy-egy hullámverési párkány (*LOVÁSZ* 1971*, HEVESI* 2001). Az alapkőzet csak kevés helyen bukkan a felszínre, az ezt fedő lösztakaró alól éppen csak kihantolódó terület nemönálló (allogén) karsztnak tekinthető (*HEVESI* 2001). A terület morfológiáját É-D, ÉNY-DK irányú, a nemkarsztos területek felől érkező völgyrendszerek szabják meg. A morfológia vonalak közötti platók térszínei töbrökben gazdagok.

2. Célkitűzés

Célunk a Ny-Mecsek egész karsztos területét lefedő geostatisztikai adatbázis készítése volt, amely a domborzati viszonyokon túl az összes töbröt és a szóba jöhető földtani adatokat is számba veszi. Az így kapott adatokból kvantitatív módon (térinformatikai-statisztikai kiértékeléssel) kívántuk megvizsgálni a töbrök és a domborzati/földtani viszonyok feltételezett kapcsolatát. Ezen kívül célunk volt a töbrök osztályozása, legjellemzőbb paramétereik alapján.

A teljes terület kiértékelésén túl két mintaterületet határoltunk le geomorfológiai, szerkezeti, valamint töbörsűrűségi adatok alapján. A térképi formák túlzottan generalizáltak, számos töbör lemarad vagy alakja helytelen, a légifotók felbontása alatt is számos töbör marad (*ZENTAI* 2006), így a térképi töbörsűrűségnél a valóság jóval nagyobb, legalább 50-150 db/km^2 (*HEVESI* 2002). Ezért az orfűi 1,9 km^2-es mintaterületen teljes terepi bejárással, GPS-es és kézi felméréssel igyekeztünk az összes dolinát felmérni. E terepi felvételezéssel sűrítettük az adatbázist, illetve megkaptuk a térképen csupán szimbólumszerűen jelölt töbrök valós paramétereit.

3. Vizsgálati módszerek és eredmények

A térképek, légifotók georeferálását ERDAS IMAGINE 9.1-es programmal végeztük. Térinformatikai vizsgálatokhoz (digitalizálás és kiértékelés) az ArcView GIS 3.3-as verziót és számos kiegészítőjét alkalmaztuk. A kapott adatok statisztikai kiértékeléséhez statisztikai szoftvereket (STATGRAPHICS Plus 5.0, Georient 9.2, R szoftver) használtunk fel.

4. Az adatnyeréshez felhasznált források

● EOV 1:10 000-es méretarányú topográfiai térkép (*EOV-14-113, 14-114, 14-131, 14-132*),

● 1:10 000 méretarányú tájfutótérképek (Abaliget, Orfű) (Baranya Megyei Tájfutó Szöv. 1997),
● a területre eső légifotók (1952, téli felvétel),
● 1:25000 méretarányú földtani térkép (*CHIKÁN-CHIKÁNNÉ- KÓKAI 1984*),
● Terepi felmérés: geodéziai GPS-szel felmértük a töbörközéppontok x,y,z koordinátáit, valamint peremükön körbemértük a 10 m-nél hosszabb tengelyű töbröket, így később ezeket az ArcView-ban alakhelyesen tudtuk megjeleníteni. Az ennél kisebb töbörkezdemények, rogyások hossztengelyét és legnagyobb szélességét, valamint valamennyi töbör mélységét mérőszalag (és kompassz) segítségével mértük le. A hossztengelyek irányítottságát geológiai kompasszal határoztuk meg.

5. A kapott adatkörnyezet

● Digitális domborzatmodell (DDM): a komplex morfometriai vizsgálatok alapja (az 1:10 000-es topográfiai térkép szintvonalai alapján Kriging interpolációval 10 méteres felbontásban).
● Töbörkataszter: 1277 töbör adatbázisa. Nagy részük a térképi ábrázolás során csak pontszerűen jeleníthető meg (pl. egy 10 m átmérőjű töbörkezdemény e térképen csupán 1mm lenne, ezért az ekkora és az ennél kisebb méretű töbrök csak szimbólumként jelölhetők a térképen). Ezért a térképi adatbázis alapján csak a záródó szintvonalakkal ábrázolt töbrök (468 db, 36,6%) méreteiről volt információnk. Ezeket a légifotók és a georeferált tájfutótérképek alakhelyesebb formáival korrigáltuk. Emellett az orfűi mintaterületen a teljes terep bejárásával GPS-es adatfelvételezés során plusz 266 db töbörrel sűrítettük adatbázisunkat. Ismert adatok: mélység, terület, tszf.-i magasság, irányítottság.
● A földtani térképről digitalizálással átvett szerkezeti vonalak, kőzettípus határok.

I. táblázat
Table I.

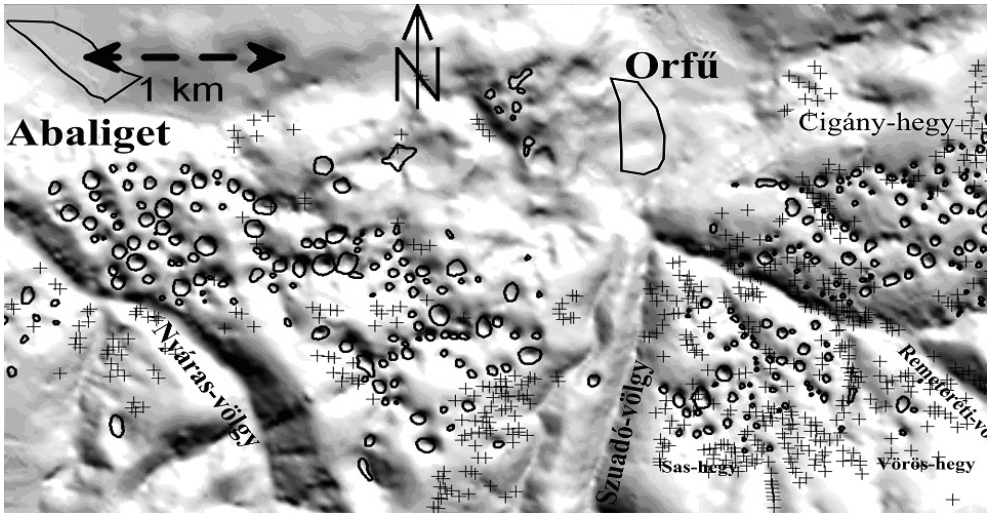
táblázat. A felhasznált paraméterek és számításuk (TELBISZ 2003 *nyomán)*
Table 1. Used parameters and their calculation (according to TELBISZ 2003*)*

Paraméter	**Számítás**
Töbörsűrűség	*Töbörszám/Vizsgált terület*
Töbrösödési arány	*Összes töbörterület/Vizsgált terület*
Kerekítettség	$(4\pi*\text{Terület})/(\text{Kerület})^2$
Körátmérő	$((4/\pi)*\text{Terület}))^{1/2}$
Függőleges megnyúltság	*Körátmérő/Mélység*
Térfogat	*Terület*Mélység/2*

Statisztikai vizsgálatainkban a *FORD-WILLIAMS* (1989) által kidolgozott kvantitatív módszereket használtuk fel, amelynek térinformatikai alapú bevezetésében és továbbfejlesztésében hazánkban *TELBISZ* (2003) járt élen. Az általunk is használt paraméterek számítási módszerét az *I. táblázatban* foglaljuk össze.

6. A töbrök jellemző méretei, alakja

A topográfiai térkép alapján a töbrök, töbörkezdemények zöme (1227 db) a Nyugati-Mecsek egy szűkebb, 22,7 km^2-es területű részén található (*1. ábra*).

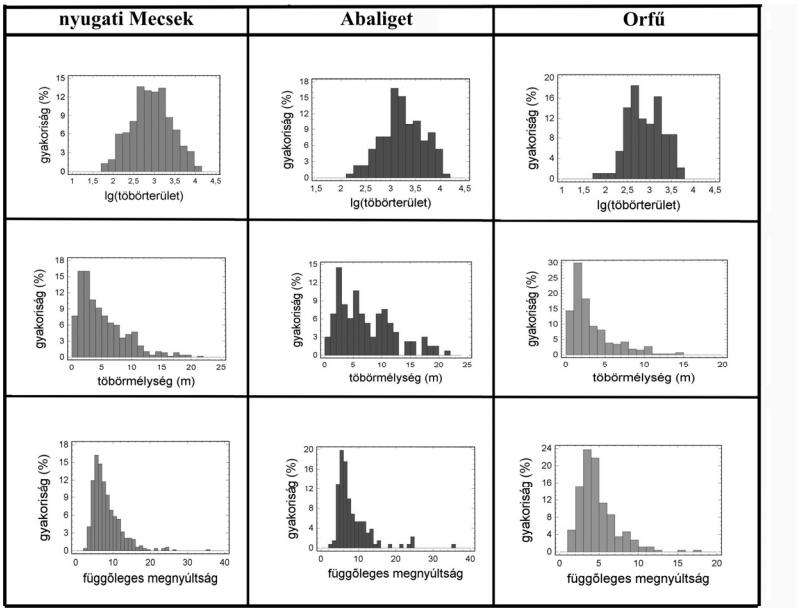


1. ábra. Az Abaliget – Orfűi-karszt töbrei DDM-en
Figure 1. Dolines on the karst of Abaliget-Orfű

A nagyszámú töbör ellenére a töbrös térszínek – éppen a töbrök kis méretéből adódóan - a területnek csupán 3,1%-át teszik ki. A két legnagyobb mértékben töbrösödött térszín az Abaligettől, illetve Orfűtől D-re elhelyezkedő mészkőtérszínek (6,83 ill. 5,96). A Szuadó- és a Remeteréti-völgy között magasodó platón sok az apró karsztos mélyedés, amelyek a Sas- és Vörös-hegy irányába felkapaszkodva - egy szerkezeti vonal mentén - hirtelen megszűnnek; a Zsidó-hegytől K-re pedig dolinákkal már csak elvétve, többnyire völgyekben találkozunk (pl. Nagy-Mély-völgy völgyrendszerének felső része).

A dolinák alapterületeinek gyakorisága a már más karsztos területeken is tapasztalt (*TELBISZ* 2003, *TELBISZ-MÓGA* 2005; *VALYON* 2005)

lognormális eloszlást mutatja (*2. ábra*). E paramétert – de általában a többi méret-jellemzőt (hossz, térfogat, mélység) tekintve is –, az Orfű környéki töbrök kisebbek az abaligetieknél. Utóbbiak némelyike már aggteleki- vagy bükki méretű (*HEVESI* 2002, *TELBISZ* 2003), ám összességében a mecseki töbrök területe jócskán elmarad más magyarországi karsztvidékek töbreitől.



2. ábra. A töbrök területének, mélységének és függőleges megnyúltságának gyakorisági eloszlása
Figure 2. Frequency distribution of the areas, depth and vertical elongating

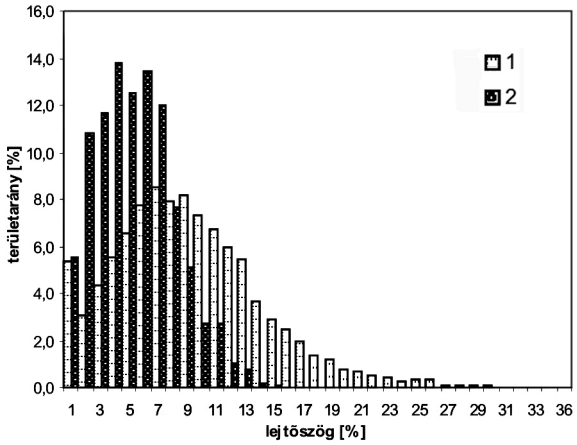
A töbrök mélysége átlagosan 5,5 m, azaz végeredményben mélységhez viszonyított hossztengelyük kicsi. Ez azt jelenti, hogy a dolinák függőlegesen elnyújtottak (pl. az aggteleki dolinaállománnyal összehasonlítva (*TELBISZ* 2003) átlagosan kétszer olyan jól). Ez a vízáteresztő löszös fedőüledékben kialakuló utánrogyásos formák bélyege, ugyanakkor a dolinák fiatal korát és azt is mutatja, hogy szélesedésük, tányérosodásuk még nem kezdődött el vagy kismértékű. Főleg igaz ez az orfűi terepi felvételezéssel nyert adatok esetén.

7. A töbrösödés és a domborzat kapcsolata

7.1. Lejtőszög

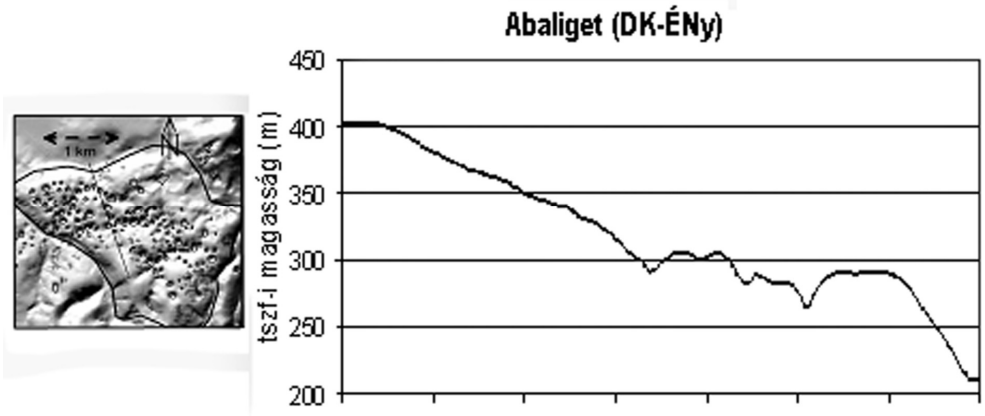
A domborzat és a töbrök kapcsolatát DDM, valamint az ebből levezetett lejtőszögtérkép alapján vizsgáltuk. Ennek alapján 6-9° a leggyakrabban elő-

forduló lejtőkategória, a töbrök pedig területüket tekintve legnagyobb arányban a 2-7°-os lejtésű térszíneken fordulnak elő; a 13°-nál meredekebb részeken dolinák kialakulása nem jellemző. A *3. ábrá*ról leolvasható az is, hogy a töbrösödési arány a 2-4°-os lejtőszög esetén legnagyobb.



3. ábra. A teljes terület és a töbrös térszínek aránya az egyes lejtőszög-kategóriákban
Jelmagyarázat: 1. összterület, 2. töbrös területek
Figure 3. Proportion of total area and doline areas within slope categories
Legend: 1. total area, 2. doline areas

7.2. Tengerszint feletti magasság



4. ábra. DK-ÉNY irányú szelvény az abaligeti platón keresztül
Figure 4. SE-NW cross section across Abaligeti-plateau

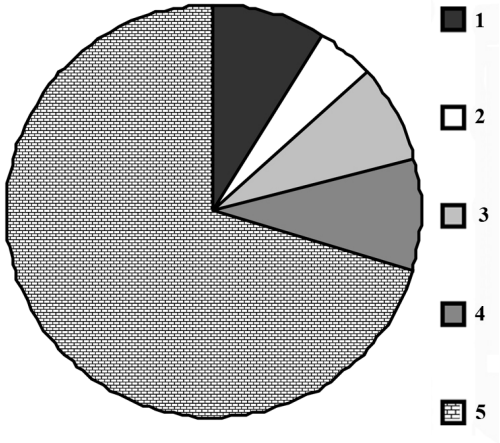
A dolinák peremmagassága 260-552 m között változik, többségük viszonylag szűk tartományban, 260-380 m között mélyül a felszínbe. Magasabb

tszf. magasságban töbrök inkább csak kisebb völgyekben fordulnak elő, illetve a Szuadó- és Remeteréti-völgy közötti hátban. Az abaligeti platón a *LOVÁSZ* (1971) által korábban említett abráziós színlők közül az alacsonyabb, pannon korún jól kimutatható: a dolinák zöme a 280-310 m magasságban foglal helyet. A DDM és egy, a területen átmenő É-D-i keresztszelvény alapján *(4. ábra*) a magasabb (360 m feletti) és idősebb, középső miocén mészkőtérszín is körvonalazható, ám sem a töbörszám, sem a töbrösödött területek alapján szerkesztett gyakorisági hisztogramon nem egyértelmű e szint megjelenése, mert itt a dolinák kevésbé gyakoriak és általában kisebb területűek, mint a pannon térszín töbrei.

8. A töbrök és a földtani viszonyok összefüggései

8.1. Kőzettípusok szerinti megoszlás

A terület nagy részén az alapkőzet aprógumós mészkő. Ennek megfelelően a töbrök közel háromnegyed része e kőzeten alakult ki (*5. ábra)*.

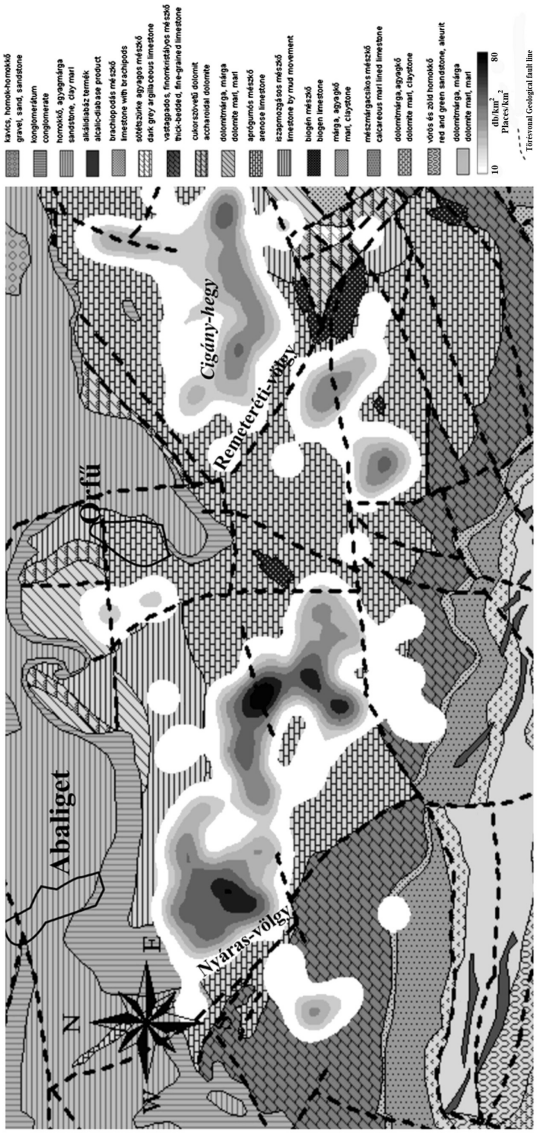


5. ábra. A töbrök kőzettípus szerinti megoszlása
Jelmagyarázat: 1. egyéb, 2. sötétszürke agyagos mészkő, 3. iszapmozgásos mészkő, 4. vastagpados, finomkristályos mészkő, 5. aprógumós mészkő
Figure 5. Dolines according to rock type
Legend: 1. other, 2. dark grey argillaceous limestone, 3. limestone by mud movement, 4. thick-bedded, fine grained limestone, 5. arenose limestone

8.1.1. Töbörsűrűség-térkép és irányítottság-vizsgálatok

A karsztos térszínen belül a legsűrűbben töbrösödött területeket sűrűségtérképek alapján azonosíthatjuk. A maximális töbörsűrűség függ az alkalmazott keresési sugártól (*TELBISZ* 2005). 250 m-es keresési sugárral, Kernel algoritmus alkalmazásával készítettük el a karsztterület töbörközéppontok-

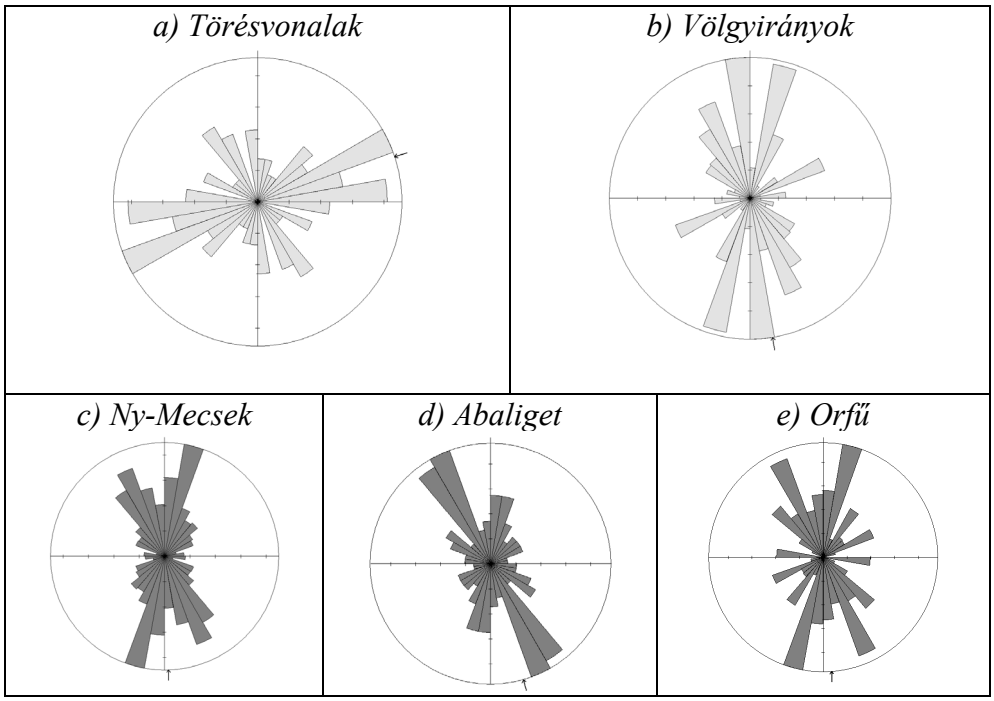
ból levezetett sűrűségtérképét. A vizsgálat során kizárólag az 1000 m^2-nél nagyobb területű töbrök középpontjait használtuk fel, mert ezek már elég méretesek ahhoz, hogy kialakulásukat szerkezeti vonalakhoz kössük. Esetünkben a sűrűbben töbrösödött területek a platós térszínek egy részét jelölik ki, amelyek völgyeket rejtenek, illetve a szerkezeti vonalak irányultságát jelezhetik (*6. ábra).*



6. ábra. Töbörsűrűség-térkép a szerkezeti vonalakkal (keresési sugár: 250 m)
Jelmagyarázat:
Figure 6. Doline density map with the structural lines (search radius: 250 m)

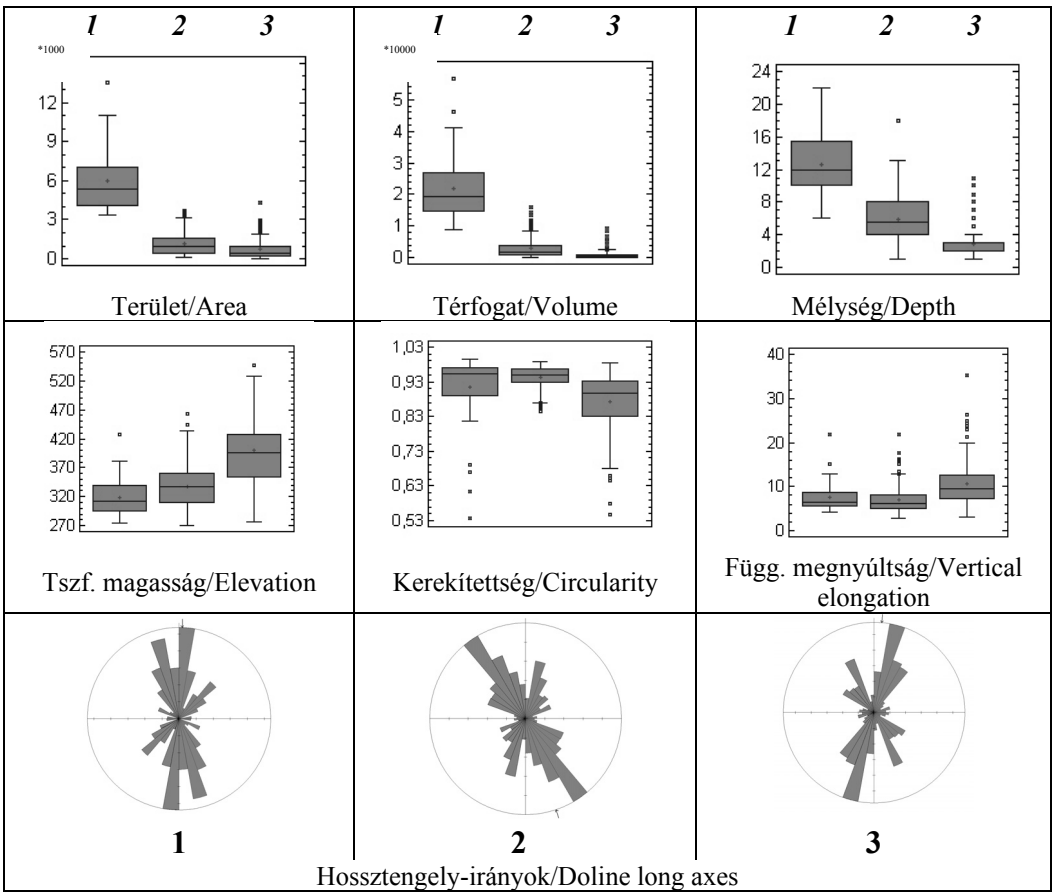
Ha a földtani térkép törésvonalainak irányítottságát megvizsgáljuk, könnyen azonosíthatunk egy NYDNY-KÉK-i irányt, amely az antiklinális szerkezet csapásirányához, illetve az egyes kőzetpásztákhoz igazodik. Ez a töbrök hossztengelyeiben nem mutatkozik meg (*7. ábra a, c*). A törésvonalak rózsadiagramján kevésbé markánsan megfigyelhető egy ÉNY-DK-i irány is, amely feltételezhetően szintén szerkezeti okokra vezethető vissza. Ugyanez az irány a völgyek esetében *(7. b)* - az É-D-i maximum mellett - másodmaximumot jelent, vagyis a töbörfejlődésre tulajdonképpen közvetetten, a völgyek szerkezeti irányait meghatározva lehet hatással.

Ha egy-egy részterületet külön vizsgálunk*(7. d, e)*, még egyértelműbb irányítottságokat fedezhetünk fel. Pl. az abaligeti töbrök erőteljesen ÉNY-DK irányban elnyújtottak. Ez az ÉNY-DK-i irányultság jellemző az orfűi töbrökre is, de ezen a területen az É-D-i völgyek hatása is erőteljesen jelentkezik.



7. ábra. Törésvonal- és völgyirányok, valamint a töbör hossztengelyek alapján készített rózsadiagramok (lineáris skálán ábrázolva)
Figure 7. Rose-diagrams of fracture lines and valley azimuths, comparison with doline long axes (on linear scale)

9. A töbrök csoportosítása meghatározó paramétereik alapján

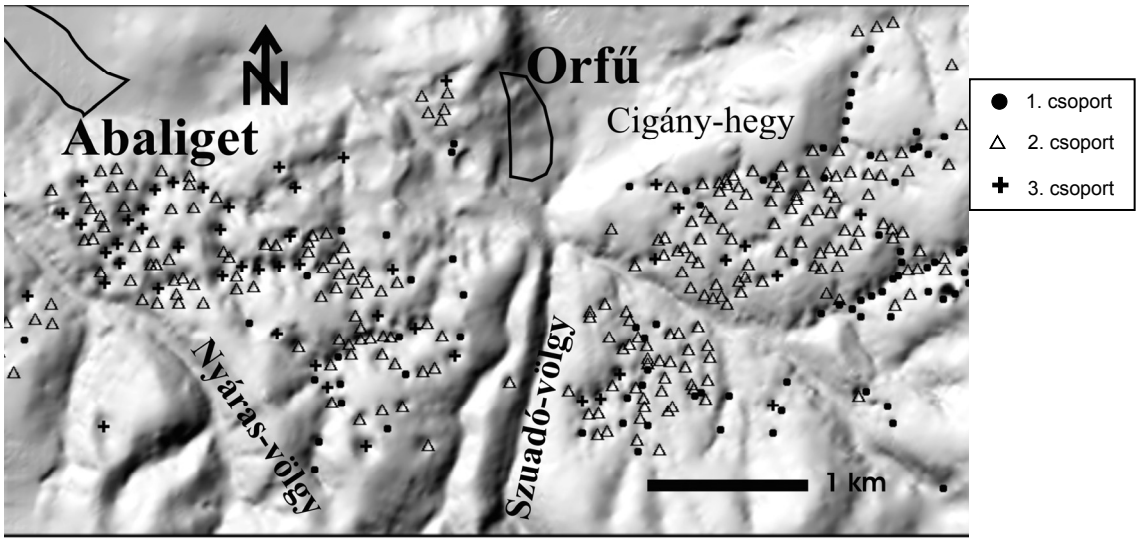


8. ábra. A kapott töbörcsoportok paraméterei
Figure 8. Parameters of the doline groups

Egy terület töbreit komplexebben tudjuk vizsgálni, ha több különböző töbörjellemzőt egyszerre veszünk figyelembe. Ezért a töbrök csoportosításához többváltozós analízist választottunk. Ennek során az R szoftver segítségével hierarchikus klaszterezéssel megkaptuk a várható csoportok számát, majd K-középpontú klaszterezéssel az egyes csoportokba tartozó töbröket. A klaszteranalízis során a töbrök legfontosabb paramétereit választottuk ki, ugyanakkor ügyeltünk arra, hogy lehetőség szerint olyan paramétereket válasszunk, amelyeket:
- nem közvetlenül egy-egy másikból számítottunk;

- a töbör nagyságát jellemző paraméterek (pl. terület, hossz, mélység, térfogat stb.) közül csak egyet választottunk, hiszen nem az volt a célunk, hogy kizárólag méret szerint osztályozzuk a vidék töbreit.

E szempontok figyelembevételével az alábbi töbörparamétereket választottuk ki: a töbör területe, hossztengelyének iránya, a töbörperem magassága, a töbör kerekítettsége, valamint a töbör függőleges megnyúltsága. A klaszteranalízis eredményeként legmarkánsabban három töbörcsoportot tudtunk elkülöníteni. A három csoport jellemző paraméterei közti különbségeket a *8. ábra,* a különböző csoportokba tartozó töbrök elhelyezkedését a *9. ábra* mutatja.



9. ábra. A három csoport töbreinek elhelyezkedése
Figure 9. Location of the three clusters

Ezek és a csoportokat legjobban reprezentáló doliná(k), ún. csoportközéppont(ok) (*II. táblázat*) alapján a következő megállapítások tehetők:
- Az 1. csoportba nagyméretű, kis-közepes függőleges megnyúltságú töbrök tartoznak. Alacsony tengerszint feletti magasságban (<330 m), többnyire az abaligeti terület fiatal abráziós felszínén helyezkednek el. É-D-i irányítottságuk a felszín É-ias kitettségével, (esetleg völgyiránnyal) hozható kapcsolatba. Viszonylag szabályos dolinák, ám a kerekítettség lefelé kiugró értékei alapján megállapítható, hogy vannak közöttük egymással összeolvadó dolinák, „*többrekeszű karsztbugyrok*" (*HEVESI* 2002).
- A 2. csoportba tartoznak a még nem összeoldódott, egyedi, jellemzően közepes méretű, vízszintes kiterjedésükhöz képest mély (kis függőleges

megnyúltságú), erősen kerekített dolinák. E jellemzők alapján valószínűleg a karsztosodás korábbi fázisában vannak, mint az 1. csoport képződményei, ami azonban nem feltétlenül jelenti azt, hogy fiatalabbak azoknál – csupán utóbbiak fejlődése lehetett gyorsabb, a karsztosodás eltérő feltételei miatt. Mivel ez a legnépesebb csoport, nem meglepő, hogy fő irányítottságuk a nyugat-mecseki dolinákra összességében is jellemző, szerkezeti vonalakhoz igazodó ÉNY-DK. A területen elszórtan megtalálható, jellemzően platókba mélyülő töbrök.

II. táblázat
Table II.

A csoportközéppontok legfontosabb paraméterei
The most important parameters of the group centers

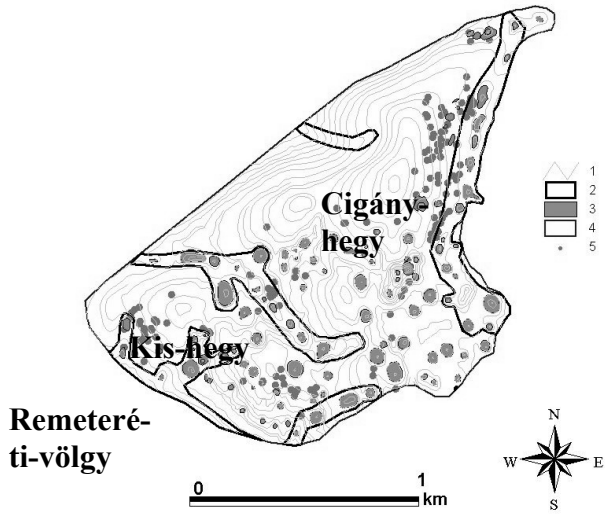
Csoport	**1**	**2**	**3**
Elemszám (db)	52 (11,1%)	246 (52,6%)	170 (36,3%)
Csoportkp. azonosító	1	28	418
Terület (m^2)	5272	1300	327
Azimut (°)	117	107	71,8
Peremmagasság (m)	310	338	400
Mélység (m)	11	6	2
Kerekítettség (-)	0,93	0,95	0,88
Függ. Megnyúltság (-)	7,45	6,78	10,2

- A 3. csoportba – néhány kivétellel - kis méretű, nagy függőleges megnyúltságú, nagyobb tszf. magasságú töbrök kerültek. A 170 db töbör több mint fele – a völgyi töbrök közé tartozik, ami irányítottságukban is megmutatkozik. Nagy függőleges megnyúltságuk (körátmérőjükhöz képest sekély mélységük) is ezzel magyarázható. Kisebb kerekítettségük pedig völgyirányban való vízszintes megnyúltságukból adódik. A karsztterület jobban szabdalt, magasabb (>400 m) melegmányi részén jellemzőek leginkább.

10. Az orfűi mintaterület töbrei

A mintaterületet a kőzettani viszonyok, szerkezeti vonalak, a domborzati és töbörsűrűségi térkép alapján határoltuk le (*10. ábra*). A légifelvételek alapján és a terepi vizsgálatok során kiderült, hogy a kisméretű karsztos mélyedések a valóságban a topográfiai térképen jelölteknél jóval nagyobb szám-

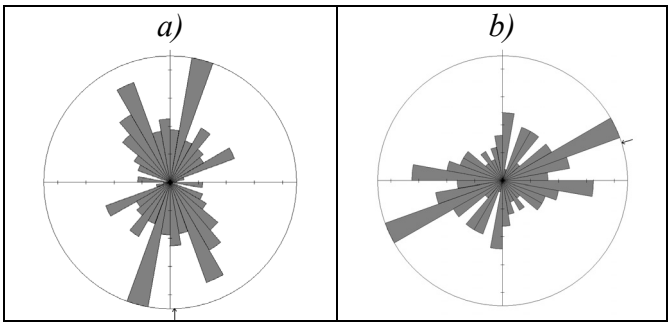
ban vannak jelen (a töbörsűrűség értéke az összes töbröt figyelembe véve – közel 2 km^2-es területünkön - 164 db/km^2.). Legnagyobb sűrűségben a nagyobb völgyek (Remeteréti-völgy, Cigány- és Zsidó-hegy között mélyülő völgy) oldallejtőin, azon belül is a völgytalpak közelében jelennek meg, a tetőszinteken gyakoriságuk kisebb. Az Orfű felé leszakadó meredek lejtőkön nem találhatóak meg.



10. ábra. Az orfűi mintaterület töbrei
Jelmagyarázat: 1-szintvonal, 2-völgyek, 3-nagyméretű töbrök, 4-a mintaterület határa, 5-töbörkezdemények
Figure 10. Dolines of the sample area
Legend: 1-contour lines, 2-valleys, 3-great dolines, 4-border of the sample area, 5-small dolines

Ezek a többnyire oldallejtőkbe mélyülő töbörkezdemények kis méretűek. 81%-uk területe 50 m^2 alatt marad, hosszabbik tengelyük a legtöbb esetben nem éri el a 10 m-t sem, mélységük leggyakrabban 1-2 m. Függőleges megnyúltságuk kicsi, ami fiatal korukat mutatja. Megjelenhetnek a nagyméretű töbrök peremén, oldalában kisebb fiókmélyedésekként, de azoktól távolabb, elszórtan is, mint pl. a Cigány-hegy DK-i lejtőjén. Ezek a kis töbörkezdemények a kilúgzott, vízáteresztő löszös fedőüledék tömörödésével és rogyásával jöhetnek létre (*VERESS* 1999, *HEVESI* 2002). Ezek között előfordulhatnak olyanok is, amelyek alja eléri a mészkövet – a terepi mérések során meglepően sok olyan kisméretű töbörrel találkoztunk, amelyekhez több, általában három irányból is kis mélységű hosszanti vízbevezető mélyedések futnak és/vagy aljuk víznyelőben végződött. Terepi megfigyeléseink szerint e kis töbörkezdemények a legtöbbször lejtőirányban

megnyúltak, ennek igazolására vagy elvetésére megvizsgáltuk a területen található összes töbör megnyúltsági irányát: a töbrök méret szerinti szétválogatása után a 100 m^2-nél nagyobb, topográfiai térképen is poligonként megjelenő töbrök esetén egy É-D és egy ÉNY-DK irányú maximum volt megfigyelhető, amelyet szerkezeti irányokhoz, valamint egy, a mintaterületet K-en átszelő völgy irányához köthetünk. A kisméretű mélyedések KÉK-i illetve NYDNY-i irányítottságát a Cigány-hegy és a Kis-hegy hasonló lejtőirányai hozták létre (*11. ábra*).



11. ábra. Töbör-hossztengelyek irányítottsága a mintaterület különböző méretű töbreire: a) töbörterület > 100 m^2 , b) töbörterület < 100 m^2
Figure 11. Rose diagrams of doline long axes to the different doline sizes on the sample area: a) doline area > 100 m^2 , b) doline area < 100 m^2

11. Következtetések

Az Abaliget-Orfűi-karszt dolináinak térinformatikai analízise alapján az alábbi következtetéseket tehetjük:
- A dolinák függőleges megnyúltsága kisebb, mint más magyarországi karsztterületeken, ami a töbrök fiatal korát mutatja.
- A töbrösödési arány a 2-4°-os lejtésű, alacsony (280-310 m) tszf. magasságú fiatalabb hullámverési párkányon a legnagyobb. Az idősebb középső miocén felszín töbörmorfometriai módszerekkel nem mutatható ki egyértelműen. A töbrök legnagyobb részének előfordulása az aprógumós mészkőhöz köthető. Irányítottságukat leginkább a szerkezeti vonalak és a völgyhálózat iránya határozza meg.
- Klaszteranalízis alapján a töbröket 3 csoportra bontottuk, amelyeket később finomítani, továbbosztályozni szeretnénk. Mindehhez további terepi és térinformatikai vizsgálatok szükségesek.
- Az orfűi mintaterület kis töbörkezdeményei nemcsak méreteikben, hanem irányítottságukban is különböznek a topográfiai térképen ábrázolt dolinák-

tól: utóbbiaké a völgy- és szerkezeti irányokhoz, a kisebb berogyásoké zömében a lejtőirányhoz köthető.

IRODALOM

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

CHIKÁN G.–CHIKÁN G.-NÉ–KÓKAI A. (1984): A Nyugati-Mecsek földtani térképe 1:25000. - A Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezetének 25 éves fennállása alkalmából kiadta a Magyar Állami Földtani Hivatal, Budapest

CZIGÁNY SZ.-LOVÁSZ GY. (2006): A mecseki karszt térképezésének újabb eredményei – A Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről 28., p. 3-14, Pécs

FORD, D.–WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorfology and Hydrology – Unwin Hyman Ltd., London

HEVESI A. (2002): A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; Az aggteleki karsztok formakincse – Nagydoktori értekezés, Miskolc 145 p.

HOYK E. (2002): A Nyugat-Mecseki karszt dolináinak morfometriai vizsgálata – Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 161-171.

HOYK E. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2000): Tájökológiai szempontú vegetációelemzés a nyugat-mecseki karszton – Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 47-55.

LOVÁSZ GY. (1971): Adatok az Abaligeti karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez – Földrajzi Közlemények p. 283-296.

RÓNAKY L. (2007): A Mecseki-karszton történt víznyomjelzések áttekintése – Karsztfejlődés XII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 91-103.

R DEVELOPMENT CORE TEAM (2005): R: A language and environment for statistical computing. – R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0. URL http://www.R-project.org.

TELBISZ T. (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, ELTE, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest 127 p.

TELBISZ T. – MÓGA J. (2005): Töbör morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 245-265.

VALYON N. (2005): Geomorfológiai elemzések a Bükk digitális domborzatmodellje alapján – Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, Kézirat
VERESS M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja. – A Bakonyi Természettudományi Múzeum Kut. Eredményei 23., Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc. 167 p..
ZENTAI L. (2006): Karsztterepek ábrázolása a magyar topográfiai térképeken – In: Táj, környezet és társadalom, Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére - SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged p. 775-782.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 167-185.

A KÖRÖSFŐI KARSZTFENNSÍK

MÁTYÁS ANNAMÁRIA-IMECS ZOLTÁN

BBTE - Kolozsvár, Földrajz Kar, 400006, Clinicilor utca 5-7
matyas_annamaria@yahoo.com; zimecs@yahoo.com

Abstract: Körösfő (Izvorul Crişului) is situated at 40 km West from Cluj-Napoca. South from the village there is a small area formed of limestone. Even if this is a young rock, being only about 38 million years old, it gave birth to a full range of karstic phenomena from dolines to caves and karstic springs. The paper deals with the study of this interesting karstic plateau, which is very important as the springs are used as water supplies. After a brief introduction and the definition of our aims the geology of the region is presented – concisely. The "Borzika" valley divides the plateau into two units which are presented separately. First we discuss about the dolines – more than 100 – and the swallow-holes, and then we try to make an analysis of the morphometry of the dolines. We present the two active caves of the region, with a total length of nearly 800 m. As their water is used for water supply we deal with the problem of karstic springs too. Finally we underline the conclusions of our study.

1. Bevezető

Ha valaki azt kérdezi egy természetjárótól, hogy hol található Kolozsvárhoz legközelebb barlang, a kérdezett minden bizonnyal a Sebes-Körös völgyében található Zichy-barlangra gondol, amely 100 km-re fekszik a kincses várostól. Ez azonban csak részben igaz, hiszen a Sebes-Körös Körösfő – az ismert kalotaszegi település – határában ered és bármennyire is hihetetlen, itt is találunk barlangot, nem is egyet és nem is kicsit! Erről már Tulogdy János neves erdélyi geográfus is írt az Erdély 1944-es szeptemberi számában. Valójában egy kisméretű, de igen látványos karsztfennsík található Körösfő közelében a Sebes-Körös forrásától két kilométerre. A térség valójában nem a barlangjai miatt jelentős, hanem azért mert az emberi leleményesség kihasználta a természet adottságait és a felszínre bukkanó források vizét bevezette a település háztartásaiba. És éppen azért kell megismerni a felszín alatti vizek táplálását, valamint a vizek útját, hogy az eddig jó minőségű víz továbbra is iható maradhasson. A kolozsvári BBTE Földrajz Kara mellett működő Cholnoky Jenő Földrajzi Szakkollégium tagjai célul tűzték ki ennek a kis karsztfennsíknak a tanulmányozását. Ennek a munkának az eddigi eredményeit szeretnénk most bemutatni.

2. Célkitűzések

Dolgozatunk célja a karsztfennsík általános bemutatása, kiemelve az eddigi munkánk eredményeit. Mivel főleg a felszíni formákat vizsgáltuk, a legna-

gyobb hangsúlyt a töbrök bemutatására fektetjük, kiegészítve ezt egy morfometriai elemzéssel. A térség karsztforrásait már évek óta vízellátásra használják, így nagyon fontos lenne ezek vízgyűjtőterületét lehatárolni, illetve megismerni a felszínen felismerhető nyelők által elvezetett vizek útját tisztázni. Erre egyelőre nem volt módunk, de az eddigi észrevételeinket bemutatjuk. Csapatunk a források vizét is vizsgálta, de ezen eredmények bemutatása nem képezi jelen dolgozat célját.

3. Kutatástörténet

Körösfő lakosai már régen használták a források vizét, de senkiben nem merült fel a térség tudományos kutatásának gondolata. Aztán akadt egy kíváncsi pap aki felfedezett egy barlangot. Ezt az eseményt Tulogdy János kolozsvári geográfus a „*Cseppköves barlang Körösfő alatt*" című cikkében a következőképpen mutatja be: „*Körösfői barátaim – Tőkés Tibor ref. lelkész és Balázs István tanár – felvilágosítása szerint a barlangot tulajdonképpen Rácz János Lajos körösfői ref. lelkész fedezte fel az 1910-es évek elején, amikor egy bivaly zuhant be a merőleges járaton a barlangba. Ez nem lehet, mert a levezető nyílás kezdete olyan szűk, hogy még egy bivaly borjú sem zuhanhat be a barlangba. A körösfőiek közül többen – köztük fiatal korában Balázs István édesapja is – jártak a barlangban. A barlangot a nép – mivel a pap fedezte fel, illetőleg annak csak a bevezető nyílását, a lyukat látta – „Pap-lyuká"-nak nevezte el*." (*TULOGDY* 1944)

A falu határában egy másik barlang is van, a „*Szala-pataka*", de ennek felfedezéséről nem találtunk adatokat. A lakosság befogta a források vizét, de tudományos megismerésről semmilyen forrást nem találtunk.

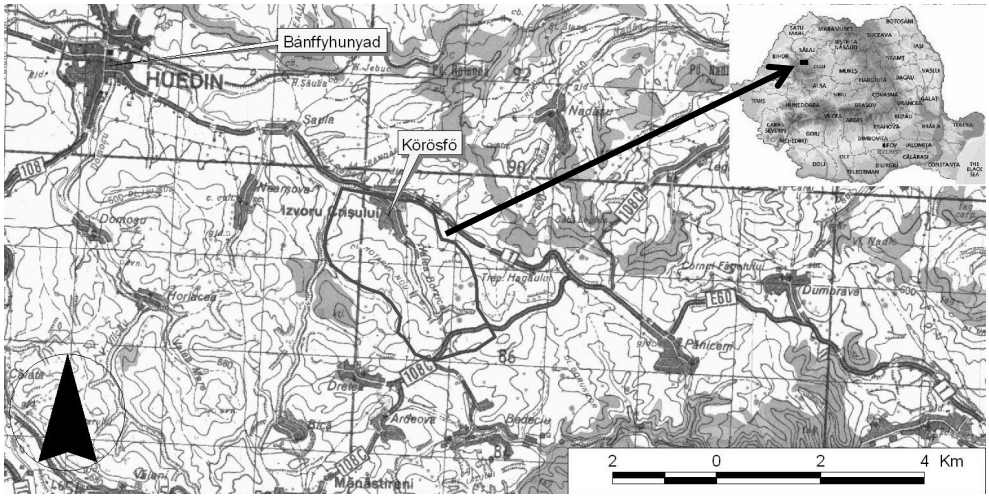
A '70-es évek végén, a '80-as évek elején a Kolozsvári Amatőr Barlangkutató Klub tagjai feltérképezik a barlangokat. Munkájuk eredményeként a barlangok bekerülnek a romániai barlangok kataszteri nyilvántartásába a 4050/1 illetve a 4050/2 számot viselve.

A 2006-2007 tanévben a Cholnoky Jenő Földrajzi Kollégium keretén belül egy karsztos csapat alakul. Néhány lelkes diák, az egykori barlangot térképező tanár vezetésével, visszatér e vidékre és elkezdi alaposabban vizsgálni a térséget.

4. A kutatási terület elhelyezkedése

A vizsgált terület az Erdélyi-medence északnyugati részén, a Bánffyhunyadi-medencében helyezkedik el. Megközelíthető Kolozsvár és Bánffyhunyad irányából az E60-as országúton, valamint a Magyar-

gyerőmonostor felé haladó 108C jelzésű megyei úton. A mintegy 7 km^2-nyi területű karsztvidék tulajdonképpen a magyargyerőmonostori úttól a Körösfő nyugati oldalán haladó völgyig tart (*1. ábra*).



1. ábra: A vizsgált terület elhelyezkedése 1:100 000 topográfiai térképen
Fig. 1. The position of the studied area on a topographic map

5. Földtani felépítés

A térség geológiáját *MÉSZÁROS* (1960), *VLAICU-TĂTĂRÎM* (1963), *NIȚĂ PION* (1966), *FILIPESCU* (1999), *MĂLAN* (1996), *POPESCU* (1984), *MOISESCU* (1990, 1994), *MOISESCU et al*. (1991), *RUSU* (1995), *RUSU et al.* (2004) tanulmányozta. A fennsík és környezetének a főbb földtani jellemzői a következők.

- A régió talapzatát kristályos kőzetek alkotják, amelyekre szárazföldi és tengeri eredetű, eocén-kori üledékek rakódtak. A tengeri üledéksorokat kontinentális formációk választják el. Az Erdélyi-medence ÉK-i részére jellemző paleogén–kora-miocén tengeri ciklusok (MOISESCU 1990, 1994) közül csak az első kettő jelentkezik a területünkön.
- Az alsó tengeri összlet (lutetiai–bartoni), mely a kontinentális Zsibói Tarkaagyag Formációra (*Formațiunea Argilelor Vărgate de Jibou*) települ, egy eleinte elmélyülő (transzgresszív) sorozat (Fojdás Evaporit Formáció = *Formațiunea evaporitică de Foidaş*, Kapusi Formáció-csoport = *Grupul de Căpuşu*, Martonosi Márga Formáció = *Formațiunea Marnelor de Mortănuşa*); a Vistai Mészkő Formáció (*Formațiunea Calcarului de Viştea*) már kiemelkedést jelez. Mindez, csak az aljzatban van jelen. Az ezt követő

Nádasmenti Tarkaagyag Formáció (*Formaţiunea Argilelor Vărgate de Valea Nadăşului*) az első, mely a területünkön a felszínen megjelenik. Ez egy felszíni morfológiájában kis esésű lejtőket képező, feltárásban ritkán megjelenő formáció, mely a Zsoboki (Evaporit) Formációba (*Formaţiunea de Jebucu*) szinte észrevétlenül megy át.

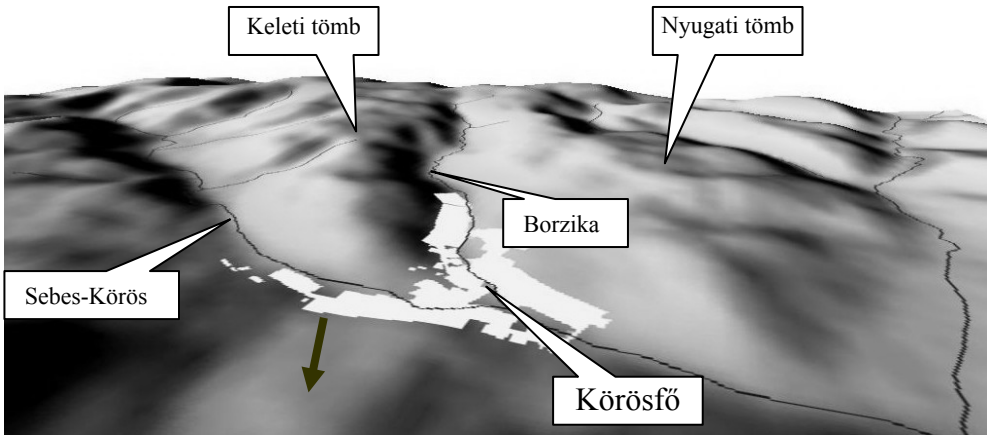
- A Zsoboki Formációt főként vörös agyag alkotja, fehéres, sárgás, zöldes színű homokkő beékelődésekkel, 100–200 m között változó vastagsággal. Ebben helyenként lencseszerű gipszlerakódások is létrejöttek, melyek lagúnás üledékesedési viszonyokra utalnak. Ez utóbbi rétegek laterálisan mészkőszintekbe mennek át (*MÉSZÁROS* 1960). Gipsz lerakódásokat találunk a Körösfőtől É-ra, ÉK-re eső területen. A mészkőszintek kövülettartalma: *Ostrea* sp., *Anomya* sp., esetleg *Cardium* sp., amiből arra következtethetünk, hogy ez a lagúnás rendszer rövid idejű tengeri kapcsolatokkal tarkított.
- Utána tengeri transzgresszió következett, melynek masszív mészkőréteg lerakódása (Kolozsvári Mészkő Formáció = *Formaţiunea Calcarului de Cluj*) képezi a tanulmányozott karsztosodás alapját. Tehát a felső tengeri összlet rétegsorai közül ezt a térséget a felszínen, a Kolozsvári Mészkő Formáció uralma határozza meg. E formáció lerakódásával kezdődött a tulajdonképpeni második tengeri üledékciklus az eocénben, az Erdélyi-medence északnyugati részén, sekély tengeri körülmények között. Ennek kora priabonai (*RUSU,* 1995). A formáció a tanulmányozott térségben egy 3–5 m vastag, alsó, márgás, lumaschell-mészkőszintből (tengeri *Mollusca*- és *Echinodermata*-kövületekkel), és egy pados (egyenként 1 m-t nem meghaladó vastagságú) kalkarenit-szintből áll). Erre az alsó rétegre egy 1–3 m vastagságú *Crassostrea transilvanica* vezérkövületes réteg (*1. kép*) rakódott (pl. „*Szala-pataka*"-barlang előterében).
- A felső szinttáj 10–25 m-ig terjedő, fosszíliákban gazdag mészkőből áll, vékony márga beágyazódásokkal. A formáció kövülettartalma gazdag (*MĂLAN*, 1996): a legalsó szintet helyenként tömeges *Vulsella dubia*-előfordulás jelzi. Fölötte gyakoriak az *Ostreidae*-k, *Cardium*-ok, változatos *Gastropoda*-fauna, valamint *Echinodermata*-k. Az ezt követő, a második paleogén tengeri összlet utolsó előtti, de az eocén időszak utolsó formációja, a Berédi Márga Formáció (*Formaţiunea Marnelor de Brebi*), a tanulmányozott térségben nincs jelen – erodálódott.

1.kép: Vulsella dubia (Mălan, 1996) a Kolozsvári Mészkő Formáció alját jelző vezérszint kövülete (Mátyás Annamária által a helyszínen készített felvétel)
Picture 1. Vulsella dubia – the main fossil of the studied region

6. A karsztfennsík és egységei

Egy alapvetően fiatal – 38-40 millió éves – mészkő rétegen nem számíthatunk olyan kifejlett felszíni jelenségekre mint amilyeneket például a Sebes-Körös alsóbb szakaszán emlegetett Zichy-barlang környékén találunk. A vizsgált térség, – bár az Erdélyi-szigethegység közelében helyezkedik el, – inkább az Erdélyi-medence peremvidékéhez tartozik és medence karszt típushoz sorolható (*MÓGA* 2004). A körösfői karsztfennsík fejlődését – a többi, szokásos tényezőn túl – alapvetően az itt még kis patakként megjelenő Sebes-Körös bal oldali mellékfolyóinak fejlődése határozta meg. Ezek közül ki kell emelni a Borzika nevű völgyet, amelyet a településen belül a helybeliek „*Völgy-pataká*”-nak neveznek. Ez a völgy egy 25 méter mély katlanban végződik, ahol a sziklafalból ered az azonos nevű forrás. Itt a mészkőtömb valójában már „*felfüggesztett*” állapotban van, hiszen az itt kezdődő völgy már teljesen a mészkő alatti márgába vágódott bele. A katlan fölött csak egy gyengén fejlett völgyszerű mélyedés található dolinákkal

szabdalva. Ez a hátráló karsztos völgy (amit a román irodalomban „*vale cu recul”*- nak neveznek, *BLEAHU* 1982) völgyfője. A sziklafalban végződő völgyfő jelenleg közel 3 km-re távolodott el a Sebes-Körös völgyétől. Ez a völgy gyakorlatilag két részre osztja a Körösfőtől délre elterülő karsztfennsíkot, egy keleti és egy nyugati tömbre (*2. ábra*). A keleti tömb felszín alatti vizei a Szala-pataka-barlang rendszeréhez tartoznak, a nyugati tömb vizei pedig a Pap-lyuka-barlanghoz.



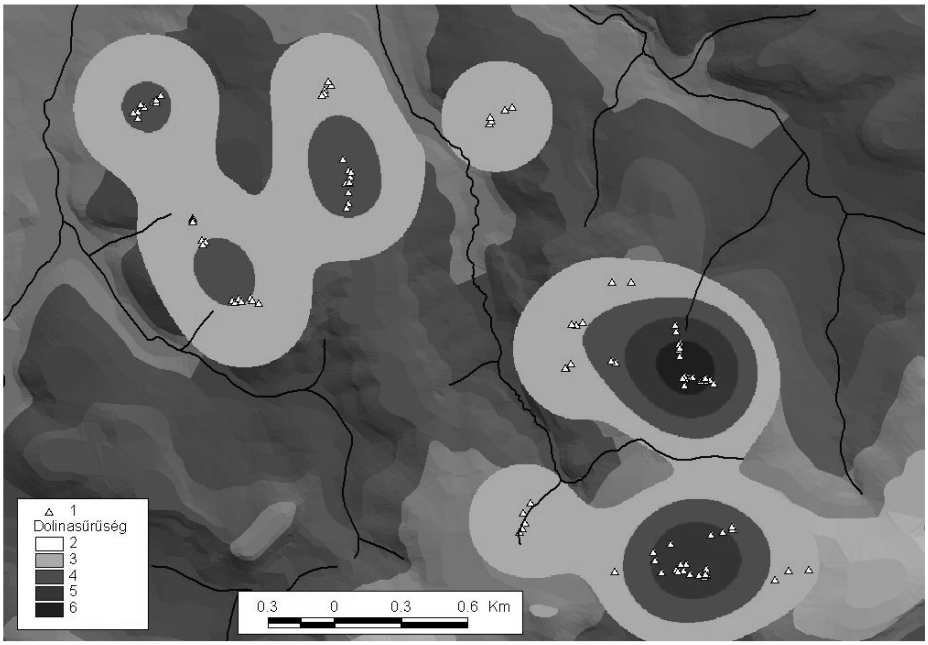
2. ábra: A karsztfennsík egységei (É-ról nézve)
Fig. 2. The units of the plateau (view from North)

Területileg a két tömb azonos nagyságrendű, bár kissé eltérő méretű: a keleti tömb területe 3,31 km^2, míg a nyugatié 4,14 km^2. A továbbiakban, a könnyebb áttekinthetőség érdekében, a formákat a két tömb szerint csoportosítva mutatjuk be.

7. Töbrök, víznyelők

Az összesen 7,45 km^2 területen eddig 103 töbröt dolgoztunk fel, ami azt jelenti, hogy középpontjuk helyzetét GPS segítségével felmértük, mérőszalaggal meghatároztuk átmérőjüket és mélységüket. Ez 13,8 dolina/km^2 sűrűséget jelent, ami megtévesztő érték, mivel térbeli eloszlásuk nem egyenletes, csoportosan, dolinasorokat alkotva helyezkednek el. Sajnos a rendelkezésünkre álló geológiai térképen nem jelennek meg törésvonalak, vetők, így geológiai értelemben nincs mihez viszonyítanunk a dolinák helyzetét. Az ArcView program, Calculate Density parancsával elkészítettük a dolinák sűrűség térképét. A Kernel algoritmust és 500 méteres keresési sugarat al-

kalmazva (*TELBISZ* 2004; *VARGA* 2007) kaptuk meg azt az eredményt amely leginkább tükrözi a terepi valóságot (*3. ábra*).



3. ábra: A dolinák sűrűség-térképe
Jelmagyarázat: 1- dolinák, 2- < 10 dolina/km^2, 3- 10-30 dolina/km^2, 4- 30-50 dolina/km^2, 5- 50-70 dolina/km^2, 6- > 70 dolina/km^2
Fig. 3. Density map of dolines
Legend: 1- dolines, 2- < 10 dolines/km^2, 3- 10-30 dolines/km^2, 4- 30-50 dolines/km^2, 5- 50-70 dolines/km^2, 6- > 70 dolines/km^2

Kialakulásukat tekintve, mivel egy fedett karsztos térségről van szó, leginkább az utánsüllyedéses töbrök csoportjába sorolhatók (*VERESS* 2004). Sok esetben megfigyelhető a fedőüledék egészen friss süllyedése. Találtunk olyan helyet, ahol egy fél méter átmérőjű, fél méter mély berogyás található, ennek fejlődését a továbbiakban nyomon fogjuk követni. Néhány esetben a fedőanyag oly mértékben süllyedt be, hogy a töbör alján már a mészkő felülete válik láthatóvá általában kis méretű – és emiatt járhatatlan – zsomboly formájában. Ezek időszakos víznyelőként működhetnek.

Méreteiket tekintve majdnem azonos arányban fordulnak elő mikro- és mezotöbrök (*VERESS* 2004), 44 illetve 58 számban, egyetlen töbör átmérője haladja meg az 50 métert. A töbrök felmérésénél nehézséget jelent, hogy többségükben bozótosak, nagyon nehezen lehet eljutni a legmélyebb pontjukig. A *2. képen* egy növényzetmentes töbör látható. Többnyire szabályos alakúak, tömörségük átlagos értéke 0,91.

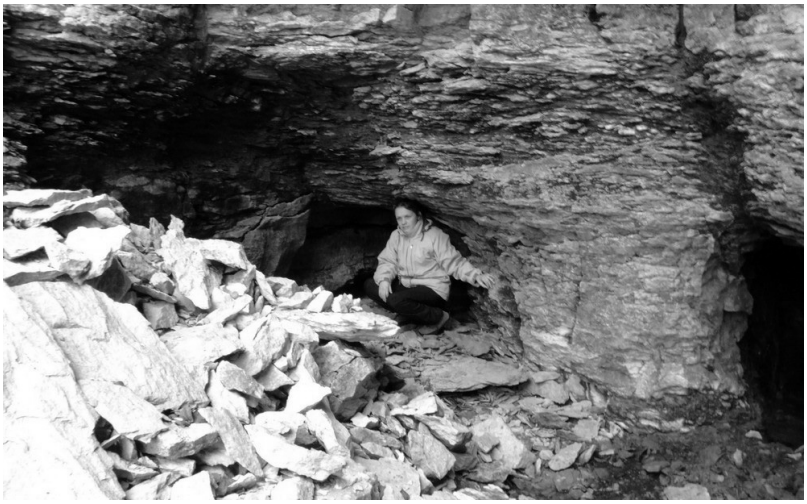
2.kép: Egy „tiszta” dolina
Picture 2. A „clean” doline

A tömbök mérete és lejtési viszonyai nem teszik lehetővé, hogy rajtuk önálló vízhálózat alakuljon ki, ezért klasszikus értelemben vett, állandó befolyással rendelkező víznyelőt nem találtunk, de van két olyan hely, ahol egyértelműen felismerhető az időszakos vízfolyás és vízelvezetés. Ezeknek a megfigyelése újabb terepi munkát igényel esőzés vagy hóolvadás idején.

7.1. A keleti tömb képződményei

A keleti tömb alapvetően a Szala-pataka-barlang környékére, illetve feltételezett vízgyűjtőjére tevődik. A barlang szintén egy „*reculee*” völgy végén található. Ez a völgyfő csupán 800 m-re távolodott el a Sebes-körös völgyétől és regresszív, hátráló jelleg jól nyomon követhető. Ennek egyik oka a mészkő vékony réteges jellegéből adódik, minek hatására a barlang előtti térség tele van törmelékkel. Fennáll annak a lehetősége, hogy az egész előtér beomlik és a barlang bejárata eltorlaszolódik. A *3. képen* a barlang előtti térség (a völgyfő) látható. Az itt látható eldőlt fa egy 3 héttel korábbi felvétel tanúsága szerint még nem volt kidőlve.

3.kép: A Szala-pataka völgyfője
Picture 3. The origin of the Szala-pataka valley



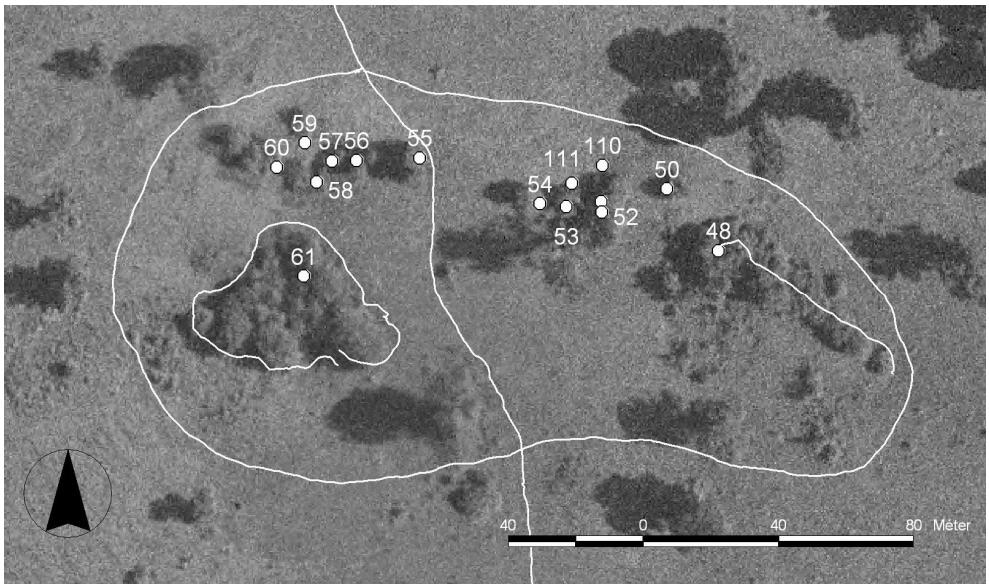
4.kép: A Szala-pataka-barlang bejárata
Picture 4. The entrance of the Szala-pataka cave

A 4. *képen* a barlang bejárata figyelhető meg az előtte folyamatosan gyarapodó törmelékkúppal.

A töbrök tekintetében megállapíthatjuk, hogy a kisebb kiterjedésű, keleti tömbön – melynek területe 3,31 km^2 – a töbrök száma 61, ami 19,03 töbör/km^2 sűrűséget eredményez. Ebben a térségben található a kutatott terület leglátványosabb, legösszetettebb képződménye a Szala-pataka völgytől dél-keletre, a plató közelében (*4. ábra*). Valójában két egymás mellett elhelyezkedő lefolyástalan medence, mindkettőt töbrök szabdalják. A töbörrendszer 260x130 m átmérőjű (légvonalban), 11 kisebb-nagyobb töbörből,

és 2 víznyelő helyből áll. Tulajdonképpen két fő részre oszthatjuk: egy keleti és egy nyugati részre melyeket egy kis gerinc választ el egymástól.

A keleti részben egyértelműen felismerhető egy időszakos vízfolyás amely a 48-as pontnál található vízelvezető helynél ér véget. A völgy hosszúsága a nyelőig 50 m, szélessége 14,8 m, mélysége 2,5 m. A nyelő 3,2 m mély.



4. ábra: Összetett töbörrendszer
Fig. 4. Complex doline system

A nyugati rész két alegységet tartalmaz: a 6 töbörből álló egységet és egy különálló, de jóval méretesebb töbröt, aljában vízelvezető hellyel (61).

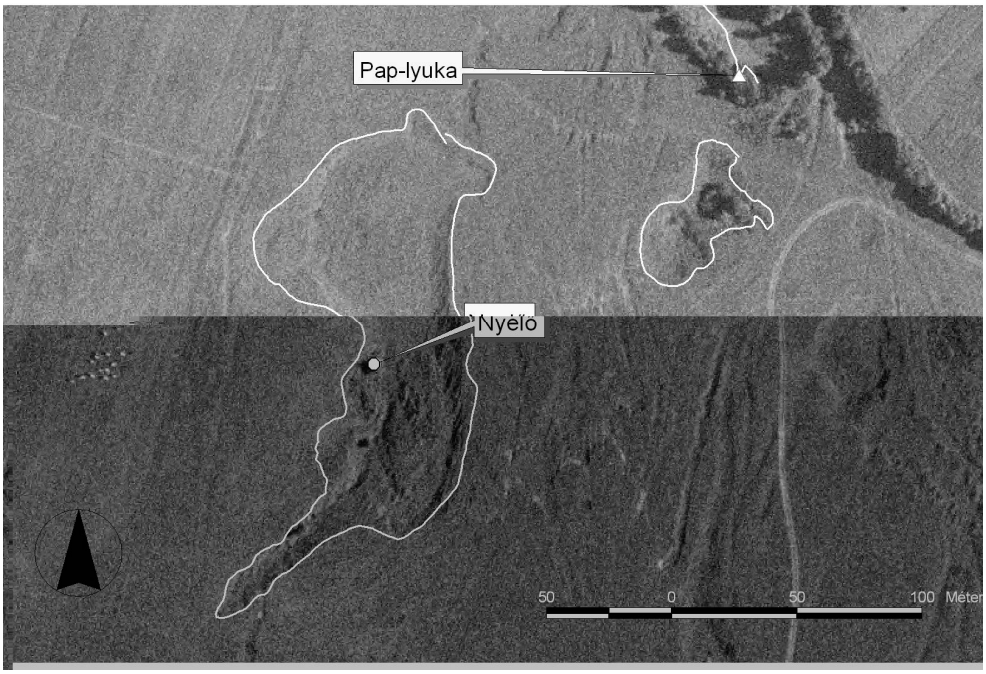
Láthatjuk, hogy ez a rendszer egy nagyon fejlett képződmény, mely jelentős mennyiségű vizet képes elnyelni. Nagy valószínűséggel a Szala-pataka-barlang ezekből a töbrökből is táplálkozik.

7.2. A nyugati tömb képződményei

Ebben az esetben is megállapítható, hogy a tömb képződményei egy barlang köré csoportosulnak. Ez a már emlegetett Pap-lyuka-barlang amely szintén egy karsztforrást táplál, amit Kék-kút-nak neveznek. A karsztforrás térsége jellegében nagyon hasonlít a Szala-pataka omlásos térségéhez, azzal a lényeges különbséggel, hogy ez a település belterületén található, így az emberi tevékenység jelentős mértékben átalakította. A patak völgyfője ugyancsak hátrál (*5. kép*).

5.kép: A Pap-lyuka-barlang forrása
Picture. 5. The spring of the Pap-lyuka cave

Ebben az esetben a barlangba való bejutás nem a kifolyásnál, hanem a felső végénél egy régi vízelvezető helyen keresztül történik. A barlang fölötti fennsíkon szintén találunk töbröket és vízelvezető helyeket, de ezek száma kisebb. A 4,14 km^2 területen eddig feldolgozott 42 töbör 10,14 töbör/km^2 sűrűséget eredményez. Az itt található nyelőrendszer nem is töbör, hanem inkább egy kisméretű poljéra emlékeztet. Feltételezésünk szerint egy eltömődött és feltöltődött dolináról lehet szó. Ennek a kérdésnek a tisztázásához további vizsgálatokra, esetleg fúrásokra lenne szükség. A képződmény hosszúsága (megközelítőleg észak–dél irányban) 168,4 m, legnagyobb szélessége 75 m. Tőle ÉK-re egy másik összetett töbör található, melynek hosszúsága 55 m. Minkét képződmény körvonala jól látható az *5. ábrán*.



5. ábra: A Pap-lyuka nyelő-rendszere
Fig. 5. The swallow system of the Pap-lyuka cave

A vízelvezető helynél elszivárgás történik. Mindkét rendszer a Pap-lyuka barlang vízellátását biztosítja, de nem ezek az egyedüli beszivárgási pontok. A barlangtól DK-re, 400 m-re található egy sziklás falú zsomboly, amely további kutatások célpontja lesz.

Mindkét tömb esetében megállapítható, hogy vannak olyan töbrök, amelyek nem egyértelműen kapcsolódnak az említett barlangokhoz. Ezek szerepének a tisztázása további kutatásokat igényel.

8. A töbrök morfometriai elemzése.

A rendelkezésünkre álló mérési adatok segítségével – a szakirodalomban talált mintának megfelelően – kiszámítottuk a legfontosabb morfológiai mutatókat (*TELBISZ* 2004). Az eredményeket az *I. táblázatban* összesítjük, a bemutatott két – nyugati és keleti – területegység szerint csoportosítva.

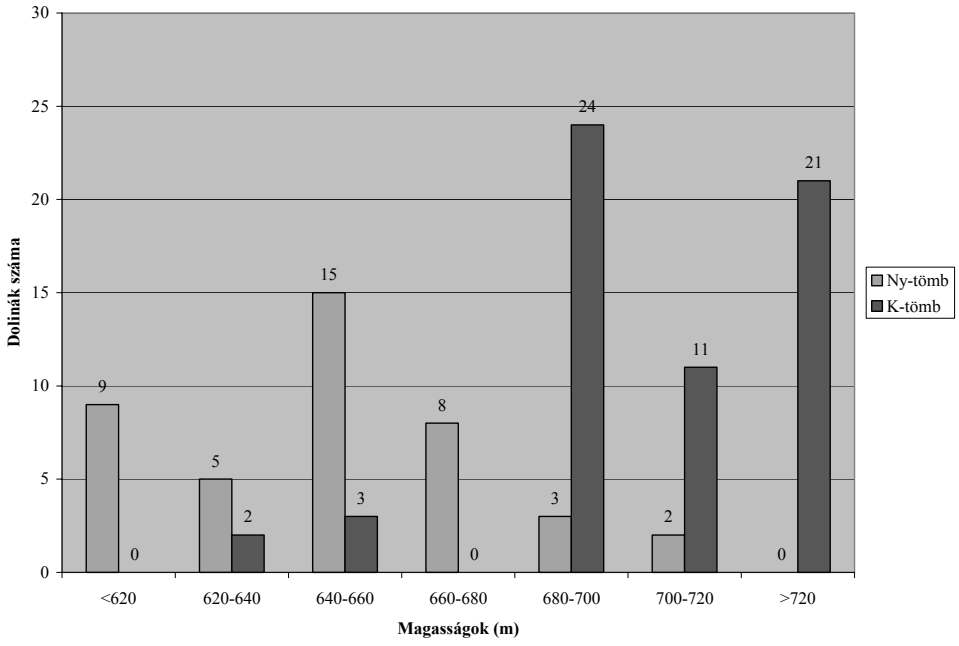
A táblázatot elemezve megfigyelhető, hogy a töbrök kis mérete miatt a töbrösödési arány nagyon kicsi, annak ellenére, hogy helyenként ezek sűrűsége nagy.

A töbrök magasságbeli elhelyezkedése alkalmazkodik a felszín és a mészkőtömb helyzetéhez. A mészkőtömb esetében jól megfigyelhető egy K-DK – NY-ÉNY irányú enyhe dőlés. Ezzel magyarázható a keleti tömb töbreinek nagyobb átlagos magassága. A magassági eloszlást jól szemlélteti a *6. ábra* is.

1. táblázat
Table I.

A dolinák morfometriai adatai
The morphometric data of the dolines.

Morfometriai mutató	Nyugati-tömb	Keleti-tömb
Dolinák száma	42	61
Töbörsűrűség (darab/km^2)	10,14	19,03
Átlagos terület (m^2)	71,98	164,34
Töbrösödési arány (%)	0,07	0,3
Átlagos tömörség	0,93	0,90
Átlagos vízszintes megnyúltság	1,22	1,28
Átlagos függőleges megnyúltság	3,85	4,78
Átlagos térfogat	111,32	257,18

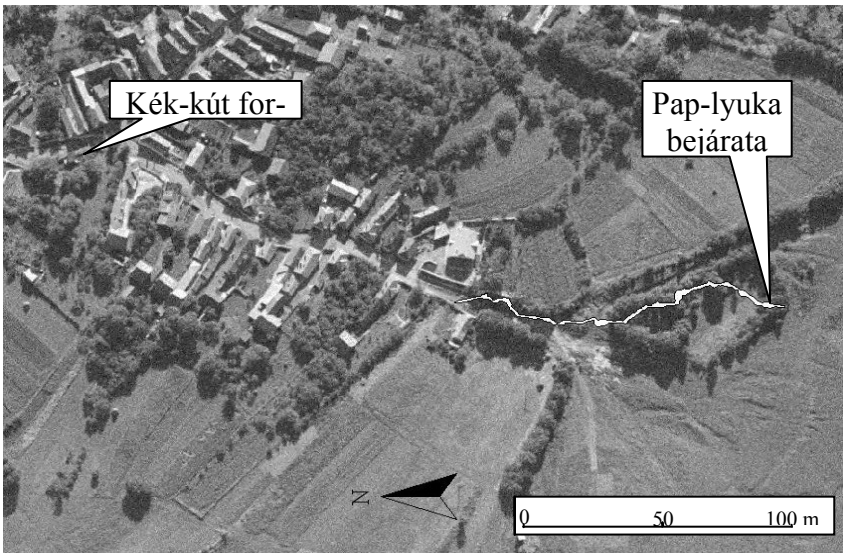


6. ábra A dolinák magasság szerinti eloszlása
Fig. 6. The distribution of dolines by altitude

A morfometriai adatok alapján megállapítható, hogy a keleti tömb töbrei fejlettebbek, területük és térfogatuk nagyobb, ami talán annak tulajdonítható, hogy ez a rendszer egy nagyobb, fejlettebb barlanghoz tartozik, amely biztosítja a megfelelő vízelvezetést. Feltételezésünk szerint továbbá a töbrök méretbeli eltérése a mészkőt fedő tarkaagyak formáció vastagságával lehet kapcsolatban. Ennek igazolására azonban további méréseket kell végeznünk.

9. Barlangok

Amint a bevezetőből kiderül, a térség kutatását tulajdonképpen a barlangok jelenléte és leírása indította el. Előbb a Pap-lyuka- barlang vált ismertté annak ellenére, hogy megközelítése nehezebb mint a Szala-pataka- barlangé. A Pap-lyuka-barlang első pontos felmérése 1979-ben történt, a Kolozsvári Amatőr Barlangász Klub tagjai végezték. Méréseik szerint a barlang hossza 210 m, esése pedig 6 m. A barlangi patak a Kék-kút forrásnál jut a felszínre, mely a falu belterületén található (*5. kép*). A terepi mérések alkalmával felfigyeltünk arra, hogy a barlang bejárata és a forrás között, ahol a barlang vize a felszínre tör, légvonalban több mint 300 méter a távolság. Az ismert járat hossza a mérések alapján csupán 210 m, tehát jelentős hosszúságú ismeretlen járat lehet még a mélyben (*6. kép*).



6. kép: A Pap-lyuka barlang felszíni elhelyezkedése
Picture 6. The Pap-lyuka cave on the surface

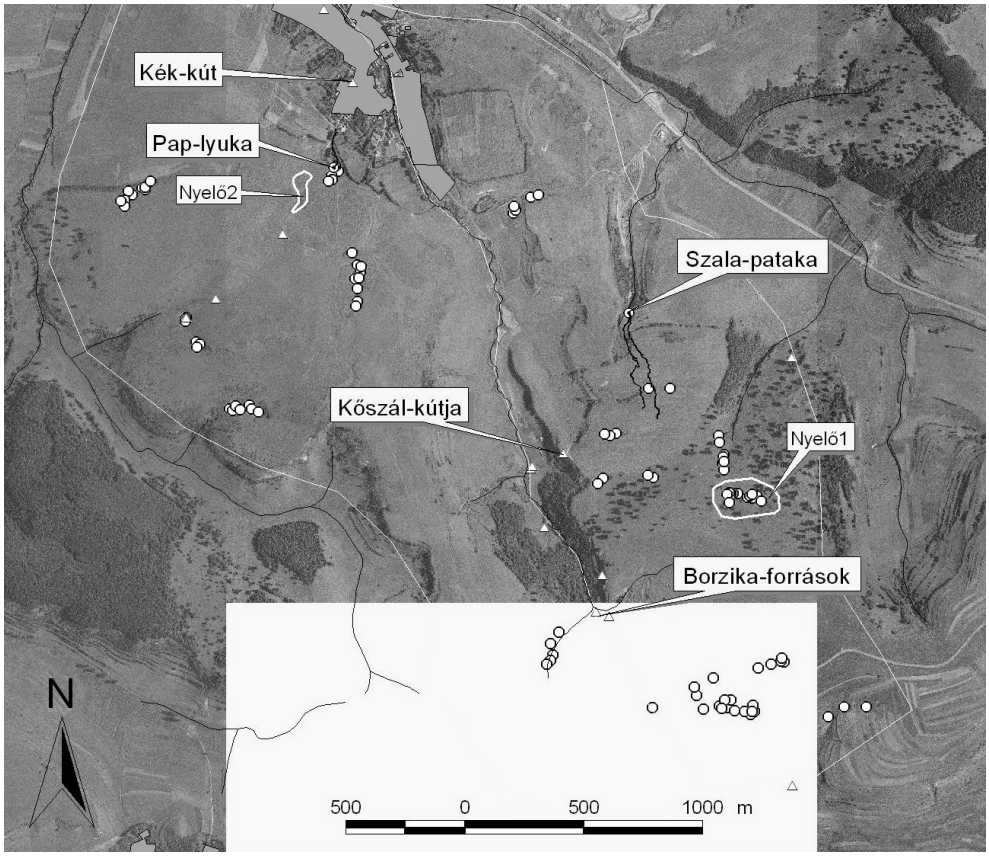
Ennek felderítése fontos lenne mivel a forrás közvetlen közelében a barlang a házak alatt húzódhat, így építkezési, területrendezési szempontból kockázatot jelenthet. Úgyszintén komoly gondot okozhat a csatornázási rendszer hiánya, így az emésztőgödrök, istállók közvetlenül szennyezhetik a barlang illetve a forrás vizét. Jelenleg folyik a csatornahálózat kiépítése így ez a probléma megoldódik. Feltételezéseink szerint helyenként a barlang mennyezete csak néhány méter lehet. Ezt támasztja alá Tulogdy János cikke is: „*A barlangban tartózkodásunk alatt többször hallottuk, a barlang felett végigvezető „Kűszirt utca" sok helyen a mészkövön végigvezető útján végigmenő bivalyszekerek okozta dübörgést, ami mutatja, hogy a barlang mennyezete csak pár méter vastag lehet.*" (*TULOGDY* 1944).

A barlang állandó vízfolyással rendelkező aktív barlang. Cseppkőképződmények is találhatók benne, a patak helyenként tetarata gátakon folyik át. Helyenként 2-3 méter széles és 4-5 méter magas a járat, de vége felé elszűkül és teljesen járhatatlanná válik. A *7. képen* két részlet látható a barlangból.

7. kép: A barlang bejárati része és egy folyosó részlet
Picture 7. The entrance of the cave and a fragment from the interior

A Szala-pataka-barlangot először 1981-ben mérték fel szintén a Kolozsvári Amatőr Barlangász Klub tagjai. Ekkor 503 m hosszúnak bizonyult. Mivel szifonban végződött, felmerült a további kutatás lehetősége. 1988-ban sikerült megnyújtani az ismert hosszt, így a barlang jelenlegi ismert hossza 550 m és szintén egy szifon és az igen szűk keresztmetszet állja útját a továbbjutásnak. A barlang gazdagon díszített cseppkövekkel és nagy méretű mésztufagátakkal. A gátak mögött helyenként fél méter mélységű tavak is előfordulnak. Megvizsgáltuk a barlang felszíni elhelyezkedését. Kiderült a két felmérés közötti irányszögbeli hiba miatt a két változat végpontja között mintegy 50 méteres K-Ny irányú eltérés mutatkozik. Ettől eltekintve a bar-

lang végpontja egyértelműen az előbbiekben leírt összetett, dolina-rendszer irányába mutat. A *7. ábrán* látható mindkét barlang vázlata valamint a már bemutatott nyelő-rendszerek helyzete is.



7. ábra – Összefoglaló (fehér körök – dolinák, víznyelők; fehér háromszögek – források; fekete pontok fehér alapon – barlangok)
Fig. 7. Summary (white circles – dolines, swallow holes; white triangles – springs; black dots on white – caves).

10. Források, vízellátás

Amint már említettük Körösfő település lakosai már évtizedek óta kihasználták a természetes karsztforrások jó minőségű vizét. Jelenleg öt karsztforrás foglalt, de ezen kívül talajvíz forrásokat is használnak a Sebes-Körös jobb oldaláról. A már leírt két barlangi forráson kívül a Borzika-patak völgyfőjénél két karsztforrás foglalt. A Borzika- patak oldalában is van egy forrás, a Kőszál-kútja *(8. kép)*.

8. kép: A Kőszál-kútja karsztforrás
Picture. 8. The „Kőszál-kútja" spring

Itt jegyezzük meg, hogy az általunk karsztforrásként említett és vizsgált 5 forrás esetében a víz kis méretű üregből illetve barlangból érkezik a felszínre. A talajvíz forrásként említett helyeken a víz ásott kutakba szivárog és innen kerül a vezetékekbe.

Jelenleg folyik a vizek minőségének mérése. Eddigi méréseink igazolják, hogy a víz iható és jó minőségű, bár a 2008 tavaszán kissé emelkedett a nitrát mennyiség, de még mindig a megengedett határokon belül van. A vizek Ca tartalma 70-120 mg/l között változik. Szerencsésnek tekinthető, hogy a fennsík területén nem folyik mezőgazdasági tevékenység, így a műtrágyás szennyezéstől nem kell tartani. A terület legnagyobb része természetes legelő és kaszáló. A helybeliek elbeszélése szerint azonban előfordult már véletlenszerű szennyezés, amikor valamilyen anyag került a források vizébe. A szennyeződések megelőzése érdekében fontos lenne megismerni az egyes források vízgyűjtő területét. Ez a két barlang esetében eléggé egyértelmű, bár nem volt lehetőségünk vízfestést végezni. A további három befogott forrás esetében további kutatásokra van szükség. A Kőszál-kútja estében érdekesnek ígérkezik a helyzet, mivel a víz egyértelműen a keleti tömbből érkezik, ahol a Szala-pataka rendszer is található. A Szala-pataka barlang végpontja és a Kőszál-kútja forrása között alig 400 m a légvonalbeli

távolság. A vízgyűjtők azonosítása után szándékunkban van a lakossággal ismertetni a felszíni karsztformák védelmének a fontosságát, illetve óvintézkedéseket hozni ezirányban. Elsősorban a barlangok lezárása igen fontos. Ugyanis mindkét barlangban találtunk már állati tetemeket, csodával határos, hogy nem történt fertőzés. A vízelvezető helyeket be kellene keríteni, hogy az állatok ne tudjanak beleesni. Terepi bejárásaink során megfigyeltük, hogy a többrök általában tiszták, de a településtől távolodva már egyre inkább szemétlerakó helyek.

11. További tervek

● Elkezdtük a források vízminőségét rendszeresen ellenőrizni, de a mérések elemzése nem képezi jelen tanulmány célját.
● Fúrásokat és magassági méréseket végezve megpróbáljuk meghatározni a mészkőréteget fedő tarkaagyak réteg vastagságát. Véleményünk szerint kell létezzen egy összefüggés a fedőréteg vastagsága és a dolinák fejlettsége között.
● Az eddig talált kisméretű zsombolyokat is szeretnénk átkutatni, amennyiben méretük ezt lehetővé teszi.
● Esőzéskor vagy tavaszi hóolvadáskor megpróbáljuk egyértelműen meghatározni azokat a nyelési pontokat ahol a felszíni víz bejut a karsztba. Ily módon újabb információkat nyerhetünk a források vízgyűjtő területének lehatárolásához. Vízfestés alkalmazása igen nehéz a térségben, elsősorban azért mert nincsenek állandó vízfolyással rendelkező nyelők. Ugyanakkor a források vize foglalt, tehát a vízfestés alkalmazása kellemetlenségeket okozhatna a lakosságnak.
● Egy másik készülő tanulmány kapcsán kérdőíves felmérést végeztünk a lakosság körében. Ebből többek között az is kiderült, hogy nincsenek tisztában a többrök szerepével, a felszín alatti vízvezetés módjával. A kapcsolatunk a helyi szervekkel jónak mondható, szándékunkban áll ismeretterjesztő előadást szervezni, így lehetőség lesz olyan óvintézkedések meghozatalára, amelyek biztosíthatják a vizek minőségének megőrzését.
● Kiemelt fontosságú a Pap-lyuka barlang még ismeretlen szakaszának a feltárása, mivel ez teljes egészében a házak alatt húzódik, igen közel a felszínhez., így több szempontból is kockázati tényezőt jelent.

12. Eredmények

Figyelembe véve, hogy a térségről még nem készült ilyen jellegű tanulmány, mindenképpen eredményesnek tekinthetjük eddigi tevékenységünket. Összefoglalva a következő eredményeket sorolhatnánk fel:

● GPS-es terepbejárás során bejelöltünk a térségben 103 töbröt.
● Meghatároztuk a töbrök átmérőjét és mélységét.
● A morfometriai elemzések során megállapítottuk, hogy bár helyenként a töbrök nagy sűrűséget érnek el, a felszín töbrösödési aránya mégis kicsi.
● A morfometriai elemzések arra engednek következtetni, hogy a magasabb térszínen fejlettebbek a töbrök, de mi ezt inkább a térség hatékonyabb vízelvezetési rendszerének tulajdonítjuk.
● Azonosítottuk azokat a pontokat amelyek időszakos víznyelőként működhetnek.
● A barlangi térképeket a felszíni térképre helyezve megpróbáltuk azonosítani a karsztforrások vízgyűjtő területét.
● Végezetül bemutatjuk a *7. ábrát* amely összefoglalja az összes eddig felmért töbröt, valamint a barlangok és források helyzetét. Feltüntettük azon a barlangok alaprajzát valamint a feltételezett nyelő rendszerek helyzetét is. Sajnos a háttérként használt légifotó hiányos a térség déli részén.

IRODALOM

BLEAHU, M. (1982) –Reliefull carstic, - Editura Lyceum, Bucuresti, 1982.

MĂLAN, L., (1996) – Biozonation of the Middle Eocene from Văleni based on calcareous nannofossils. - *Studia Univ. Babeş-Bolyai*, Geol., 39, 1 – 2, p. 337 – 353, Cluj-Napoca

MÉSZÁROS, N. (1960) – Studiul litofacial şi paleogeografic al depozitelor marine eocene de la Vest şi Sud-Vest de Cluj, - *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Scries II., Fasciculus 1., Geol. Geogr*, pag. 87–104, 8 anex.

MÓGA, J., (2004) Az Erdélyi-középhegység karszttípusa, - Karsztfejlődés IX, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 229-250.

RUSU, A. (1995) – Eocene formations in the Călata Region (NW Transylvania) a Critical Review - *Rom. Journ. Tect., Reg. Geol*. 76, pag. 59–72, Bucureşti

TELBISZ, T., (2004) – Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése - PhD értekezés

TULOGDY, J. (1943) – A Révi Zichy-barlang felfedezésének és feltárásának története - *Erdély*, 11-12. sz.

VARGA, Á., (2007) – Az Aggteleki-karszt és a Bükk hegység összehasonlító töbör-morfometriai elemzése térinformatikai módszerek segítségével – Kézirat, diplomamunka.

VERESS, M., (2004) – A karszt - BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely 215 p.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 187-199.

KARSZTOS TANÖSVÉNY KÖRÖSRÉVEN

HEGYELI BOTOND

Babeş-Bolyai Tudományegyetem - Kolozsvár, Földrajz Kar,
hegyeliboti@yahoo.com

Abstract: The Vadu-Crişului Gorge is a natural reservation, situated in the eastern part of Bihor county, along the Crişul-Repede river. It is a carst relief with various endo- and exo carst forms. Teachers and students from the Cholnoky Jenő Geographic Society, involved in carst research are planning to set up a study path in this beautiful defile, on the left banks of the Crişul-Repede river. This project is actually a presentation of our idea of the study path, including the marking of it, and all the information related to the stop points. The length of the study path would be 4,3 km with 13 stop points. From these 13 points, in chapter 4 we describe 8 carst attractions such as the Zichy-cave, Vadu-Crişului falls, Caprei-cave, Belvedere etc. We have a good collaboration with the Bihor Museum, and we hope that together we can fulfill this plan as soon as possible.

1. Bevezetés

Romániában a tanösvény fogalmával elég ritkán találkozunk, hiszen nagyon kevés van belőlük. Vannak turista útvonalak és különböző jelzett ösvények, de a kiépített és táblákkal ellátott tanösvények száma kicsi. Szükség lenne tanösvények kialakítására, hiszen így közelebb kerülhetnénk a természethez, jobban megérthetnénk azt. A tanösvény vonalát követve nemcsak sétálunk egyet, hanem bizonyos információkat is nyerünk az adott vidékekről és látnivalóiról.

Jelen dolgozat tulajdonképpen egy tanösvény kialakítását javasolja a romániai Körösrév település közelében, pontosabban a Körösrévi-szorosban, mely egy igen értékes természetvédelmi terület. Egy karsztos tanösvényt képzeltünk el, melyen végighaladva különböző felszíni és felszín alatti karsztformákkal találkozhat a kíváncsi turista. Szeretnénk létrehozni egy olyan ösvényt, mely a Sebes-Körös bal partján elhelyezkedő változatos karsztfelszínt, az ott található természeti értékeket mutatja be.

A tanösvény gondolata illetve kijelölése a Cholnoky Jenő Földrajzi Szakkollégium (Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Földrajz Kar) karsztos érdeklődésű tagjainak idei tervei közt szerepel. A térségben több jelzett turista ösvény található, és az általunk elképzelt tanösvény egy ilyen jelzett útra tevődik rá. Részletesen bejártuk a terepet, GPS-es felmérést készítettünk a tanösvény pontos vonaláról. Ugyanakkor felvettük a

kapcsolatot a nagyváradi Körösvidéki Múzeummal is, hiszen a szoros védelme és felügyelete a múzeum hatáskörébe tartozik.

2. Földrajzi helyzet

A Körösrévi-szoros az Erdélyi-Szigethegységen belül, a Királyerdő-hegységben található Vársonkolyos és Körösrév települések között (*1. ábra*). Az 5 km hosszú, festői szépségű szorost a Sebes-Körös vágta a triász és júra időszaki mészkőbe. Bár ez a völgy jelentette a legrövidebb utat Nagyvárad és Kolozsvár között, átjárhatatlan volt, így a Királyhágón keresztül építettek közutat. A szoros 1870 óta látogatható, hiszen ekkor építették meg a Nagyváradot Kolozsvárral összekötő vasútvonalat. A hely megközelítése vasúton a legkönnyebb Kolozsvár és Nagyvárad felől egyaránt.

1. ábra: A Körösrévi-szoros földrajzi helyzete
Fig 1. Geographical position of the Vadu-Crisului Gorge

Személygépkocsival Körösrévig illetve Vársonkolyosig lehet eljutni, ahonnan gyönyörű gyalogtúra várja a látogatót. „*Lehetetlen nem észrevenni a Körösrévi-szoros növényvilágának rendkívüli változatosságát, szépségét. Az edényes növények száma 756 faj, ebből 736 virágos növény, 20 páfrányféle, ehhez jön még 96 moha faj és sok-sok gomba, zuzmó és mintegy 1523 egysejtű faj. Ezt a szorost Romániában csak a Tordai-hasadék előzi*

meg a maga 998 edényes növényfajával" – vallja Juhászné Orth Ibolya, ny. tanárnő. Ezt a kiránduló akkor észleli legjobban, ha bejárja a Sebes-Körös bal- és jobb oldalán futó turistautakat (*http:/hu.wikipedia.org*).

3. Kutatástörténet

A Körösrévi-szoros tudományos feltárása, részletes bejárása a XX. század első éveiben kezdődött meg. Elsőként Handl Károly (MÁV vasúti pályafelvigyázó), Veress István (körösrévi református lelkész) és Hollósy Gyula (főjegyző) járták be a környéket 1903-ban, majd Czárán Gyula a folyó bal partján elkészíti azt a turistautat, mely ma is jól járható. (Ezt alátámasztja az évente megrendezett Czárán emléktúra is.) A mészkőhegyekkel határolt folyóvölgy gazdag karsztformákban, számos barlang, sziklafal, töbör díszíti, a közelben több, nagy kiterjedésű karsztplató is található (Öreg-plató, Zichy-plató). Az endokarszt legjelentősebb képviselője a körösrévi Zichy-barlang, melynek feltárása Czárán Gyula nevéhez fűződik. Ő az, aki 1903-ban robbantással járhatóvá teszi a barlangot. A Zichy-barlang felfedezése után sorban tárják fel a szoros többi, kisebb méretű barlangját (*TULOGDY* 1943).

A szoros kialakulásával kapcsolatban több elmélet született, de legvalószínűbb az, miszerint kaptúra révén alakult ki, a pliocén után, az utolsó 10 millió évben. Ennek bizonyítéka, a Kalota-havasról lefutó patakok fejlődéstörténete, melyek eredetileg nem a Körös völgyébe ömlöttek, hanem a Szilágysomlyói öbölbe. Utóbbi tényt bizonyítja a görgetett kavicstakaró jelenléte a hegyhátakon. Tulajdonképpen ebbe a takaróba vágódott bele a Sebes-Körös, melyet a tektonikai repedések is elősegítettek (*RUSU* 1988). A szorost és a barlangot a Román Akadémia 1955-ben védetté nyilvánította.

4. A tanösvény bemutatása

A terepi kiszállások alkalmával sikerült pontos felméréseket végeznünk. Végigjártuk a tanösvény nyomvonalát és ezt GPS vevő segítségével rögzítettük, állomásait is bejelöltük és ezt utólag térképre helyeztük. A tanösvény mentén az egyes megállóknál táblák elhelyezését javasoljuk, melyekre három nyelven kerül majd fel a szöveg (románul, magyarul és angolul). Dolgozatunkban a tanösvény megállóinak ismertetésénél részletes leírást adunk az egyes formákról, ismertetjük azokat az állomásokat, ahová tábla elhelyezését képzeltük el. A kiinduló- és végpontot a Zichy-barlang előtt található kis házikó képezi (*1. kép*). A *3. ábrán* ezt az 1-es számmal jelöltük. Bár itt már található rövid leírás a barlangról és a védett területről,

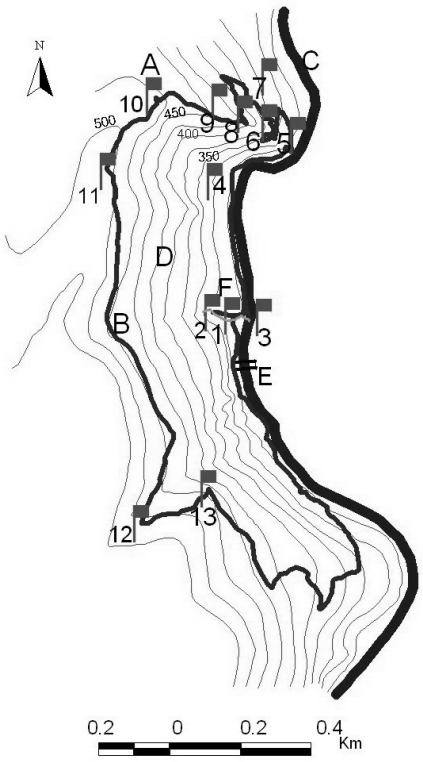
a házikó mellé egy, a tanösvényt ismertető tábla elhelyezését javasoljuk. Erre kerülne rá a tanösvény általános jellegzetességeinek bemutatása, mint a hossz, jelleg, nehézségi fok, bejáráshoz szükséges idő, szintkülönbség stb. Egy szabadon látogatható, karsztos tanösvényt képzeltünk el, amelynek bejárásához 3-3$^{1}/_{2}$ óra szükséges. A piros pont jelzést követve egy közepes nehézségű séta várja a látogatót. A 4,3 km hosszúságú és 215 m szintkülönbségű tanösvény bejárását főleg a tavaszi és nyári hónapokban javasoljuk, a téli időszakban veszélyes. Az ösvény első fele könnyű séta, majd a Kecske-barlangtól ki kell mászni az élre, ami 200 m szintkülönbséget jelent.

1. kép: A Zichy-barlang előtti házikó
Picture 1. Cottage in front of the Zichy Cave

4.1. Zichy-barlang megálló

A tanösvény első látványossága a Zichy-barlang, a *2. ábrán* 2-sel jelöltük. A barlang a szoros legjelentősebb endokarszt-formája. Aktív forrásbarlang, járatainak össz-hossza 2700 m (1000 m a hosszanti, fő járat hossza, melyből 680 m látogatható). Az 1903-as feltárás után Európa egyik legszebb barlangjaként tartják számon. Felfedezése Czárán Gyula nevéhez fűződik, aki 1903. november 10-én robbantással teszi járhatóvá a szűk bejárati nyílást. „*A bejárat magassága 1,7 m, szélessége 5 m. Első kiépítése 1912. június 12-ig fejeződött be*" (*KAFFAI* 2008*).* „*Oly jelentéktelennek látszik maga a bejárás ürege, csakhogy éppen befér a látogató a széles, de alacsony nyíláson, vigyázva, hogy bele ne üsse fejét az alácsüngő*

cseppkőkoloncokba". A barlang patakáról pedig így ír Czárán Gyula: „Mert semmi más, egyedül ő alkotta a nevezetessé vált barlangot..." (*CZÁRÁN*, 1905).



2. ábra: A tanösvény vázlata
Jelmagyarázat: A . megállók 1 - 13-ig, B. tanösvény, C. Körös, D. szintvonal, E. híd, F. barlangpatak
Fig. 2. Sketch of the study path
Legend. A . stop points 1 to 13, B. study path, C. Körös river, D. contour, E. bridge, F. cave river

A további feltárásokban Handl Károlynak és Veress Istvánnak meghatározó szerepe volt. 1912-ben vízfestéssel kimutatják, hogy kapcsolat van a Pokol-barlang és a Zichy-barlang között (a Pokol-barlang az Öreg-karsztplató legjelentősebb barlangja, mely légvonalban kb. 4,3 km-re található a Zichy-barlang bejáratától). A közönség számára az első térképet Monoky Gyula készíti el 1907-ben (*TULOGDY* 1943). Az 1940-es években Beke Lajos, az Erdélyi Kárpát Egyesület alelnöke készíti el a térség első útjelzését. A Zichy-barlang feltárása az I. Világháború után folytatódik, így 1942-re már 1000 m-nyi járat ismert. 1941-ben felújítják a barlang berendezését, de ez nem tart sokáig. „*A barlang eddigi történetének utolsó*

virágzó szakasza az 1960-as évek közepére tehető. Ekkor készült el a Körös felett, mai napig álló vasbeton híd. 1969 május elsején adták át a barlang vadonatúj világítását" (*EGRI* 2003). A világítás nem tartott sokáig, hiszen az állandó magas páratartalom 3 év alatt tönkretette a berendezést. Ettől kezdve a barlang állapota romlott és ez a folyamat csupán az elmúlt években kezdett megváltozni. 2006-ban a nagyváradi székhelyű Körösvidéki Múzeum felújítja a barlang felszereléseit, korlátait és vasbeton elemeit, valamint korszerű, szakaszos kivilágítást hoz létre a barlangban.

A barlang képződményeit, látványosságait Czárán Gyula már a múlt század elején részletesen leírta. A barlangban található a Vámpír, Oroszlánbőr, Magyar Korona, Elefántfej, Kálvária, Szárnyas Oszlop, Lotusz, Mahamed szakálla, Öltöző kabin, Pokol-terem, Kórus, Purgatórium terem stb. (*CZÁRÁN* 1905). Tény, hogy nagyon gazdag formakincs jellemzi a barlangot, de ezek tanulmányozásával az előbbi szerző nem foglalkozott.

A Zichy-barlang látogatási órarendje: hétfőn és kedden zárva, szerda – vasárnap 09.30 – 17.30. Idegenvezető: Géczi Mihály. A látogatás díja 5 lej felnőtteknek, 3 lej diákoknak.

4.2. Körösrévi-vízesés

A második megálló a barlang bejáratától 100 m-re található vízesés, ezt mi a *3-sal* jelöltük. A Zichy-barlang gyors folyású patakja a Sebes-Körösbe ömlik, 12 m magas vízesést létrehozva. „*Rév fölött a Körösnél nagyszerű mésztuff telepet találunk. Ott t.i. az üreges, völgyeléses mészkőtömeg fokozataiból erős vízforrások fakadnak, melyek szép zuhatagokban a Körös felé rohannak. Az említett mésztuff azon vízesésekből csapódik le*" írja *HUNFALVY* (*TULOGDY* 1942). Az előbbi idézet talán a körösrévi vízesés első leírása.

„*Aki a magyar államvasutak vonatán a révi szoros közt robogva, a kocsi ablakából gyönyörködik az átelleni sziklafalon leomló Máv-esés kedves képében, nem is gondolná, mily kemény, nagy munkát végzett ez a szelíden alázuhogó kis patakocska mindjárt ott kissé hátrébb a hegy sziklaméhében*" (*CZÁRÁN* 1905). A vízesés megközelítése a Körös bal partján lehetséges. Érdemes lemenni a vízesés alá, hiszen érdekes karsztformákkal találkozhatunk, az idézetben említett mésztufa képződmények jól megfigyelhetőek. Ezenkívül a vízesés mögött egy kis üreg is képződött a mésztufában, ahová be lehet mászni. Ide szükség lenne egy táblát elhelyezni, melyre a vízesés adatait kellene feltüntetni, vázolva rajta a mögötte kialakult üreget is. Ugyanakkor egy kis leírás is szükséges lenne a

mésztufa képződéséről. A barlang előterében tulajdonképpen egy valódi mésztufa pad keletkezett.

2. kép: A Körösrévi-vízesés
Picture 2. The Vadu-Crişului falls

A Zichy-barlang és a vízesés között egy kisebb tisztás található, mely alkalmas a sátorozásra. Ezen a kis tisztáson építtetett a múlt század elején gróf Zichy Ödön egy menedékházat, ami ma romos állapotban áll. Az épületegyüttest idén készülnek felújítani.

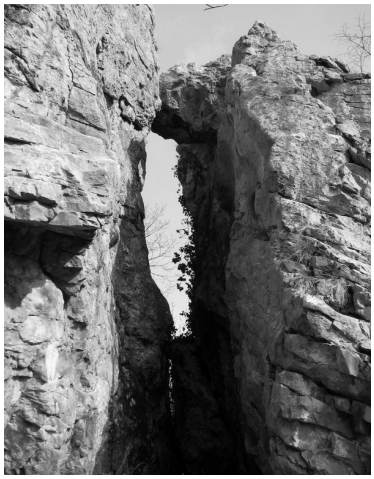
Ha továbbhaladunk az ösvény mentén, 400 m megtétele után egy kőomlás aljához érkezünk, melyet a *4-sel* jelöltünk. Az omlás északi oldalán már meredek sziklafal található. Tovább haladva az ösvény mentén, az fokozatosan emelkedik és egy sziklapárkányon folytatódik, alatta 10-15 m mélységben folyik a Körös vize.

4.3. Kecske-barlang

A következő megállót egy fosszilis barlang, a Kecske-barlang képezi (*5-ös szám*mal jelöltük), mely a kőomlástól 160 m-re található egy sziklafal aljában. Méretei nem túl nagyok, hiszen hossza 28 m, pozitív szintkülönbsége 4 m (*RUSU* 1988). A Zichy-barlang idegenvezetője szerint a Kecske-barlangban találtak használati tárgyakat de a szakirodalomban nem találtunk erre semmiféle utalást. A barlang nyílása fölötti függőleges sziklafal a szoros egyik kedvenc mászóhelye. Úgy gondoljuk, hogy ide

szükséges lenne egy tábla elhelyezése, melyre felkerülne némi információ az itt talált leletekről, barlangi medve csontokról, a barlang méreteiről.

4.4. Sziklakapu

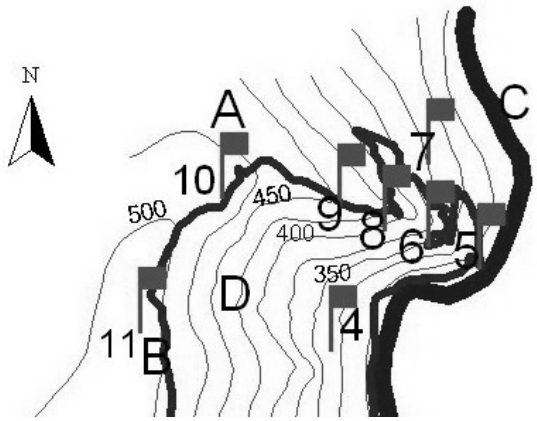


3. kép: A sziklakapu
Picture 3. Gate in the rock

Tulajdonképpen a Kecske-barlangtól kezdődik a tanösvény legnehezebb része, melynek látogatása téli időszakban nem ajánlott. 250 m szerpentines út és 55 m szintkülönbség megtétele után egy érdekes képződményhez érünk, egy sziklakaput alakítottak ki a természet erodáló erői (*6-os szám*mal jelöltük). Ez a „*kapu*" valójában egy alagútszerű repedés a sziklafalban (*3. kép*). Szélessége nem haladja meg az 2-3 m-t, magassága 8-10 m. A „*kapu*" alatt az ösvény is elhalad, és innen már ráláthatunk a szorosra, de még nem nyílik meg előttünk a teljes kilátás.

4.5. Devence - barlangok

A sziklakaput elhagyva újabb barlangokhoz visz az ösvény (*3. ábra*): a Devence I, Devence II és Devence III nevű barlangok egymás közelében találhatók (ezeket *7-sel* jelöltük). Valamennyi kis méretű, fosszilis barlang, ennek ellenére igen gazdag élővilággal rendelkeznek. A Devence III. a leghosszabb, 157 m, pozitív szintkülönbsége 8 m, negatív szintkülönbsége 2 m (*RUSU* 1988). Érdemes meglátogatni azokat, hiszen elágazó járatrendszerüknek és érdekes formakincsüknek köszönhetően látványosabbak, mint a Kecske-barlang. Sisak és fejlámpa használata javasolt.



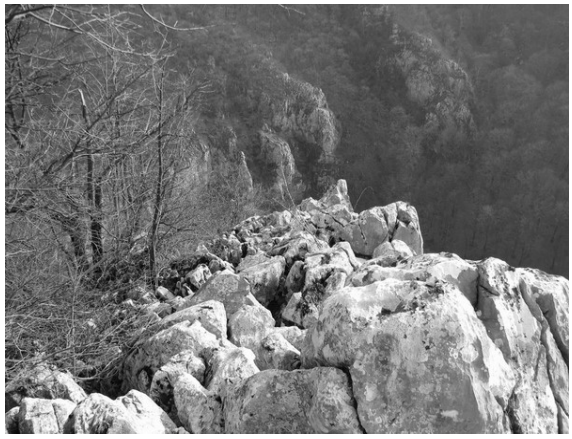
3. ábra: A Devence-barlangok és a kilátó környéke
Jelmagyarázat: A . megállóks, B. tanösvény, C. Körös, D. szintvonal
Fig. 3. The surroundings of the Deventului caves
Legend: A . stop points, B. study path, C. Körös river, D. contour

4.6. 1-es és 2-es kilátók

A barlangokat elhagyva újra meredek emelkedő következik. Az ösvény szerpentinezve halad tovább a Két-püspök sziklára és egyre távolabb kerül a folyótól. 350 m hosszúságban újabb 60 m-t emelkedik az út, itt található az 1-es kilátó, melyet *8-as pont*tal jelöltünk. A kilátóról, mely 135 m-el emelkedik a folyó fölé a szoros déli, Vársonkolyos felőli oldalára nyílik gyönyörű kilátás. Olyan hely, ahol érdemes kicsit elidőzni és elgondolkodni a természet csodálatos alkotó erején. Itt karrmezőt is megcsodálhatunk, hiszen nagyon jól láthatóak a karrosodás jelei (*4. kép*).

A karroknak nevezett karsztos mikroformák létrejöttét a karsztosodó kőzetek felszínén végbemenő oldódás okozza. A karrosodási folyamatot alapvetően befolyásolják a kőzet szövete, szerkezete és rétegzettsége, a talaj és a növényzet (*BORSY,* 1998). Jelen esetben fedetlen karral találkozunk, melyet kagylós formák és hasadékkarr alkotnak. Erre a pontra el lehetne helyezni egy újabb táblát, melyre felkerülnének a pont földrajzi koordinátái, valamint egy leírás a karrosodás folyamatáról. Az 1-es kilátótól mintegy 40 m-re újabb kilátó található (*9-es pont*), mely azonban nem annyira látványos, hiszen növényzet fedi és a kilátás is rosszabb róla. Innen

továbbhaladva változik a táj jellege, egyre sűrűbb aljnövényzet borítja a felszínt. 250 m megtétele után kiérünk a hegy-gerincre.



4. kép: Az 1-es kilátó karrfelszíne
Picture 4. Lapiez on the 1. belvedere

4.7. Töbör

Hamarosan újabb megállóhoz érkezünk, mely egy kisebb méretű töbör (*10-es hely*). A fák között elhelyezkedő töbör jól látható, nem fedi növényzet. Elhatárolható egy külső és egy belső perem, utóbbi átmérője 5 m körüli. Az itt elhelyezendő táblán bemutatásra kerülhetne a töbrök keletkezése, jellegzetességeik szerepük a karsztfejlődésben. Jelen esetben valószínűleg oldásos töbörről van szó.

A töbröt elhagyva az ösvény elágazik. Az elágazás a 11-*es* hely. Mi folytatjuk utunkat a piros pont jelzésen, a másik jelzés az Öreg-karsztplató fele visz. További utunk kényelmes erdei séta, nagyobb emelkedések nélkül. Az ösvény mellett néha kisebb töbrök, kőfolyások találhatók. 1,2 km után érkezünk a tanösvény egyetlen forrásához (*12-es hely*), mely a Zichy-barlang fölötti völgyben található. A forrásnál újabb elágazás következik. Amennyiben nem a tanösvény nyomvonalát választjuk tovább lehet menni a piros háromszög jelzésen Vársonkolyos irányába és így még két újabb karsztformát csodálhatunk meg: egy víznyelőt és egy hatalmas karsztforrást, az Izbîndişt. Ide is szükség lenne egy újabb táblát elhelyezni, amelyen ismertetni kellene a másik ösvényt, annak látnivalóit, hiszen az Izbîndiş Románia egyik legmélyebb karsztforrása.

4.8. 3-as kilátó

Az általunk javasolt tanösvényt követve 220 m után újabb kilátóhoz érkezünk (*13-as jelű hely*), mely pontosan az 1-es kilátóval átellenben van, 1 km-re légvonalban. Innen megcsodálhatjuk a szoros Körösrév felőli oldalát. (A kilátó a szoros egyik szirtisas-fészke fölött található.) Innen az ösvény szerpentinezve leereszkedik a folyó mellé, és mintegy 1,5 km táv és majdnem 200 m szintkülönbség után visszaér a kiindulóponthoz.

5. A környezet állapota

Sajnos külön említést érdemel a környezet „*rossz*" állapota, mely majdnem az egész szorosra vonatkozik. A hely szépsége miatt egyre nagyobb számú látogató és így egyre nagyobb számú gondatlan turista is ellátogat a Körösrévi-szorosba. A Zichy-barlang bemutatásánál már szóltunk arról, hogy a barlang állapota sokat romlott az 1960-as évektől napjainkig. Ez elsősorban a cseppkövek letörésében nyilvánult meg. Ezenkívül legnagyobb problémát a nagy mennyiségű szemét jelenléte okozza. Elsősorban a nehezen lebomló vagy le nem bomló anyagok (műanyag és üveg) okoznak problémát. A kijelölt kirándulóhelyek egy-egy hétvége után úgy néznek ki, mint valami szemétlerakó hely. A barlang előterében található romos állapotú épületegyüttes sem illik a tájba, bár tudomásunk szerint ezt idén készülnek tatarozni. Egyszóval ez a hely sem mentes a szeméttől. A szemét elszállításának legnagyobb problémája az, hogy a szorost csak vasúton lehet megközelíteni, így valamiféle megoldást kellene kitalálni a hulladékok hatékony kezelésére, elszállítására.

A szoros növény-, és állatvilága nagyon gazdag. Olyan fajokkal találkozhatunk, melyek védelme prioritást kell jelentsen. A meredek sziklafalak jó fészkelő és élőhelyet biztosítanak a szirti sasnak (*Aquila chrysaetos*), az erdőkben – bár kis létszámban – hiúz (*Lynx lynx*) is él. A Zichy-barlangban a gazdag mikro-élővilág mellett kis patkósdenevér (*Rhinolophus hipposideros*) populációt találunk. Egyéb védett fajok: nagy pele (*Myoxus glis*), erdei pele (*Dryomys nitedula*), barnamedve (*Ursus arctos*), vidra (*Lutra lutra*), vadmacska (*Felis silvestris*), havasi sarlósfecske (*Apus melba*), fali gyík (*Podarcis muralis*), törékeny gyík (*Anguis fragilis*), rézsikló (*Coronella austriaca*), kockás sikló (*Natrix tessellata*), foltos szalamandra (*Salamandra salamandra*), barna varangy (*Bufo bufo*), gyepi béka (*Rana temporaria*), tavi béka (*Rana ridibunda*) stb.

A növényvilág gazdagságát igazán a tavasz végi és nyári hónapokban figyelhetjük meg, hiszen mintegy 756 edényes növény telepíti

be a vidéket. Tehát a környezet „*jó*” állapotának megőrzése, vagy inkább helyreállítása elsődleges fontosságú kell legyen.

6. Záró gondolatok

A karsztformák változatossága olyan tanösvény kialakítását teszi lehetővé a Körösrévi-szorosban, mely akár az egyetemen szerzett elméleti ismeretek terepi szemléltetésére is alkalmas lenne. A 4,3 km hosszú táv során meglátogathatunk aktív forrásbarlangot és több fosszilis barlangot, megcsodálhatunk egy vízesést és az alatta található mésztufa képződményt, láthatunk karros felszínformákat, az erózió által kialakított sziklakaput és töbröket is érint a tanösvény. Tehát egy nagyon változatos karsztfelszínt ismertető tanösvényről van szó, melynek megállóit, az egyes megállóknál elhelyezendő táblákat, a térképen feltüntetett helyek számát a következő táblázatban foglaltunk össze (I. tábláza).

I. táblázat
Table I.

A tanösvény fontosabb állomásainak összefoglaló táblázata
The main stop points of the study path

Megálló neve	Térképen jelzett száma	Ismertető tábla száma	Látványosság	Megjegyzés
Kiindulópont	1	1	a barlangból kifolyó patak	a tanösvényt ismertető fő táblát a Zichy-barlang előtti kis házikóra kell helyezni
Zichy-barlang	2	-	a barlang formációi, képződményei	a barlangot érdemes meglátogatni, a környék egyik legszebb forrásbarlangja
Révi-vízesés	3	2	a vízesés és a mésztufa telep	érdemes lemenni a vízesés alá, ahol a mésztufa lerakodás látható
Kecske-barlang	5	3	a barlang és előtere	a táblán szükséges feltüntetni a barlang méreteit, az ott talált leleteket
Sziklakapu	6	-	maga a sziklakapu formációja	az ösvény kis kitérőt tesz és átvezet a „kapu” alatt, érdemes végigsétálni ezen
Devence barlangok	7	-	kis méretű, látvá-nyos barlangok	fosszilis barlangok, egymás közvetlen közelében
1-es és 2-es kilátók	8. és 9. pontok	4	a szoros keleti oldalára kiváló kilátás nyílik	a táblát az 1-es kilátóra kellene elhelyezni, és egy kis leírás kerülne rá a kilátó relatív magasságáról, a karrosodás folyamatáról
Töbör	10	5	a töbör	a táblán lenne a töbrök kialakulásáról, az itt látható típusáról, méreteiről
3-as kilátó	13	-	kilátás a szoros nyugati oldalára	a kilátó pontosan az 1-es kilátóval átellenben található

Jelen dolgozat csupán javaslat egy tanösvény létrehozására a Körösrévi-szorosban. Szeretnénk a közeljövőben ezt a tervet gyakorlatba ültetni, és reményeink szerint ez sikerülni is fog, hiszen a Körösvidéki Múzeum is érdekelt a projektben.

IRODALOM

BORSY, Z. (1998): Általános természetföldrajz - Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest
CZÁRÁN, GY. (1905): Cseppkőbarlangok Rév környékén. A Révi Zichy cseppkőbarlang – Erdély, 1905, 1-2 sz.
EGRI, F. (2003): 100 éve fedezték fel a révi Zichy-barlangot, Erdélyi Gyopár, Az Erdélyi Kárpát - Egyesület folyóirata, 4. szám
JAKUCS, L. (1971): A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés varienciái - Akadémiai Kiadó, Budapest
KAFFAI ORSOLYA (2008): Megvédhetjük-e barlangjainkat?, Erdélyi Gyopár - Az Erdélyi Kárpát-Egyesület folyóirata, 63. (18.) évfolyam, I szám
RUSU, T. (1988): Carstul din Munții Piatra Craiului - Editura Dacia, Cluj-Napoca
TULOGDY, J. (1943): A Révi Zichy-barlang felfedezésének és feltárásának története - Erdély, 1943, 11-12. sz.
http:/hu.wikipedia.org

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 201-213.

FELSZÍNFORMÁK ÉS BARLANGOK AZ ÉSZAK-NIGÉRIAI GRÁNITOKBAN

SZENTES GYÖRGY

Alte Frankfurter Str. 22b, 61118 Bad Vilbel, Germany
szentesg@aol.com

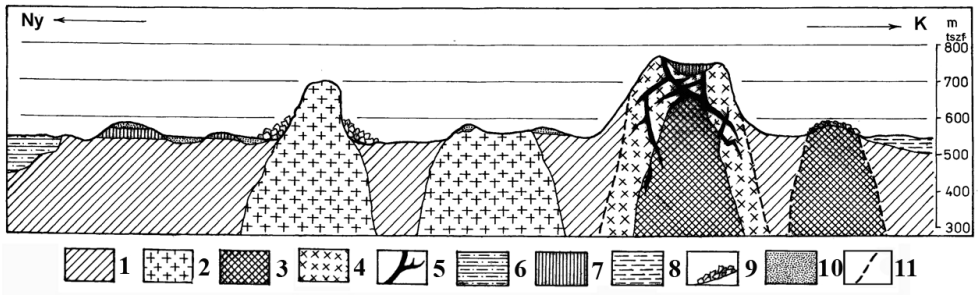
Abstract: The Author worked as geologist several years in Northern Nigeria. This study presents his experiences concerning the granite formations of the region. The geological base of Northern Nigeria is the so called Basement Complex. A significant part of this basement is the Older Granite Formation, which has been intruded in the late Precambrian and in the Lower Palaeozoic. The ring tectonic complexes of Jurassic age - Younger Granites - intruded into late Precambrian basement rocks in a N - S trending zone. Most of the landscape is characterized by the occurrence of large, almost level peneplains formed by intensive erosion over long periods. The most spectacular landforms are the granitic inselbergs, the woolsack shaped boulders with cavities and the balanced rocks. The Author had studied the cavities, between and below the woolsack shaped granite blocks near the town of Birnin Kudu in Jigawa State. He describes the formations and the development of the three largest woolsack caves. They contain rock paintings and may have provided shelters or religious places for the ancient inhabitants. These paintings are typical of those found along the sahel belt of West Africa and were probably made by the ancient Fulani cattle herders.

1. Földtani felépítés

A prekambriumi migmatitokból és metaszedimentekből felépített "*Basment Complex*" sorozatba gránitintrúziók nyomultak be a késői prekambrium és az alsó paleozoikum idején. Ezek a pánafrikai hegységképződés során keletkezett plutói kőzetek Nigériában mint az Idősebb Gránit Formáció (Older Granite) képződményei lettek leírva. Koruk 500 - 600 millió évre tehető. Az északon nagy számban előforduló gránitbenyomulás mérete a kisebb ellipszis alakú plutonoktól a 100 km-es átmérőt meghaladó batolitokig terjed. A gránit a gneisszel fokozatos átmenet formájában érintkezik, először metaszomatikus gneisszé alakulva peremi migmatitok kíséretében. A gránit és a metaszediment határa viszont éles és nincs jelen peremi migmatit *(OYAVOYE 1964)*.

A gránitok ásványi összetétele nagyjából hasonló, kvarc, mikroklin és plagioklász, kevés apatit és cirkon kiséretében. Az Idősebb Gránit Formáció jellegzetes megjelenési formája a porfíros gránit. A durvaszmcsés kőzet nagy fehér vagy rózsaszínű, prizma alakú mikroklin fenokristályokat tartalmaz. A gránitok változatos lemezességet mutatnak és helyenként megközelítik a gneisz szerkezeti formáját. Néhol finomszemcsés granodiorit, kvarcszienit és mikrogránit is előfordul.

A "*Basement Complex*" legfiatalabb kőzetei az Idősebb Gránit Formációba nyomult riolitok és riodácitok. Benyomulásuk az alsó paleozóikum idején történt a pánafrikai orogenezist követő kiemelkedések következtében. Előfordulásuk Északkelet- és Északnyugat-Nigéria számos pontján ismert.



1. ábra: Észak-Nigéria elméleti földtani szelvény
Jelmagyarázat: Prekambrium 1. metaszedimentek, 2. Idősebb Gránit Formáció, Jura 3. vulkáni kőzetek, 4. Fiatalabb Gránit Formáció, 5. ón ércesedés, Kréta 6. tengeri üledékek, Negyedidőszak 7. laterit, 8. Csád-medence Formáció, 9. gránit tömbök, 10. szél által szállított és folyóvízi alluviális üledékek, 11. törésvonal
Fig. 1: Theoretic geological section of Northern Nigeria
Legend: Precambrian 1. metasedimentary rock, gneiss, 2. Older Granite Formation, Jurassic 3. volcanic rock, 4. Younger Granite Formation, 5. tin mineralization, Creataceous 6. marine sediment, Quaternary 7. laterite, 8. Chad Formation, 9. granite boulder, 10. deflation and alluvial sediment, 11. fault line

A Prekambriumi sorozatba a júra időszakban nyomult be a Fiatalabb Gránit Formáció (Younger Granite Formation). Ez a formáció jellegzetes É - D-i irányba húzódó gyűrűs szerkezeti formákat alkot. E gránittömeg kora 160 - 170 millió évre tehető. Megjelenése egy epirogenetukus kiemelkedéssel hozható kapcsolatba. A gyűrűs szerkezetek mindenütt közel hasonló formában jelennek meg. Kifejlődésük három részre tagolható, úgymint egy korai vulkáni fázis, a kaldera és gyűrű alakú telérek fázisa, valamint az intrúzív fázis. A legidősebb vulkáni kőzet a riolit kevés bazalt és trachit kíséretében, amely szorosan kapcsolódik a gyűrűs szerkezetű külső telérek gránitporfirjához. A szerkezet középső része tömör biotitgránitból épül fel, amelybe kisebb porfir intrúziók nyomultak be *(KOBKE 1976)*.

Ezek a gránitok az alkáli földpátgránitok csoportjához sorolhatók. Legfontosabb alkotórészük az alkáli földpát és a kvarc, valamint kisebb arányban mafikus ásványok.

A Fiatalabb Gránit Formációhoz kapcsolódik az ónércesedés a Josfennsík környékén.

Délen és délkeleten a "*Basement Complex*"-et diszkordánsan kréta időszaki üledékek fedik. Kelet felé Kano, Jigawa és Borno Szövetségi Államok területén a negyedidőszaki limnikus Csád-medence Formáció képződményei a jellegzetes fedőüledék.

A metamorf és gránitkőzeteket igen sok helyen, 5 - 10 m vastag a harmad és negyed időszak során kialakult lateritkéreg borítja. A legfiatalabb fedőüledékek pedig a szél által szállított és a folyóvízi lerakódások *(1. ábra)*.

2. Az Idősebb Gránit Formáció felszínformái

Nyugat-Afrika legnagyobb részét a nagy kiterjedésű, majdnem teljesen sík peneplének jellemzik, amelyeket az intenzív erózió formált hosszú idők során. Az erózió már a júra időszakban elkezdődött a Gondvána-őskontinens szétdarabolódásának idején és a kréta időszakban a posztgondwanai erózió során folytatódott (pl. a Kameruni-magasföld).

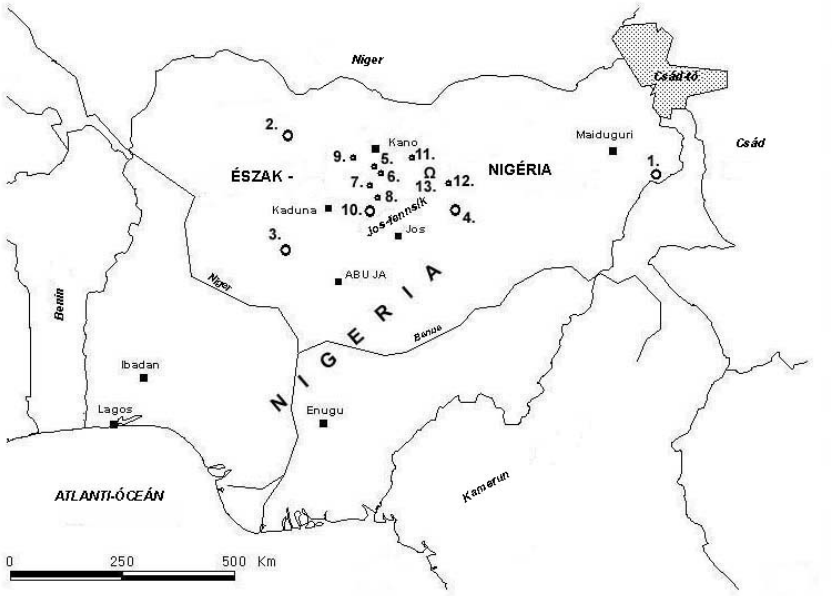
Észak-Nigeria peneplénjei és fennsíkjai a pliocén és pleisztocén időszaki, úgynevezett afrikai és posztafrikai elegyengetődés alkalmából jöttek létre. A peneplének és fennsíkok hullámzó felszíne 400 - 600 m a tengerszint felett. Patakok és folyók dendrites vízhálózata szabdalja a felszínt, néhol mély szurdokokat formálva. Helyenként meredek oldalú tanúhegyek, gránitból álló szigethegyek és dombvonulatok emelkednek ki a síkságokból. E 200 - 300 m magas szigethegyek és dombvonulatok, kőzeteinek keménysége miatt jobban ellenálltak a mállásnak és az eróziónak. A 100- 200 m magas tanúhegyeket a felszínüket borító kemény, vasas talajkéreg védte meg a lepusztulástól. E vasas talajkéreg a talajvízszint ingadozása során alakult, amikor is az alsóbb talajrétegekben a száraz és nedves időszakok változásait követve vasoxid tartalmú ásványok halmozódtak fel *(THOMAS 1974)*.

A peneplének több eróziós ciklus során addig koptak, míg a felszínükre kerültek a vastag laterites vasoxidrétegek. A fedő talaj lepusztulását egy új eroziós ciklus során az erózó bázis kiemelkedése vagy annak lesüllyedése okozta. E lepusztulás egészen a kemény vasas kéregig tartott, így ma a felszínen vagy a felszín közelében mutatkozik.

A gömbhéjas mállás következtében a gyapjúzsákok a köztük és az alattuk keletkezett üregekkel, valamint az ingókövek látványos formaegyüttest alakítottak ki. Keletkezésük a fizikai aprózódás (amely feldarabolta a kőzetet) és a kémiai mállás (amely legömbölyítette a kőzetet) eredménye.

E kőzettömbök eredetileg mintegy 1640 millió évvel ezelőtt, a durvaszemcsés gránit tömegének voltak a részei mélyen a felszín alatt. A gyapjúzsákbarlangok keletkezése szorosan összefügg e kőzettömbök kialakulásával. Részletes ismertetésük e tanulmány "*Birnin Kudu gyapjúzsákbarlangjai*" c. fejezetében kerül tárgyalásra.

Ezek után az Észak-Nigériában megjelenő Idősebb Gránit Formáció néhány jellegzetes felszínformáját mutatom be *(2. ábra)*.

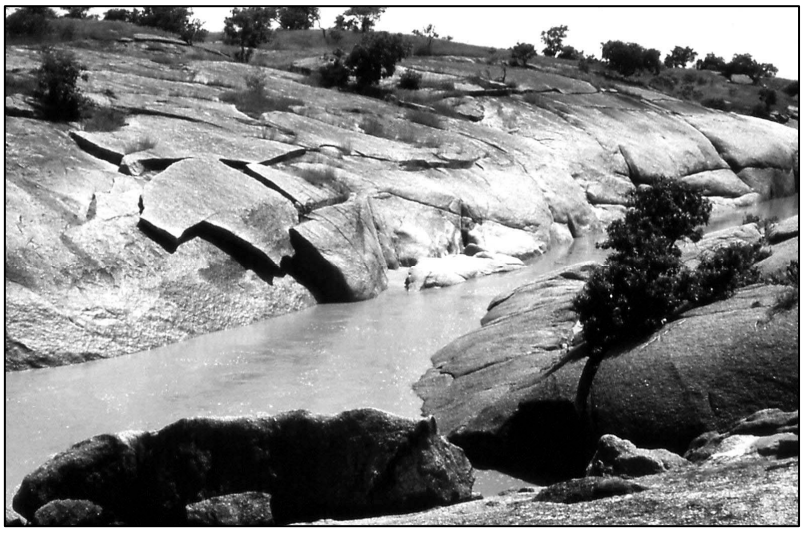


2. ábra: A vizsgált gránitformációk helyzete. Idősebb Gránit Formáció: Jelmagyarázat: 1. Gránittömbök Gwoza település közelében (Borno Szövetségi Állam), 2: Szigethegy Gusau város mellett (Zamfara Szövetségi Állam), 3: Szigethegy Tegina város közelében (Niger Szövetségi Állam), 4: Szigethegy Bauchi város közelében (Bauchi Szövetségi Állam), 5: Gránifelszín Rano település mellett (Kano Szövetségi Állam), 6: Gránitalakzat a Tiga-víztároló közelében (Kano Szövetségi Állam), 7: Egy pajzs alakú szigethegy Rurum falu közelében (Kano Szövetségi Állam), 8: Részben feldarabolódott szigethegy a Kano-folyó Erdejének Természetvédelmi Területén (Kano Szövetségi Állam), 9: Challawa-szurdok (Kano Szövetségi Állam). Fiatalabb Gránit Formáció: 10. Ririwai-dombok és az ónbányászat (Kano Szövetségi Állam), 11: Feldarabolódott szigethegy Dutse város mellett (Jigawa Szövetségi Állam), 12: Gránittömbök halmaza Gwaram település közelében (Jigawa Szövetségi Állam). 13: Birnin Kudu gyapjúzsákbarlangjai az Idősebb Gránit Formációban (Jigawa Szövetségi Állam).

Fig. 2: Locations of the studied granite formations. Older Granite Formation: Legend: 1. Granite blocks near Gwoza village (Borno State), 2: Inselberg near the town of Gusau (Zamfara State), 3: Inselberg near the town of Tegina (Niger State), 4: Inselberg near the town of Bauchi (Bauchi State), 5: Granite surface near Rano village (Kano State), 6: Granite Surface near the Tiga Resrvoir (Kano State), 7:A shield inselberg near Rurum village (Kano State), 8: Partly disintegrated inselberg in the Kano River Forest (Kano State),), 9: Challawa Gorge (Kano State). Younger Granite Formation: 10: Ririwai Hills and tin ore mining (Kano State), 11:Disintegrated inselberg near the town of Dutse (Jigawa State), 12: Pile of granite blocks near Gwaram village (Jigawa State). 13: Birnin Kudu woolsack caves in Older Granite Formation (Jigawa State).

A Gwoza Hills Borno Szövetségi Állam délnyugati részén, a Kamerun határa mentén húzódó gránitvonulat. A dombokat és az azt körülvevő területet a szétszórt gránittömbök tömege borítja, amelyek között látványos szigethegyek és ingókövek is előfordulnak *(1.kép)*.

1.kép: Idősebb Gránit Formáció, gránittömbök Gwoza település közelében (Borno Szövetségi Állam)
Picture 1: Older Granite Formation, Granite blocks near Gwoza village (Borno State)



2.kép: Idősebb Gránit Formációba vágódott Challawa-szurdok (Kano Szövetségi Állam)
Picture 2: Older Granite Formation of the Challawa Gorge (Kano State)

Északnyugaton, Zamfara Szövetségi Államban, Gusau városa mellett egy többszáz méter magas szigethegy emelkedik ki a metamorf kőzetek alkotta síkságból.

A déli részen, Niger Szövetségi Államban a hullámos térszínt látványos szigethegyek uralják és jellegzetes gránitfeltárások mutatkoznak. E térszín különösen jól tanulmányozható Tegina városának környékén.

Ettől északra elterülő Bauchi Szövetségi Állam egy dombvonulatokkal szabdalt magasföld, amely a Jos-fennsík északi peremét is magába foglalja. A terület egyik központi része a kristályos kőzetekből felépített Észak-Nigériának. A kiterjedt fennsíkokon húzódó dombvonulatokat főleg az Idősebb Gránit Formáció képződményei építik fel. A dombok 600 m tengerszint feletti magasságot érnek el, míg a szigethegyek meghaladják 700 m-t is.

Kano Szövetségi Államban igen változatos és érdekes formákat mutat az Idősebb Gránit Formáció. A Tiga-víztároló közelében hullámzó gránitfelszín bukkan elő, amelyet csak néhol fed a szavanna növényzete. A gránitfelszínt időszakos vízfolyások szabdalják, néhol szurdokokat formálva. Egyik ilyen szurdokban épült a Tiga-víztároló völgyzáró gátja. Hasonló szurdokot alakított a közelben áramló Challawa-folyó *(2. kép)*. Látványos szigethegy emelkedik Rano városa mellett és egy érdekes pajzs alakú szigethegy található Rurum település közelében *(3. kép)*. Szétdarabolódott gránitdombok uralják a tájat a Kano-folyó Erdejének Természetvédelmi Területen.

3. kép: Idősebb Gránit Formáció, egy pajzs alakú szigethegy Rurum falu közelében (Kano Szövetségi Állam)
Picture 3: Older Granite Formation ‚A shield inselberg near Rurum village (Kano State)

Jigawa Szövetségi Államban, Birnin Kudu városának közelében, a gránitfelszínen számos gyapjúzsák és gyapjúzsákbarlang, tor, valamint ingókő formálódott.

3. A Fiatalabb Gránit Formáció felszínformái

Közel 50 igen változatos méretü masszívum ismert a Fiatalabb Gránit Formációban. Egy széles É - D -i irányú 400 x 150 km-es zóna mentén fordulnak elő, amelynek központja a Jos-fennsík *(2. ábra)*. Jellegzetes megjelenésük a gyűrűs szerkezet.

A Jos-fennsík egy 1600 m tengerszint feletti magasságot is elérő vulkáni eredetű hegyekkel és bazaltfolyásokkal tarkított gránitfennsík Közép-Nigériában. A fennsíkot kb. 600 m magas meredek lépcsős leszakadások választják el a Hausza-felföldtől *(TURNER 1972)*.

4. kép: Fiatalabb Gránit Formáció, Ririwai-dombok (Kano Szövetségi Állam), előtérben az ónbányászat által megváltoztatott felszín
Picture 4: Younger Granite Formation, Ririwai Hills (Kano State), in the foreground the altered landscape as a result of the tin mining

A Fiatal Gránit Formáció egyik legszebb példái Kano Szövetségi Államban a gyűrűs szerkezetű Ririwai-dombok *(4. kép)*. A szaggatott dombvonulat a szerkezeti gyűrű külső vonalát követi, még a gyűrű belseje egy enyhén hullámos gránitfelszín. A belső területet a külszíni és mélyművelésű ónbányászat lényegesen megváltoztatta. A szövetségi állam délkeleti sarkában, Gwaram település közelében egy erősen feldarabolódott, hatalmas tömbökkel fedett gránitvonulat jelenik meg. Ez valószínűleg egy kisebb gyűrűs szerkezet maradványa.

A nagyobb gyűrűs szerkezeteken belül számos szigethegy alakú dombvonulat és vulkáni kőzetfeltárás ugyancsak része a Fiatalabb Gránit

Formációnak. Jigawa Szövetségi Államban, Dutse város közelében, a Fiatalabb Gránit Formációnak látványos megjelenési formái a biotitgránitból álló vonulatok. A gránit jórészt feldarabolódott és a dombok nagyméretű gyapjúzsákokkal fedettek *(5. kép)*. Ezt a részt még senki sem tanulmányozta a gyapjúzsákbarlangok szempontjából.

5. kép: Fiatalabb Gránit Formáció, feldarabolódott szigethegy Dutse város mellett (Jigawa Szövetségi Állam)
Picture 5: Younger Granite Formation, Disintegrated inselberg near the town of Dutse (Jigawa State)

Birnin Kudu város mellet, a gyapjúzsákbarlangok közelében emelkedő dombot riolit alkotja, amely a Fiatalabb Gránit Formáció vulkánikus szakaszát képviseli.

4. Birnin Kudu gyapjúzsákbarlangjai

Birnin Kudu város egy közigazgatási központ Kano városától 130 km-rel délkeletre, az észak-nigériai Jigava Szövetségi Államban *(2. ábra)*.

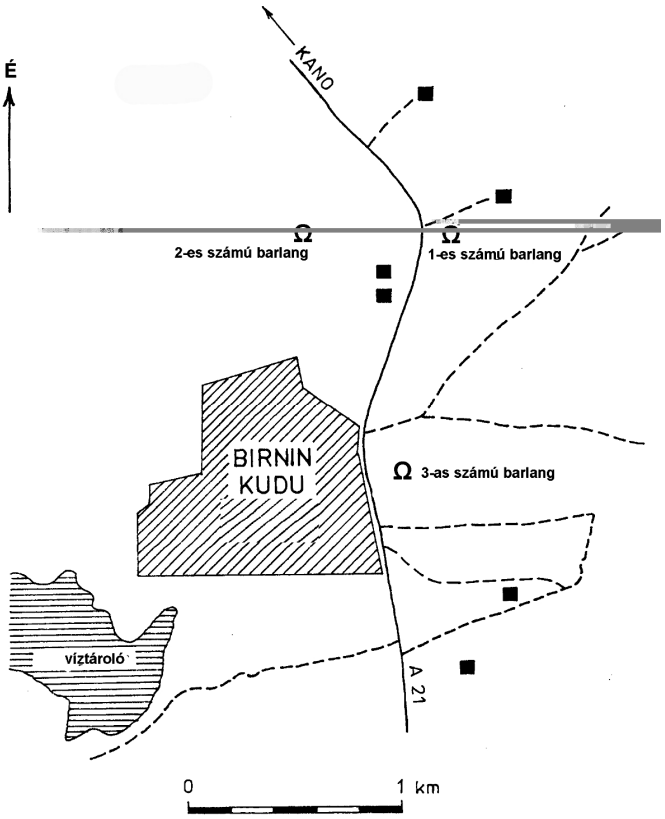
A területet az Idősebb Gránit Formáció képződményei építik fel, amelynek felszínét jórészt a hatalmas, helyben maradt gránittömbök alkotják. A terület enyhén lejt dél felé egy kisebb folyó völgyének irányába. Kelet felé az előző fejezet végén említett riolit alkotta domb emelkedik.

A gyapjúzsákbarlangok keletkezése a gránit gömbhéjas formáit eredményező, fizikai aprózódással és kémiai mállással hozható kapcsolatba. Az eredeti leírás *(St.PIERRE-SZENTES 1977)* és a helybeli elnevezés az üregeket sziklaereszként (rock shelter) említi, azonban a barlangok formaelemeit tekintve az üregek a nemkarsztos barlangok nevezéktana szerint a gyapjúzsákbarlangok közé tartoznak *(ESZTERHÁS 2005)*. Keletkezésük sokszáz millió évvel ezelőtt mélyen a felszín alatt kezdődött. A gránittá alakuló hűlő és megszilárduló olvadt magma fokozatosan összehúzódott és

összerepedezett. Ez a folyamat a gránittömeget szorosan egymáshoz illeszkedő blokkokra osztotta. A szerkezeti mozgások és a laterites málladéktakaró lepusztulása a gránittömböket a felszínre juttatták. Az erózió lepusztította a maradék borító fedőréteget és a mállási folyamatok során kialakultak a tömbök mai gyapjúzsákszerű formái *(TWIDAL 1984)*.

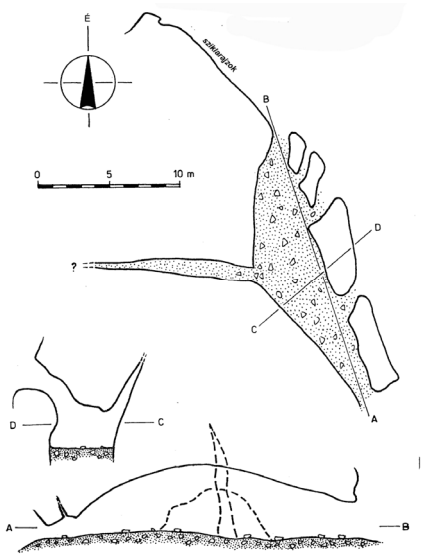
A trópusi mállás miatt a gránittömbök egy része jelentősen szétdarabolódott. Az üregek a gyapjúzsákok között és alatt, a gránit törésvonalai mentén alakultak, mégpedig ott, ahol a kőzettömbök a barlangképződés szempontjából kedvező helyzetbe mozdultak.

A három legnagyobb gyapjúzsákbarlangot sikerült megvizsgálni és felmérni *(3. ábra)*. Mindegyik üreg falán sziklarajzok láthatók. Az üregeket az őslakosok menedékként vagy kultikus helyként használták. *(St.PIERRE-SZENTES 1977).*

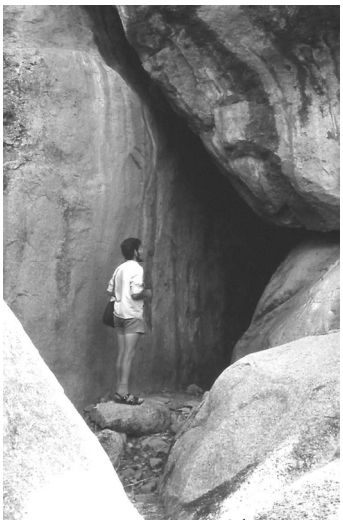


3. ábra: Birnin Kudu gyapjuzsákbarlangjainak elhelyekedése
Fig. 3. : Location of the Birnin Kudu woolsack caves

Az 1-es számú barlang ÉNy-DK-i és K-Ny-i csapású törésvonalak mentén alakult *(4. ábra, 6. kép)*. A K-Ny irányú járat szépen mutatja a tektonikus nyomokat. A barlang aljzatát gránittörmelék és denevérguanó borítja. A guanó a K-Ny-i járatban élő nagyszámú denevértől jut az üreg aljára. A sziklarajzok a bejárat fölé nyúló sziklalap alatt láthatók.

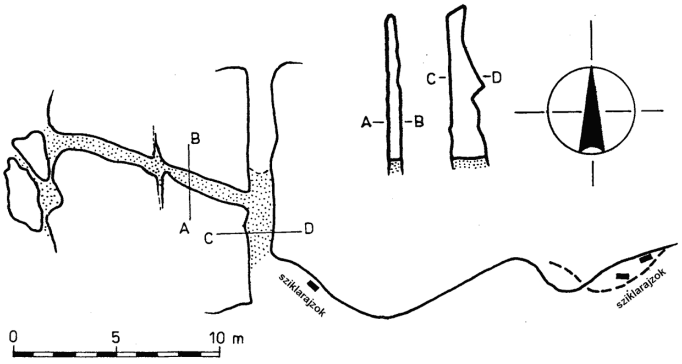


4. ábra: Az 1-es számú barlang térképe
Fig 4: Survey of the No. 1 Birnin Kudu Cave

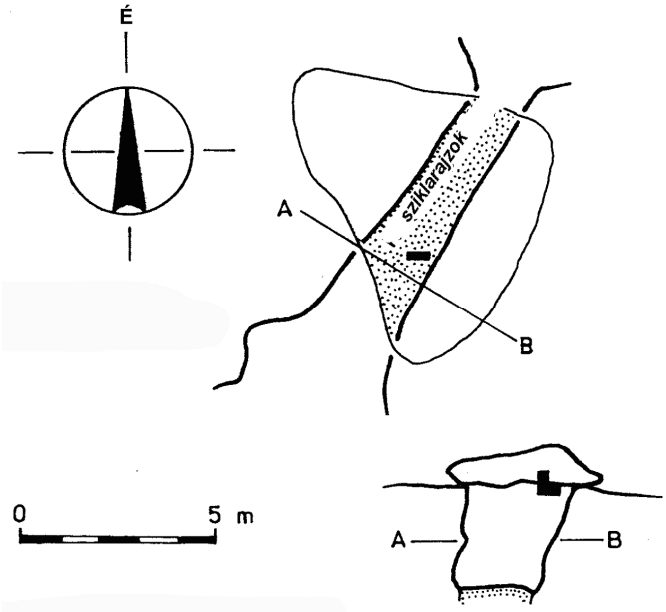


6. kép: Birnin Kudu, 1-es számú barlang Idősebb Gránit Formációban (Jigawa Szövetségi Állam)
Picture 6: Birnin Kudu No.1 Cave in Older Granite Formation (Jigawa State)

A 2 -es számú barlang *(5. ábra)* egy nagyméretű gyapjúzsákok között keletkezett, É-D-i és K-Ny-i irányú törésvonalakat követő, labirintus. Az üreg ÉNy-i része kaotikusan egymásra csúszott gyapjúzsáktömbök között alakult. A K-Ny irányú járatban számos denevért sikerült megfigyelni. A sziklarajzok a bejárat fölé nyúló sziklarész alatt egy K-Ny irányú sziklafalon figyelhetők meg.



5. ábra: A 2-es számú barlang térképe
Fig 5: Survey of the No. 2, Birnin Kudu Cave



6. ábra: A 3-as számú barlang térképe
Fig 6: Survey of the No.3, Birnin Kudu Rock Cave

7. kép: Birnin Kudu, 3-as számú barlang Idősebb Gránit Formációban (Jigawa Szövetségi Állam)
Picture 7: Birnin Kudu No.3 Cave in Older Granite Formation (Jigawa State)

A 3-as számú barlang egy ÉK-DNy irányú szerkezeti vonal mentén formálódott. A barlang mennyezetét egy ferdén lecsúszott gránitlap alkotja, amelynek alsó részén sziklarajzok figyelhetők meg. *(6. ábra , 7. kép)*.

A sziklarajzok *(8. kép)* szétszórtan jelentkeznek és ábráikat nem mindig lehet könnyen felismerni. Általában a körvonaluk vörös és állatfigurákat, úgymint szarvasmarhát, kecskét, juhot és kutyát vagy sakált ábrázolnak. Az ilyenfajta sziklarajzok elterjedtek Nyugat-Afrika Sahel zónájában és készítőik valószínűleg az ősi fuláni nomád marhahajcsárok voltak.

8. kép: Birnin Kudu, Ősi sziklarajzok a 3-as számú barlang falán (Jigawa Szövetségi Állam)
Picture 8: Birnin Kudu.. Ancient rock painting in the No3. Cave (Jigawa State)

5. Összefoglalás

A gyapjúzsákbarlangok tanulmányozása egy lényeges lépés volt Nyugat-Afrika szpeleológiai megismeréséhez. Ez egy elhanyagolt témakör volt, mivel nagyobb barlangok előfordulása valószínűtlen ezen a területen. Dél-Nigéria homokkőbarlangjain és a Kamerun-vulkán lávabarlangjain kívül még nem ismertettek barlangokat erről a területről *(CRAVEN 1975)*.

A gránitformák további vizsgálatával valószínűleg még számos új gyapjúzsákbarlang és sziklaeresz válhat ismerté. Ez pedig tovább bővítené a terület szpeleológiai és archeológiai ismeretét.

IRODALOM

CRAVEN, S. A. (1975): "West African Speleology. A neglected subject." Newsletter. - William Pengelly Cave Studies Trust Limited, No. 25, p. 18-22.

ESZTERHÁS, I. (2005): Felszíni denudációs formák és gyapjúzsákbarlangok a Velencei - hegység gránitjában, - Karsztfejlődés XI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 195-208

KOBKE, C. A. (1976): Geology of Nigeria, - Elisabethan Publishing Co., Lagos, Nigeria, p. 17-31.

OYAVOYE, M. O. (1964): The Geology of the Nigerian Basement Complex, - Journal of Nigerian Min. Geol. and Mell. Soc. Vol. 1. p. 87-103.

St.PIERRE, D. - SZENTES, G. (1977*)*: Birnin Kudu Rock Shelters of Nigeria - NSS News, - Vol. l35, No.3, March 1977. p.58-59.

THOMAS, M. F. (1974): Tropical Geomorphology: A Study in Weathering and Landform Development in Warm Climates - Wiley, London 332 p.

TURNER, D. C. (1972): Structure and tectonic setting of the Younger Granite ring complexes of Nigeria and Southern Niger. Part I.. Ring Complexes and their component units, Savanna I., p. 223-236.

TWIDAL, C. R. (1984): So-called Pseudokarst in granite, - Boletin Soc. Venezolana Espeleología (No. 21.), Caracas p. 3-12.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 215-238.

TERMOKARSZTOS MÉLYEDÉSEK VIZSGÁLATA TÖBÖR-MORFOMETRIAI MÓDSZEREKKEL, ŰRFELVÉTELEK ALAPJÁN

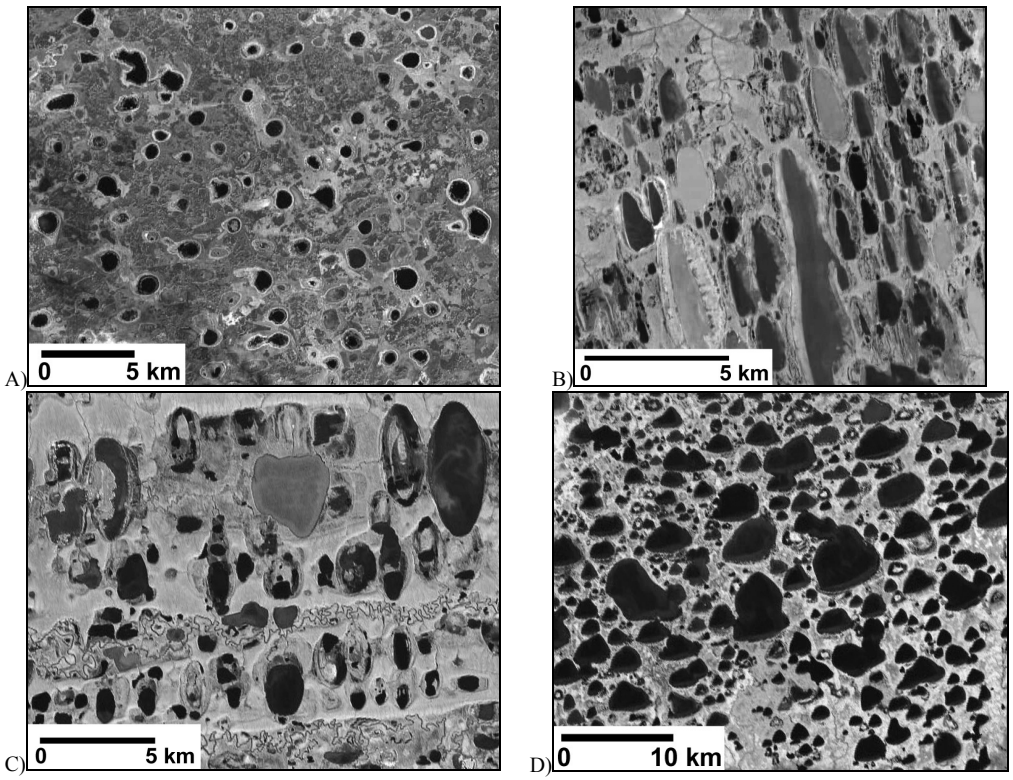
TELBISZ TAMÁS – NAGY BALÁZS

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

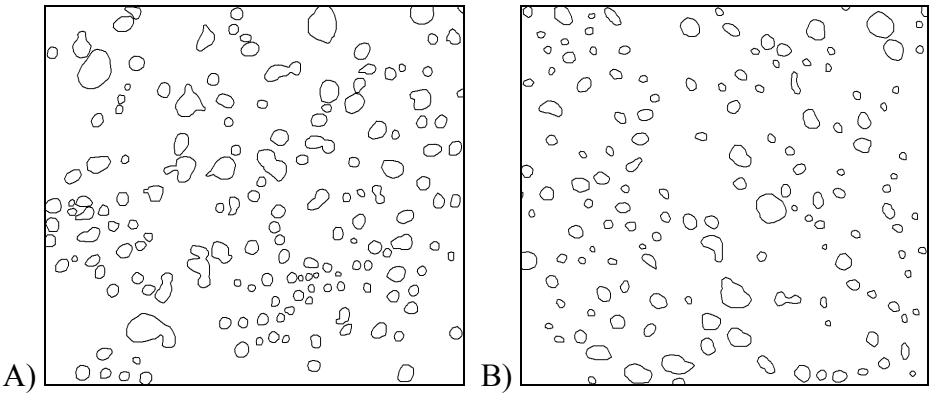
Abstract: Thaw lakes generated by thawing of permafrost are called thermokarst. These closed depresssions have similar morphological and genetical features to real karst sinkholes. Primary depressions are often (sub)circular. Positive feedbacks play an important role in their morphogenesis. Coalescence of primary forms (formation of „uvalas") is a typical process in both cases. Differences are also important: underground drainage is usually absent in case of thermokarst and the geological structure is much less important. However, wind may significantly influence the planform of thaw lakes. In the present study, we use doline-morphometrical methods to compare statistics of sinkholes and thermokarst depressions. Three sample areas were selected from different latitudes: the Isim Lowland (at the southern part of the West Siberian Plain), the Konda Lowland (at the central part of the West Siberian Plain) and the western section of the North Siberian Lowland. Thaw lake boundaries were identified using Landsat and GoogleEarth satellite images. Altogether, morphometric data of some 7500 lakes were evaluated. It is concluded, that thermokarst lakes are about 2 magnitude larger than temperate karst sinkholes but the statistical distributions are lognormal in both cases. Given the larger size of thaw lakes, their density is smaller but their area ratio is similar to doline karst terrains. Using digital terrain analysis, several generations of thermokarst depressions could be distinguished and the effect of the dominant (palaeo)-wind direction could be outlined, too.

Bevezetés

A felszín alatti jég (permafroszt) kiolvadásával keletkező változatos méretű és formájú mélyedéseket a nemzetközi és hazai szakirodalom termokarsztnak nevezi (*U.S. Arctic Research Commission*, 2003; *GÁBRIS*, 2007). Ezek a termokarsztos mélyedések Alaszka és Szibéria nagy kiterjedésű területein sokfelé az uralkodó felszíni formakincset alkotják (*1. ábra*). Habár kialakító folyamataik gyökeresen eltérnek az igazi karsztok oldásos folyamataitól, mintázatuk és sokfelé kerekded alakjuk mégis számos hasonló jellegzetességet mutat (*2. ábra*). Jelen tanulmányban ezért a valódi és termokarsztos mélyedések alakrajzi és mintázatbeli hasonlóságait és különbözőségeit vizsgáljuk morfometriai, statisztikai módszerekkel.



1.ábra: Termokarsztos területekről készült műholdfelvételek (forrás: GoogleEarth)
A) Isim-alföld (É55°53'; K72°39'); B) É-Alaszka (É70°14'; Ny159°05'); C) Indigirka-alföld (É71°13'; K141°05'); D) Kolima-alföld (É68°59'; K159°49').
Fig. 1: Satellite images from thermokarst terrains (source: GoogleEarth)
A) Isim Lowland (N55°53'; E72°39'); B) N-Alaska (N70°14'; W159°05'); C) Indigirka Lowland (N71°13'; E141°05'); D) Kolima Lowland (N68°59'; E159°49').



2.ábra: Zárt mélyedések mintázata (a hasonlóság kiemelése miatt a méretarány szándékosan hiányzik).
A) Termokarszt (Isim-alföld); B) Valódi karszt (Miroć-fennsík)
Fig.2: Pattern of closed depressions (scale is directly missing to emphasize similarity)
A) Thermokarst (Isim-Lowland); B) Real karst (Miroć plateau)

A valódi karsztok oldásos töbreinek kifejlődésében a mészkő hidrogénkarbonátos oldódása a meghatározó folyamat. Ezzel együttműködve a töbrök szélesedésében rendszerint fontos szerepet játszik a felszín alatti vízvezető járatok egyenlőtlen fejlődése (a tágasabb járatok általában előnyre tesznek szert – pozitív visszacsatolás), a lejtős tömegmozgások, illetve a töbör-kitöltő üledékek eloszlása. Jellemző folyamatnak tekinthető az uvalásodás vagyis a töbrök összenövése.

A termokarsztos mélyedések kialakulásában a felszín alatti jég szerkezete és aránya, valamint a hőmérséklet eloszlása a döntő, amit a hővezetés sebessége és az olvadással/fagyással járó hőátadási folyamatok határoznak meg. A termokarsztos mélyedésekben megjelenő tavak vize itt is egy pozitív visszacsatolást indít be, ami segíti az egyes formák növekedését. Ezen kívül a lejtős tömegmozgások és a termo-abráziós folyamatok fontosságát érdemes kiemelni. A formák összeolvadása itt is gyakori jelenség. (Az egyes formák genetikájára vonatkozólag részletes leírásokat olvashatunk a nemzetközi és magyar szakirodalomban, pl. *GÁBRIS*, 2007; *SZÉKELY*, 1993; *HINKEL* et al, 2003).

Mind a valódi karsztos, mind a termokarsztos mélyedésekre vonatkozólag készültek fizikai-kémiai alapú szimulációs modellek, amelyek a kialakulási körülmények, a létrehozó folyamatok és a formák elemzését tovább segítik (valódi karsztos: *TELBISZ*, 2003; termo: *MCINTOSH, PLUG*, 2005; *WEST, PLUG*, 2007).

A termokarsztos tavakra vonatkozó morfometriai elemzések a zord éghajlat, a nehezen járható terep és a nagyméretű formák miatt korábban elsősorban légifotó kiértékelésre támaszkodtak (*BLACK, BARKSDALE*, 1949; *HOPKINS*, 1949), míg az utóbbi évtizedekben a műhold-felvételek felhasználása került előtérbe. Ezek a vizsgálatok általában egy-egy mintaterületre koncentrálnak (Észak-Alaszka: *FROHN* et al, 2005; *HINKEL* et al, 2003, 2005; *KOZLENKO, JEFFRIES*, 2000; ÉNy-Szibéria: *GLUSHKOVA* et al, 2004; É-Szibéria: *GROSSE*, 2005; *GROSSE* et al 2006, 2007; Léna-delta: *MORGENSTERN* et al, 2005, 2006, 2007).

A korábbi morfometriai eredmények alapján a termokarsztos mélyedések átmérője néhány 100 métertől a több 10 km-ig terjed, mélységük ehhez képest meglehetősen csekély: 1-2 métertől a 20-30 méterig változhat. Így viszonylagosan sokkal sekélyebbek, mint a karsztos töbrök: 1 méter mélységre a termokarszt esetében általában 100-1000 m átmérő jut, míg a valódi karsztnál ez az érték jellemzően az 5-50 m-es tartományban mozog.

A zárt mélyedések irányítottsága szintén fontos morfometriai jellemző. A töbrök esetében a hossztengely iránya többnyire szerkezeti tényezőkre (törésvonalak csapásirányára) vezethető vissza. A termokarszt esetében a

kép nem egyértelmű: esetenként itt is előfordulhat szerkezeti hatás (*SZÉKELY*, 1993), de a laza és tektonikailag háborítatlan üledékeken kialakuló sekély mélyedések irányítottságát elsősorban a szél határozza meg, illetve a korábbi domborzat (pl. morénasáncok elhelyezkedése) is preformálhatja. Különösen nagy figyelmet kaptak az Észak-alaszkai parti síkság rendkívül erősen irányított tavai. Ezek hossztengelye meglepő módon nem párhuzamos a széliránnyal (ahogy azt a hazai szerzők /*GÁBRIS*, 2007; *SZÉKELY*, 1993/ feltételezik), hanem merőleges az uralkodó keleties sarki szelekre. Ezt a tényt többszörösen is igazolták (*BLACK, BARKSDALE*, 1949; *CARSON, HUSSEY*, 1962; *HINKEL* et al, 2005). A jelenség magyarázata leegyszerűsítve abban rejlik, hogy az irányított tavak keleti és nyugati oldalán sekély homokpadok alakulnak ki, amelyek alacsony vízállás esetén meggátolják a víz és a partfal érintkezését, míg a szélirányra merőleges északi és déli partokon a termo-abrázió akadálytalanul érvényesülhet.

A formák fejlődési sebessége, kora természetesen nehezen általánosítható, mégis leegyszerűsítve elmondható, hogy nagyobb méretük ellenére a termokarsztos formák kora átlagosan fiatalabb, mint a töbröké. A termokarsztos mélyedések kora a 100-1000 éves skálán mérhető (É-Alaszka: 5000 éves termokarsztos ciklus, *FROHN* et al, 2005; *HINKEL* et al, 2003), míg a töbrök ennél 1-2 nagyságrenddel idősebbek is lehetnek. A termokarsztos mélyedések tágulási sebessége az 1-10 cm/év skálán mozog (pl. Ny-Szibéria: kisebb termokarsztos mélyedések tágulása: 4-8 cm/év /*AGAFONOV* et al, 2004/; É-Alaszka: termokarsztos tópart hátrálása: 25 cm/év /*HINKEL* et al, 2003/).

Azt a tényt, hogy a termokarsztos mélyedések (tavak) egyes térségekben a felszíni formakincs legmeghatározóbb elemei, leginkább a felszínből elfoglalt arányukkal jellemezhetjük. Az Észak-alaszkai parti síkságra vonatkozó adatok (*HINKEL* et al, 2003) szerint a felszín 22%-át borítják tavak, de további 50%-ot jelentenek a lecsapolódott (vizüket vesztett) termokarsztos mélyedések. Közép-Jakutiában az alföldek pleisztocén felszínének kb. 30-40%-át álászok(=nagyméretű termokarsztos mélyedések) borítják (*GÁBRIS*, 2007).

A termokarsztos tavak vizsgálatát napjainkban az is indokolja, hogy a globális felmelegedés miatt kiolvadó permafroszt területeken metán szabadulhat fel és kerülhet a légkörbe, növelve ezzel az üvegházgázok nem kívánatos részarányát (pl. *PEARCE*, 2005). Így a termokarsztos folyamatok nagyságrendjének és területi elterjedésének értékelése ebből a szempontból is fontos lehet.

A jelen tanulmányban három termokarsztos mintaterületet választottunk ki Szibéria különböző szélességű térségeiből, hogy egyfajta erősen

vázlatos É-D-i keresztmetszetet adjunk ezeknek a formáknak a morfometriai jellemzőiről. Az első terület a Nyugat-szibériai-alföld déli részén, az Isimi-alföldön található (É.sz.55°, K.h.68°), a második a Konda-alföldön (É.sz. 60°, K.h.68°), a harmadik az Észak-szibériai-alföldi nyugati peremén (É.sz. 70,5°,K.h.85°).

2. Módszertan

A mintaterületek kiválasztását GoogleEarth program segítségével végeztük el. A fő szempont az volt, hogy a termokarsztos tavak körvonalai egyértelműen lehatárolhatók legyenek a kép alapján. Ezt követően letöltöttük a kiválasztott terület képét a GoogleMV szoftver használatával, ami lehetővé teszi, hogy egy nagyobb terület képét egyben töltsük le adott nagyítási érték beállításával és megadja a sarokpontok földrajzi koordinátáit is. A további elemzéseket alapvetően ezen képek alapján végeztük. Ezután az adott területről készült Landsat felvételeket is letöltöttünk, amit elsősorban a geokorrekcióhoz használtunk fel. Az *1. táblázat* összefoglalja a GoogleEarth, ill. Landsat felvételek egymáshoz viszonyított előnyeit és hátrányait, amelyek alapján a jelen cikkhez a GoogleEarth képeit használtuk fel (1., 2. szempont előny; 3., 5. nem volt lényeges az adott elemzéshez, 4. megoldható volt).

I. táblázat
Table I.

Landsat ill. GoogleEarth felvételek előnyeinek és hátrányainak összehasonlítása
Comparison of advantages and disadvantages of Landsat and GoogleEarth images

	Landsat	**GoogleEarth**
1. Keresés	lassú	gyors
2. Felbontás	30m	területenként változó, általában jobb (jelen cikkben: 20m)
3. Felvétel dátuma	ismert	ismeretlen
4. Geokorrekció	adott	elvégzendő
5. Több sáv	van	nincs

Az elemzések során használt vetületi rendszer az UTM volt. Digitális domborzatmodellként az É.sz.60°-tól délre (1. és 2. mintaterület) az SRTM-adatbázist (90 m horizontális felbontás) használtuk fel, attól északra (3. mintaterület) a GTOPO30-adatbázist (1 km horizontális felbontás).

A műholdfelvételeken a vízzel borított részeket irányítatlan osztályozással határoltuk le. (Mivel a mintaterületeket úgy választottuk ki, hogy a tavak színben jól különváljanak környezetüktől, ezért ez nem okozott jelentős problémát, de ahol ez a színbeli különbség nem elég markáns, ott indokolt lehet a többcsatornás Landsat felvételek használata, illetve az irányított

osztályozás.) Az így lehatárolt vizes területek rengeteg apró, néhány pixeles foltot tartalmaznak, amelyek még nem tekinthetők termokarsztos tavaknak, továbbá a tavakon belül megjelennek apró, szigetszerű foltok, amelyek viszont a termokarsztos mélyedés részei. Ezen „*hibák*" kiküszöbölésére szűrőket alkalmaztunk (Majority filter, Szita-módszer/Sieve/). Ezt követően a raszteres állományt vektorossá alakítottuk.

A vektoros állományon további szűréseket, illetve generalizálást végeztünk, mely utóbbi lépés azt a célt szolgálta, hogy a határvonalak ne legyenek „*lépcsősek*" (az eredeti pixelekhez igazodva). Végül következett a kézi helyesbítés, mely után az adatbázis a morfometriai feldolgozásra alkalmassá vált. A morfometriai elemzéseket a korábbi években a töbrökre kidolgozott eljárások segítségével hajtottuk végre (pl. *TELBISZ,* 2007).

Összességében az alábbi térinformatikai szoftvereket használtuk: GoogleEarth (GoogleMV), Erdas Imagine, ArcView, ábrázoláshoz: ArcGIS, Surfer.

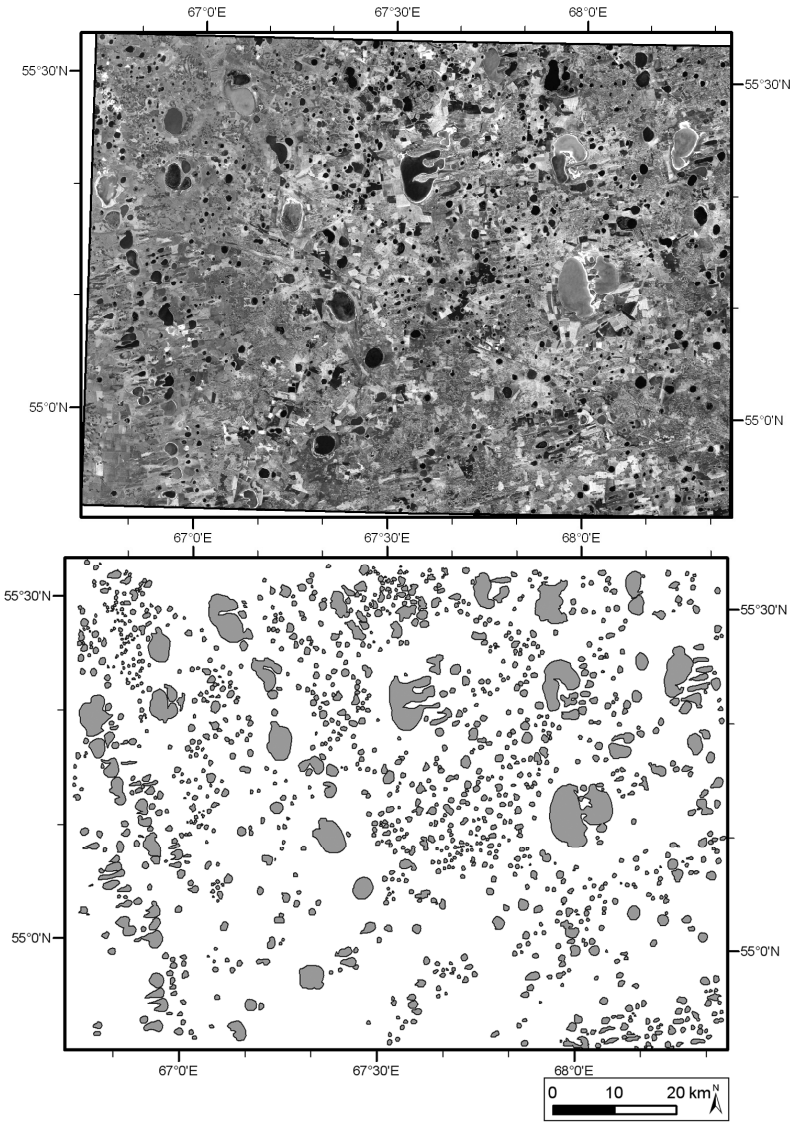
3. A mintaterületek elemzése

A mintaterületek negyedidőszaki „*feltételeinek*" leírásában elsősorban *SZÉKELY* (1978) könyvére ill. a közelmúltban az eurázsiai eljegesedésekről megjelent összegző tanulmányokra (*SVENDSEN* et al, 2004; *MANGERUD* et al, 2004; *HUBBERTEN* et al, 2004;) támaszkodunk. Főbb megállapítások a permafroszt elhelyezkedésével kapcsolatban:

- A Ny-szibériai alföldön a jégtakaró, legnagyobb kiterjedésekor (dnyeper, MIS 6 fázis, ~160 ezer éve) kb. az É.sz.60°-ig ért, keresztezve a 2. mintaterületet. Az ennél fiatalabb (moszkva, valdaj) eljegesedések határa lényegesen északabbra volt, így csak a 3. mintaterületet érinthették, de az utolsó glaciális maximum idején (~20 ezer éve) már a Tajmír-félszigetnek is csak az ÉNy-i peremén jelent meg a jégtakaró. A 90 ezer ill. 60 ezer évvel ezelőtti eljegesedések idején az alföld északi részeit a jég által visszaduzzasztott óriási méretű tó tölthette ki (*MANGERUD* et al, 2004).
- Az örökfagy déli elvégződéséről megoszlik az egyes szerzők véleménye. *SZÉKELY* (1978) szerint legnagyobb kiterjedését szintén a dnyeper eljegesedés idején érhette el, ekkor az É.sz.51-54°-ig nyújtózott dél felé a Ny-szibériai-alföldön. Az utolsó glaciális maximum idején viszont már az 59. szélességi foknál elvégződött. *HUBBERTEN* et al (2004) viszont ebből a korszakból származó fosszilis jégékeket említ az É.sz.52°-nál. *KONDRATJEVA* et al (1995) szerint ugyanakkor a permafroszt déli határa egészen az É.sz.48-49°-ig elérhetett. *VELICHKO* et al (2002) szerint az Allerød idején az É.sz.55°-nál húzódott a permafroszt déli határa a vizsgált

területen. A jelenlegi perem nagyjából az É.sz.62°-nál húzódik a Ny-Szibériai-alföldön.

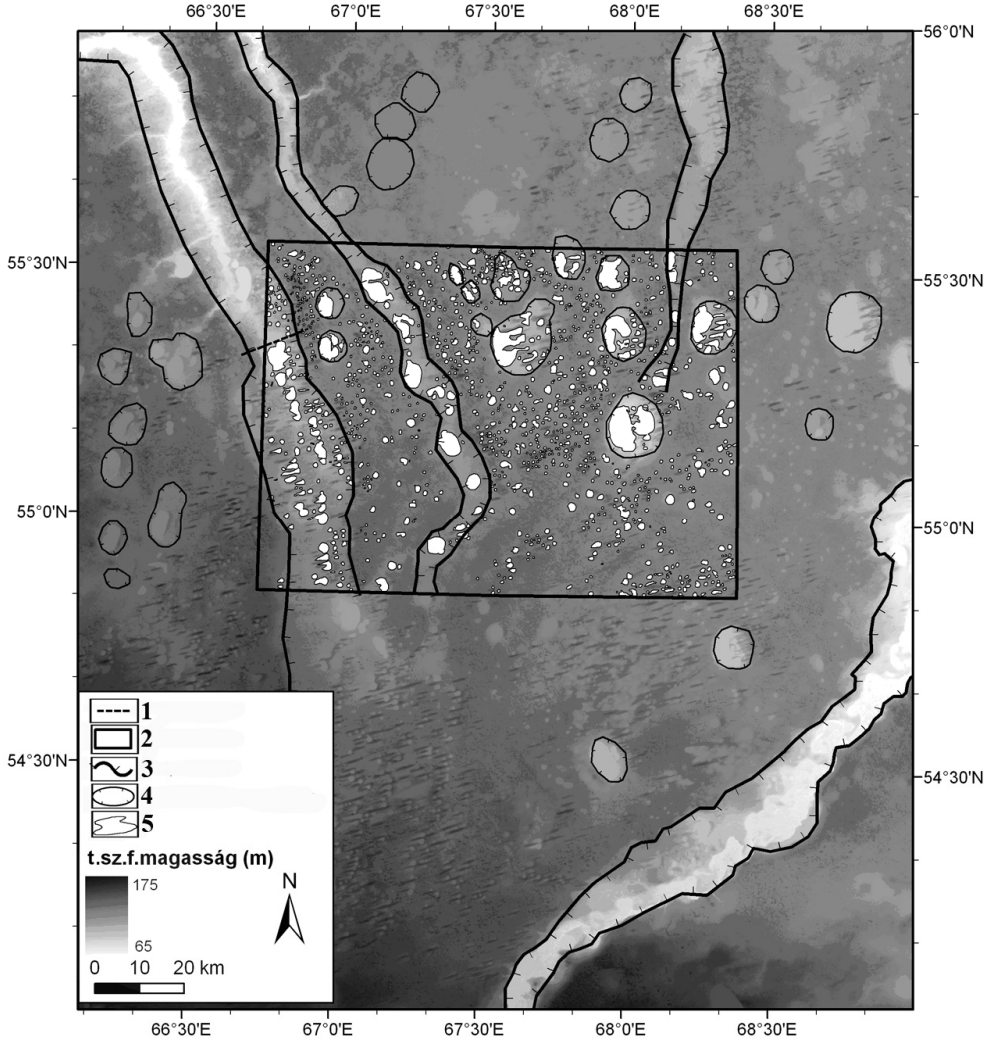
3.1. Isimi-alföld



3. ábra: Az 1.mintaterület műholdfelvételen (GoogleEarth) ill. az erről digitalizált tavak
Fig.3: Sample area No.1 on satellite image (GoogleEarth) and lakes digitized from this

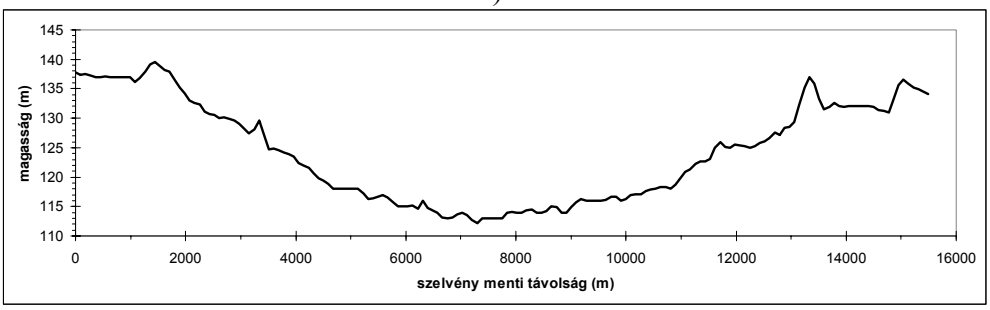
Ezt a vidéket (*3.ábra*) a változatos méretű, többnyire jól kerekített tavakban való gazdagsága miatt választottuk ki legdélibb mintaterületként. Mai álla-

pota szerint leginkább kultúrtájnak nevezhetjük, amelyből tekintélyes részt foglalnak el a szántóföldek, de emellett nagyobb erdőfoltokat is találhatunk, továbbá a települések és az úthálózat is jól kivehetők erősebb nagyítás alkalmazása mellett. Vízfolyások ugyanakkor teljességgel hiányoznak a területről. A tavak többnyire jól elkülönülő, önálló formákat alkotnak (ellentétben pl. a Finn-tóvidékekkel) és szabad szemmel is jól láthatóan két méretkategória jelenik meg. A nagyobb (és szabálytalanabb) tavak térbeli elhelyezkedését azonban pusztán a műholdfelvétel alapján nehéz megmagyarázni.

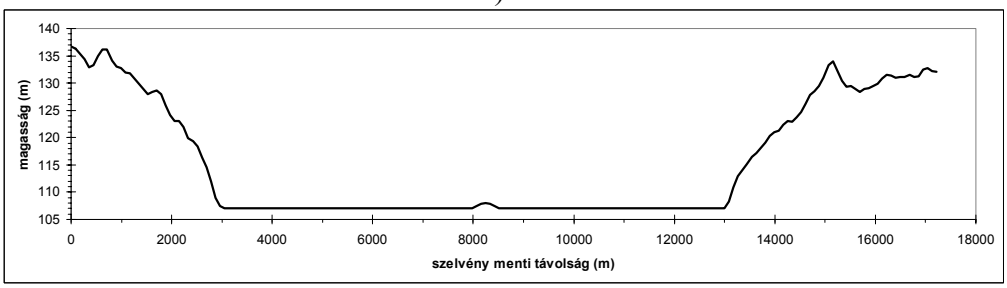


4. ábra: Az 1.mintaterület és környékének digitális domborzatmodellje (SRTM), illetve az ez alapján bejelölt ősfolyamvölgyek és ős-termokarsztos mélyedések (szaggatott vonal: 5.ábra a) szelvény helye)
Jelmagyarázat: 1. szelvény helye, 2. vizsgált terület, 3. ősfolyamvölgy, 4. ős-termokarsztos mélyedés, 5. tó
Fig.4: SRTM DEM of sample area No.1 with palaeo river valleys and palaeo-thermokarst basins (dashed line marks cross-section location of Fig.5a)
Legend: 1. cross-section, 2. research area, 3. glacial spillway, 4. palaeo-thermokarst basin, 5. lake

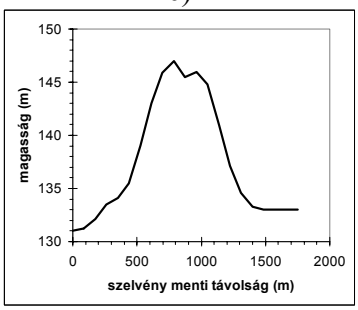
a)

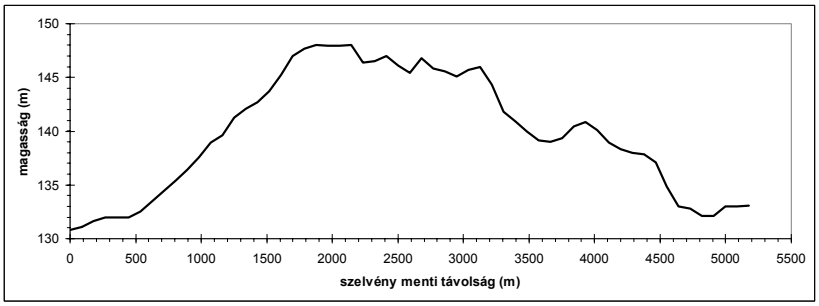


b)



c)





5.ábra: Jellemző domborzati keresztszelvények az 1. mintaterület felszínformáiról.
a) ősfolyamvölgy (NyDNy-KÉK); b) ős-termokarsztos medence(NyDNy-KÉK); c) eolikus gerinc: keresztmetszet (ÉÉNy-DDK), ill. hosszmetszet (NyDNy-KÉK). Keresztszelvények helye: a) ld. 4.ábra; b,c) ld. 6.ábra
Fig.5: Characteristic elevation profiles across landforms of sample area No.1. a) palaeo river valley (WSW-ENE); b) palaeo-thermokarst basin (WSW-ENE); c) aeolian ridge: cross-section (NNW-SSE) and longitudinal section (WSW-ENE). Profile locations: a) Fig.4; b,c) Fig.6.

A vizsgált terület tágabb környezetét is ábrázoló digitális domborzatmodell (*4.ábra*) felhasználásával azonban számos új formatípus azonosítható, amelyek a tavak mintázatát is segítenek értelmezni. Ezek a következők:
- Nagy méretű (5-15km széles, 10-25m mély, *5a.ábra*) folyóvölgyek, amelyekben jelenleg semmiféle vízfolyás nyoma nem található, így ezeket más éghajlati és vízrajzi körülmények között létrejött ősfolyamvölgyeknek (*SZÉKELY,* 1978) tekinthetjük.
- Szintén nagy méretű (6-17km átmérő, 10-25m mély, *5b.ábra*), zárt, kerekded medencék, amelyek feltehetően egy korábbi, jelentős termokarsztosodási fázis során jöhettek létre.

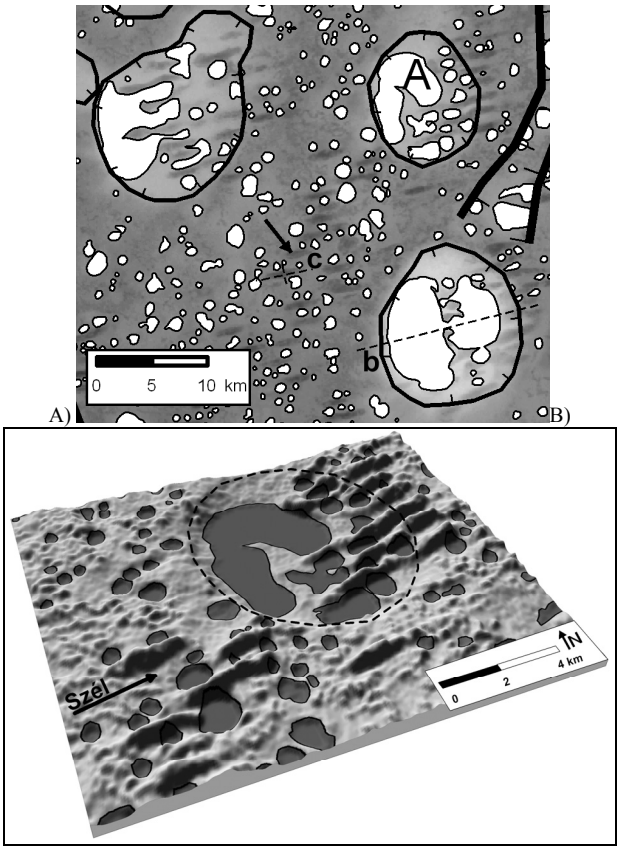
II.táblázat
Table II.

Termokarsztos tavak morfometriai adatai
Morphometrical data of thermokarst lakes

	Össz-terület (km^2)	Tavak száma	Tó-sűrűség ($1/km^2$)	Tavak aránya a felszínből (%)	Tó-alapterület (km^2)			Kerekítettség		Megnyúltság	
					Min-Max	Átlag	Medián	Min-Max	Átlag	Min-Max	Átlag
Isim (h≥128m)	6432	1025	0,159	7,5	0,017-13,23	0,474	0,319	0,26-0,97	0,88	1,0-3,76	1,30
Isim (h<128m)	1872	288	0,154	38,1	0,025-68,94	2,476	0,868	0,23-0,97	0,81	1,0-6,27	1,44
Isim összes	**8304**	**1313**	**0,158**	**14,5**	**0,017-68,94**	**0,912**	**0,364**	**0,23-0,97**	**0,87**	**1,0-6,27**	**1,33**
Konda É	4403	462	0,105	8,3	0,008-15,48	0,796	0,336	0,12-0,94	0,67	1,0-4,88	1,71
Konda D	14669	680	0,046	5,3	0,003-76,83	1,140	0,200	0,25-0,96	0,75	1,0-5,08	1,42
Konda összes	**19072**	**1142**	**0,060**	**6,0**	**0,003-76,83**	**1,000**	**0,249**	**0,12-0,96**	**0,72**	**1,0-5,08**	**1,53**
É-Szib (h≥65m)	3101	3418	1,102	6,8	0,001-14,20	0,061	0,029	0,15-0,95	0,76	1,0-4,17	1,43
É-Szib (h<65m)	2665	1612	0,605	14,9	0,002-27,50	0,246	0,046	0,27-0,97	0,76	1,0-3,38	1,39
É-Szib összes	**5766**	**5030**	**0,872**	**10,5**	**0,001-27,50**	**0,120**	**0,033**	**0,15-0,97**	**0,76**	**1,0-4,17**	**1,42**

- Kisebb méretű (3-10km hossz, 500-1500m szélesség, 10-15m rel. magasság, *5c.ábra*), szimmetrikus keresztmetszetű és változó hosszmetszetű, egyenes lefutású gerincek százai, amelyek mind teljesen párhuzamosak egymással, jellemző irányuk: NyDNy-KÉK. *SZÉKELY* (1978) feltehetőleg ezeket nevezi „sörényeknek" (grivi) és a jégkori folyók alámosásával kidolgozott maradványgerinceknek tartja. Területi elhelyezkedésük, sűrűségük és formájuk azonban egyértelműen a szél általi eredetre utal és valószínűleg felhalmozásos eredetűek. Ezt támasztja alá, hogy a mintaterülettől mintegy 650 km-re keletre, a Csani-tó vidékén igen hasonló jellegű felszínt találha-

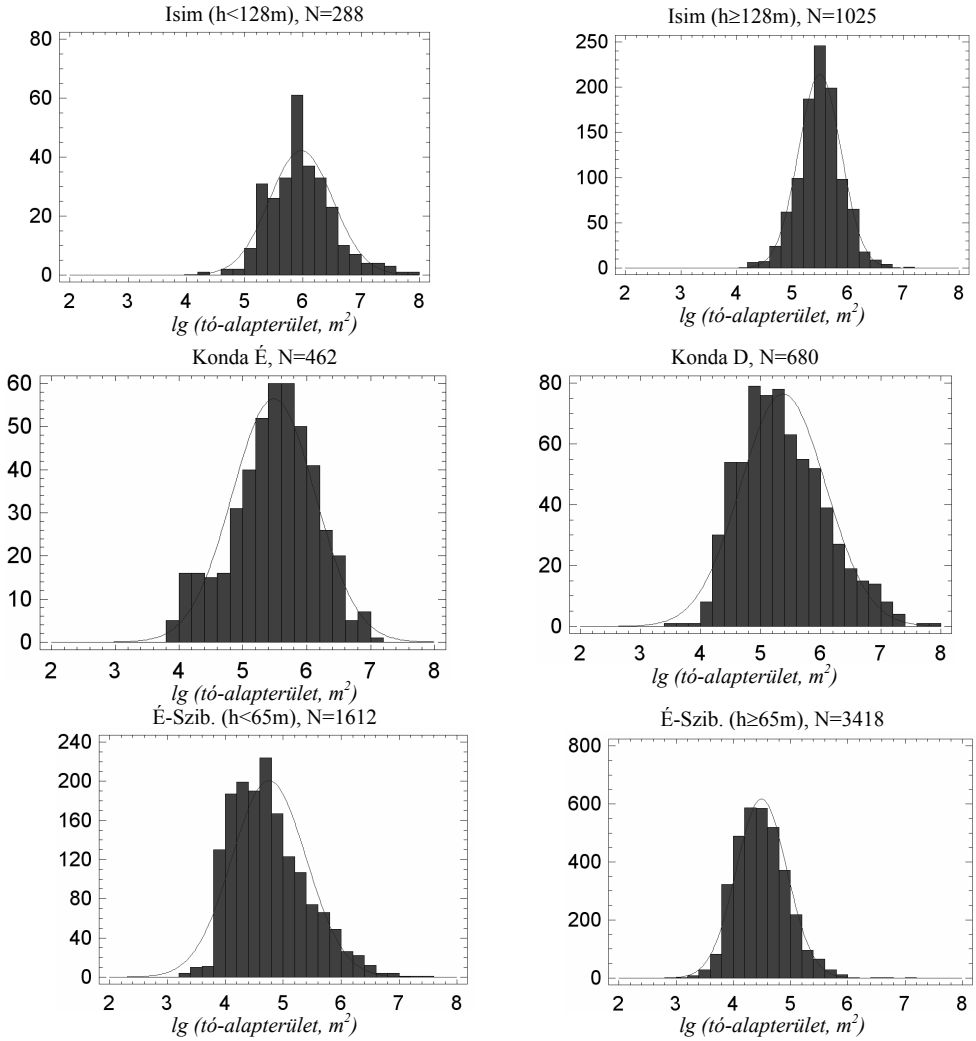
tunk, amelyről szakirodalmi adatok (*ZYKINA* et al, 2002; *TARASOV* et al, 1996) is rendelkezésünkre állnak és ezek a tanulmányok 17-12 ezer (ill. 20-14 ezer) évvel ezelőtt egy rendkívül száraz (és hideg) klíma során létrejött eolikus gerincekről írnak.



6.ábra: Eolikus gerincek és tavak viszonylagos elhelyezkedése (kivágat a 4. ábrából). A) Felülnézeti kép (nyíl: egy eolikus gerincet mutat; a szaggatott vonalak az 5b. és 5c.ábra szelvényeinek helyeit jelölik); B) 3D kép az A betűvel jelölt ős-termokarsztos medence környezetéről
Fig.6: Relative position of aeolian ridges and lakes (cut from Fig.4). A) planforms (arrow marks an aeolian ridge; dashed lines mark profile locations in Fig.5b and 5c); B) 3D picture around a palaeo-thermokarst basin (A).

Megállapítható, hogy a nagyobb kiterjedésű tavak túlnyomórészt az ősfolyamvölgyekben, ill. az ős-termokarsztos medencékben foglalnak helyet. A tavak és az eolikus gerincek kapcsolatáról pedig elmondható, hogy az ősfolyamvölgyek, illetve az ős-termokarsztos medencék peremét számos helyen keresztezik a „*sörények*" (*6.ábra*), tehát ez utóbbiak a fiatalabbak. A medencéknek elsősorban a KÉK-i oldalát szabdalják fel ezek a kisméretű gerincek. A magasabb térszínen fekvő, kisebb tavak többnyire a gerincek

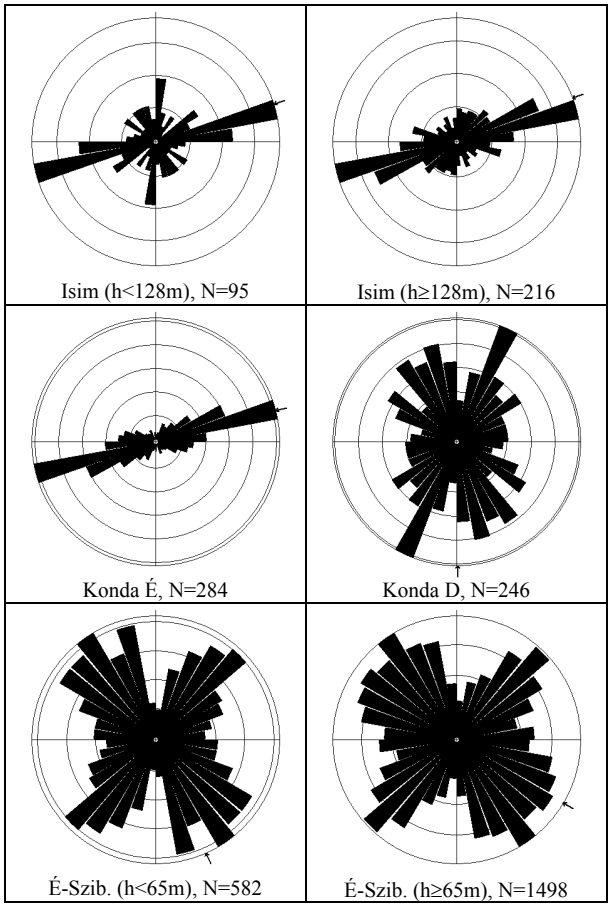
közti mélyedésekhez igazodva fordulnak elő, így ezek feltehetőleg fiatalabb formák. Ha a homokmozgások korát a már említett 17-12 ezer évre tesszük, akkor a kis tavak kialakulása leginkább a pleisztocén végi-holocén eleji felmelegedéshez köthető.



7.ábra: Tó-alapterületek gyakorisági eloszlása (szemilogaritmikus ábrázolással, függőleges tengelyen a gyakoriság)
Fig.7: Frequency distributions of lake areas (semilogarithmic scale; vertical axis: frequency)

Az 1. mintaterület 8304 km^2 kiterjedésű, amelyből 14,5%-ot foglal el a vizsgált területre eső 1313 darab tó (*II. táblázat*). A fent említett genetikai különbségek miatt a tavakat két csoportra bontottuk magassági helyzetük (*h*)

szerint és erre a két csoportra külön elkészítettük az alapterületekre vonatkozó gyakorisági eloszlás-grafikonokat (*7. ábra*). Mindkettő lognormális jelleget mutat, ami az igazi karsztokkal való hasonlóságra utal.



8.ábra: 1,4-nél nagyobb megnyúltságú tavak hossztengelyének állása
Fig.8: Rose diagrams of long axes of lakes (with elongation>1.4)

A tavak irányítottságát rózsadiagramok segítségével vizsgáltuk, melyen a hossztengelyek irányainak gyakorisági eloszlását vettük figyelembe (*8.ábra*). Elkészítettük a hosszal súlyozott grafikonokat is, ám ezek túlnyomórészt hasonló jelleget mutattak, így helyhiány miatt közlésüktől eltekintünk. Vizsgáltuk a legközelebbi szomszédok irányát jelző rózsadiagramokat is, de mivel ezek szórása túl nagy volt, megállapíthatjuk, hogy a tavak egymáshoz képesti elhelyezkedésében nincsen kitüntetett irány.

A hossztengelyek állása alapján az 1.mintaterületen a NyDNy-KÉK-i irány a kitüntetett, ami egybeesik „*sörények*” irányával, így itt egyértelműen

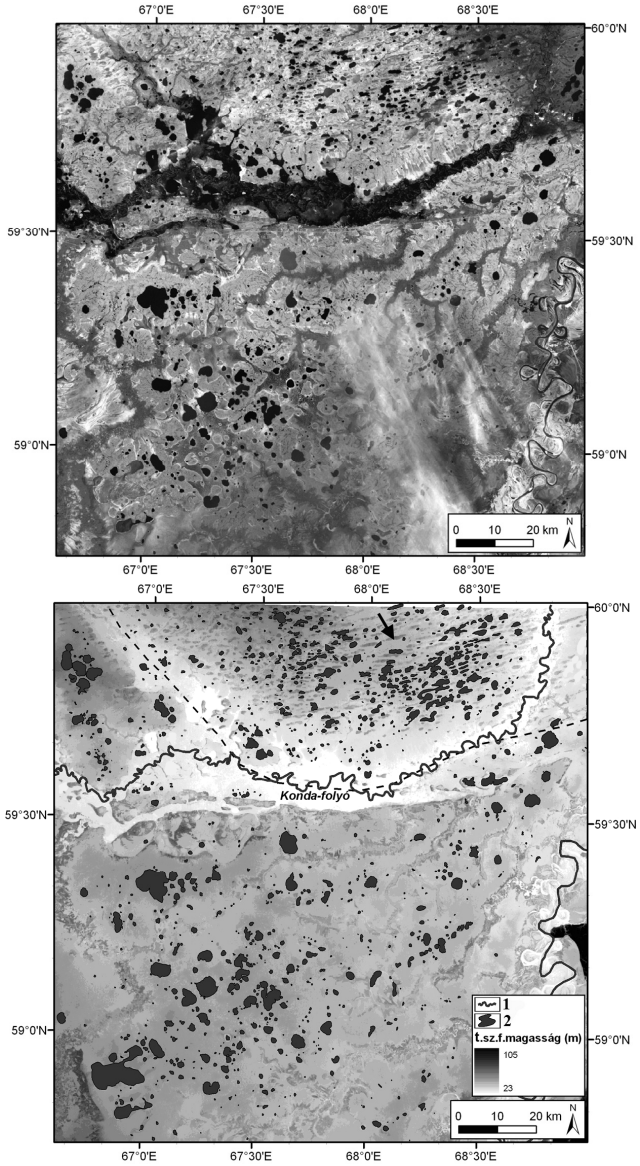
kijelenthetjük, hogy az egykori szélirány befolyásolta a tavak megnyúlásának irányát, ám a bevezetőben említett alaszkai példától eltérően itt a széliránnyal párhuzamosan megnyúlt tavakról van szó. Mindez egybecseng *HUBBERTEN* et al (2004) és *VELICHKO* et al (2002) megállapításaival, akik szerint az eljegesedések idején a nagy légkörzési cellák hasonlóan működtek a maiakhoz, csupán valamelyest délebbre tolódtak és a würm eljegesedés idején a Ny-szibériai-alföld déli részén NyDNy-i volt az uralkodó szélirány.

3.2. Konda-alföld

A 2.mintaterület kiválasztásának egy morfometriai és egy technikai jellegű oka volt. Egyrészt a műholdfelvétel (*9.ábra*) alapján is látható, hogy a tavak irányítottságában egy éles különbség van a Konda folyótól északra és délre, másrészt az SRTM adatbázis északi határát az. É.sz.60°-a jelöli ki.

Ezen az ötödmagyarországnyi területen 1142 tavat lehetett egyértelműen lehatárolni, amelyek a felszín 6%-át borítják, valójában azonban a vízzel, ill. mocsárral borított térszínek még ennél is jóval nagyobb arányt képviselnek (*10. ábra*). A termokarsztos eredetű tavak fiatal korát jelzi, hogy a Konda-folyó széles árterén belül is lehet ilyen formákat látni. A jelenlegi tőzeglápok kifejlődése *KREMENETSKI* et al (2003) szerint csak a holocénban indult el.

A Konda-folyótól északra illetve délre elterülő részek különbségét a rózsadiagramok (*8.ábra*) világosan kimutatják. Az északra fekvő részeket erős NyDNy-KÉK-i irányítottság jellemzi az Isimi-alföldhöz hasonlóan, ám itt a tavak sokkal nagyobb arányban esnek a megnyúlt kategóriába, mint az 1. mintaterületen. A tavak növekedését itt is kisebb gerincek (5-10m rel. magasság, 2-10km hossz, *11.ábra*) határolják be, amelyek csapásiránya megegyezik a tavakéval. Sőt, a mintaterülettől kevéssel északra a felszíni vízfolyások iránya is ezt a jellemző NyDNy-KÉK-i irányt követi. Az egyik lehetséges magyarázatot itt is a szél jelenti, azonban elképzelhető az is, hogy a riss végi eljegesedés peremét kijelölő végmorénasáncok határozzák meg a folyók, tavak és a gerincek irányítottságát.

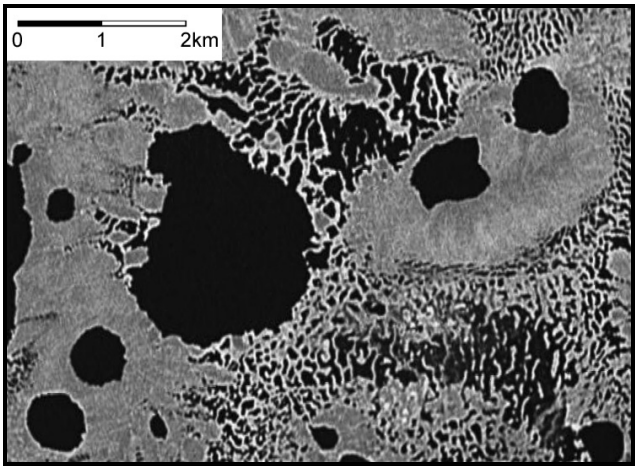


9. ábra: A 2. mintaterület műholdfelvételen (GoogleEarth), ill. az erről digitalizált tavak digitális domborzatmodell (SRTM) háttérrel (a szaggatott vonal az északi és déli területek határvonalát jelöli). A déli rész enyhén sötétebb tónusú kanyargó vonalai a vízfolyásokat kísérő erdőket jelzik, az északi rész sötét „pálcikái" a gerinceket mutatják (A nyíl a 11. ábrán szereplő gerinc helyét jelöli).

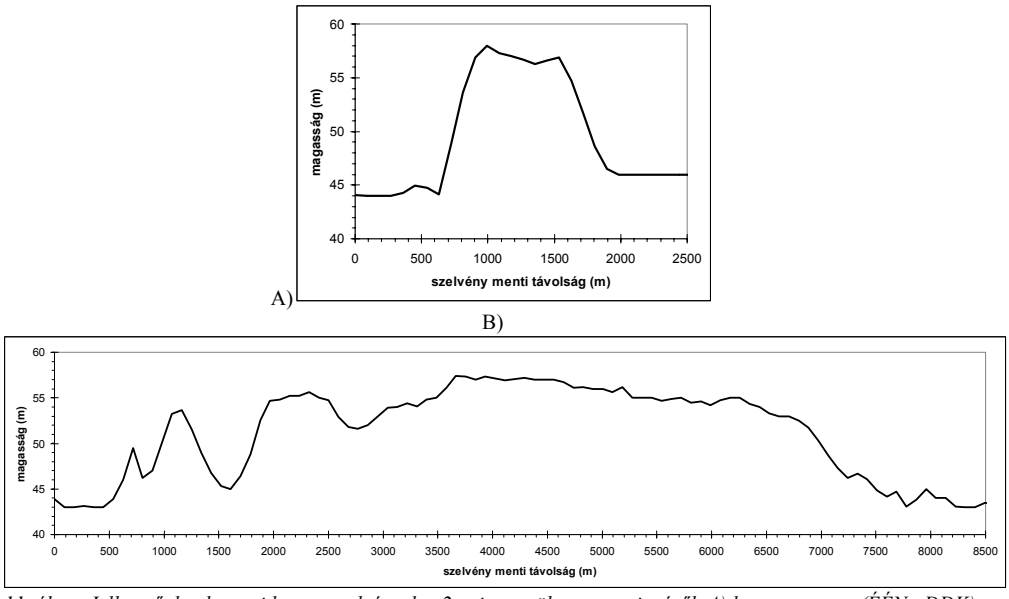
Jelmagyarázat: 1. folyó, 2. tó

Fig.9: Satellite image (GoogleEarth) of sample area No.2 and the digitized lakes with SRTM DEM background (dashed line marks the boundary between N and S terrains). Darker curvilinear objects in the southern part are forests along streams, dark „sticks" in the northern part are ridges. (Black arrow marks the location of the ridge of Fig 11.)

Legend: 1. river, 2. lake



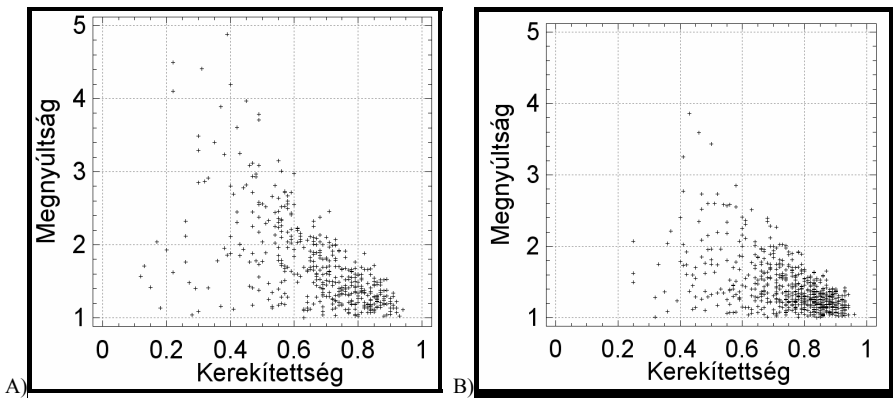
10. ábra: Termokarsztos tavak és „hálós tőzegláp" (WALTER 1977) a 2. mintaterület egy részén
Fig.11: Thermokarst lakes and string bog (WALTER 1977) in sample area No.2.



11. ábra: Jellemző domborzati keresztszelvények a 2. mintaterület egy gerincéről. A) keresztmetszet (ÉÉNy-DDK); B) hosszmetszet (NyDNy-KÉK)
Fig.11: Characteristic elevation profiles from a ridge of sample area No.2. A) cross-section (NNW-SSE); B) longitudinal section (WSW-ENE)

A Konda-folyótól délre eső részeken az irányítottság nem meghatározó (*8.ábra*), a tavak kisebb sűrűségben fordulnak elő, kerekítettebbek (*12. ábra*) és forma alapján jól kivehetők a kerek részekből összenövő termokarsztos „*uvalák*". A megnyúltságot és kerekítettséget ábrázoló diag-

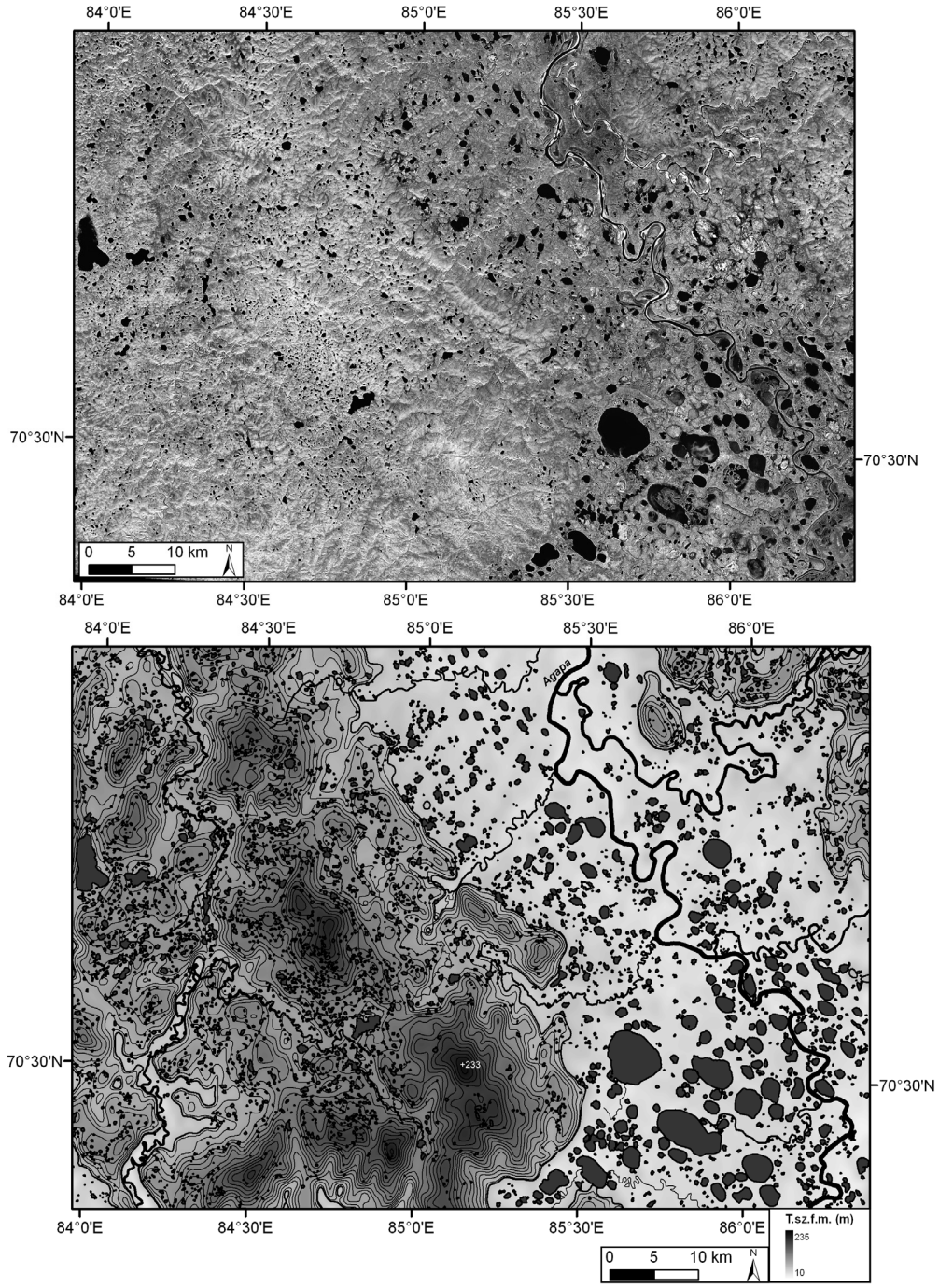
ramon két ág különíthető el: a kerekítettség értéke csökkenhet azért, mert a forma nagyon hosszúkás. Ebben az esetben a megnyúltság értéke ezzel együtt növekszik. Ugyanakkor a kerekítettség értéke úgy is csökkenhet, hogy a partvonal tagoltabbá válik (tehát a kerület nő), miközben a forma széle, hossza hasonló marad. A *12.ábráról* leolvasható, hogy a hosszúkás illetve az összetett formák egyaránt az északi részeken fordulnak elő nagyobb számban. A tó-alapterületek gyakorisági eloszlása (*7.ábra*) jelzi, hogy az északi részeken az apró (1-2 ha alapterületű) tavakból mutatkozik többlet az elvi lognormális eloszláshoz képest, míg a délre fekvő térségben éppen ez a kategória inkább „*hiánnyal*" jellemezhető. Ez két tényezőre utalhat: egyrészt a két terület eltérő felszínközeli kőzeteire, másrészt a déli területek hosszabb ideje tartó illetve gyorsabb termokarsztos folyamataira. Hogy a két magyarázat közül melyik a helytálló, annak eldöntését az eddigi adatok egyelőre nem teszik lehetővé.



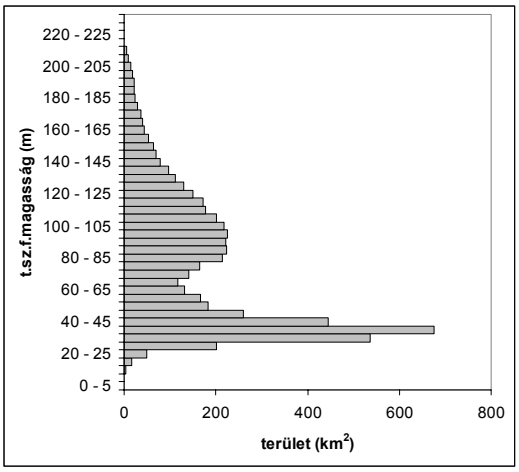
12. ábra: Megnyúltság és kerekítettség kapcsolata a Konda-folyótól északra(A) ill. délre (B) eső területeken
Fig.12: Relationship of elongation and circularity North (A) and South (B) of Konda river.

3.3. Észak-szibériai-alföld

A 3.mintaterület az Észak-szibériai-alföldön, közvetlenül a Jenyiszej torkolattól keletre található (*13.ábra*). Domborzatilag élénkebb a két másik vizsgált területhez viszonyítva, és a magassági hisztogram (*14.ábra*) valamint a lejtőszög-térkép alapján egy alacsonyabb (10-65m t.sz.f.m.), valóban alföldi jellegű, sík térszínre illetve egy magasabb (65-235m t.sz.f.m.), dombsági jellegű, tagoltabb részre bontható. Ugyanakkor a rendelkezésünkre álló geológiai, szerkezetmorfológiai térképeken a teljes terület egységesen jégtakaró által feltöltött morénavidékként szerepel (*SZÉKELY*, 1978; *SVENDSEN* et al, 2004). Ez a mintaterület már a jelentős, több száz méter vastag permafroszttal rendelkező övbe tartozik.



13. ábra: A 3. mintaterület műholdfelvételen (GoogleEarth) ill. az erről digitalizált tavak digitális domborzatmodell (GTOPO30) háttérrel (vékony szintvonalak 70m-től fölfelé 10 méterenként, vastag szintvonal: 65 m)
Fig.13: Satellite image (Google Earth) of sample area No.3 and digitized lakes with GTOPO 30 DEM background (thin contour line interval is 10 m, first contour: 70m a.s.l; thick line: 65 m a.s.l.)



14. ábra: A 3. mintaterület magassági hisztogramja.
Fig.14: Elevation histogram of sample area No.3.

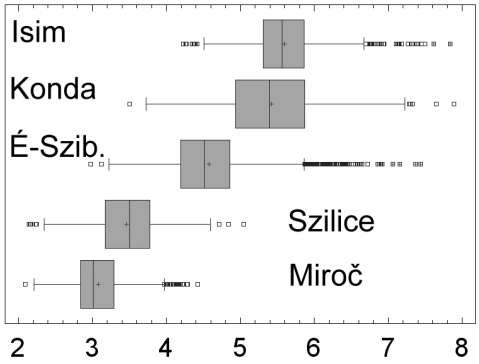
A dombsági térszín kicsiny tavai igen nagy sűrűségben borítják a felszínt a legmagasabb részek kivételével, és az alapterületek szabályos gyakorisági eloszlása szerint (*7.ábra*) homogén viszonyok között kifejlődött formákról van szó. Erre a területre csupán 1-2 nagyobb tó esik, amelyek feltehetően genetikailag is különböznek társaiktól, ezek azonban a gyakorisági eloszlást érdemben nem befolyásolják. Az alföldi térszínen fekvő tavak átlagos alapterülete jóval nagyobb és az eloszlás is érzékelhetően eltér a lognormálistól, ami 2 tényezőn múlik: hiányoznak az apró tavak (alapterület<10^4 m^2) és igen nagy számban fordulnak elő a szabad szemmel is legfeltűnőbb, DK-i részen csoportosuló nagy tavak (alapterület>$10^{5,5}$ m^2). Erre a lokális anomáliára egyelőre nem találtunk magyarázatot.

A tavak irányítottságát (*8.ábra*) az ÉNy-DK-i illetve DNy-ÉK-i irányok jellemzik mindkét részterületen. Az irányítottság az alföldi térszíneken valamivel markánsabb, és ha a hosszal súlyozzuk a gyakoriságot, akkor az alacsonyabb fekvésű tavaknál az ÉNy-DK-i irány egyeduralkodóvá válik. A területre vonatkozó részletes éghajlati illetve geológiai adatok híján csupán hipotéziseket lehet felvázolni. Mivel az ÉNy-DK-i fő irány egybeesik az alföldi és dombsági részek határvonalának csapásirányával, ezért elképzelhető, hogy az alföldi térszíneken szélcsatorna hatás érvényesül és ez okozza a tavak megnyúlását, de az sem kizárt, hogy szerkezeti tényezők állnak a háttérben vagy netán a glaciális üledékek elrendeződésével kapcsolatos okokra vezethető vissza az irányítottság.

4. Következtetések

A jelen cikkben vizsgált mintaterületeket a mérsékelt övi többrös karsztvidékekkel összevetve megállapítható, hogy:

● A zárt termokarsztos mélyedések alapterülete kb. két nagyságrenddel nagyobb (*15.ábra*).



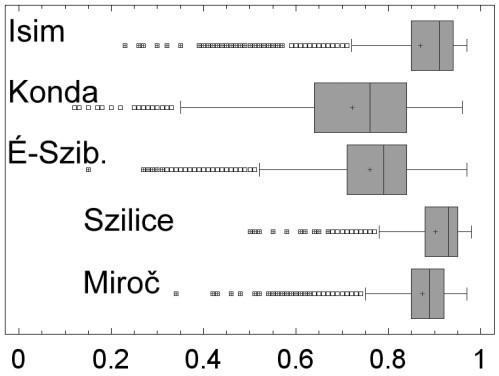
15. ábra: Zárt mélyedések alapterülete valódi karszt és termokarszt esetében (valódi karszt adatok: TELBISZ,MÓGA, 2005 és TELBISZ et al, 2007)
Fig.15: Box-whisker plot of closed depressions areas in case of thermokarst and real karst (real karst data are from TELBISZ,MÓGA, 2005 and TELBISZ et al, 2007)

● A termokarsztos eredetű tavak mérete (alapterülete) szintén lognormális eloszlással jellemezhető (viszonylag homogén környezeti feltételek esetén).

● A termokarsztos tavak a permafroszt felmelegedés okozta eltűnése után is évezredeken keresztül fennmaradhatnak.

● A vizsgált területeken a termokarsztos tavak a felszín 5-15%-át borítják (hasonlóan a karsztvidékek többreihez), ám nagy méretük miatt sűrűségük lényegesen alacsonyabb.

● A termokarsztos tavak kerekítettsége igen jó, de a valódi karsztok kisméretű többreinél némileg gyengébb (*16.ábra*).



16. ábra: Zárt mélyedések kerekítettsége valódi karszt és termokarszt esetében (valódi karszt adatok: TELBISZ,MÓGA, 2005 és TELBISZ et al, 2007)
Fig.16: Box-whisker plot of closed depressions circularity in case of thermokarst and real karst (real karst data are from TELBISZ,MÓGA, 2005 and TELBISZ et al, 2007)

● A termokarsztos mélyedések irányítottságát okozhatják az állandó, egy-irányú szelek (merőleges vagy párhuzamos megnyúltságot okozva), esetleg a végmorénasáncok elrendeződése ill. szerkezeti-kőzettani tényezők is.
● Digitális domborzatelemzés segítségével a termokarsztos mélyedések térbeli mintázata könnyebben értelmezhető, az egyes formatípusok jobban elkülöníthetők egymástól.

IRODALOM

AGAFONOV L.-STRUNK H.-NUBER T. (2004): Thermokarst dynamics in Western Siberia: insights from dendrochronological research – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 209 p.183-196.
BLACK R.F., BARKSDALE W.L. (1949): Oriented lakes of northern Alaska – Journal of Geology, 57, p.105-118.
CARSON C.E.-HUSSEY K.M. (1962): The oriented lakes of arctic Alaska – Journal of Geology, 70, p.417-439.
FROHN, R.C.-HINKEL, K.M.-EISNER, W.R. (2005): Satellite remote sensing classification of thaw lakes and drained thaw lake basins on the North Slope of Alaska – Remote Sensing of the Environment, 97, p.116-126.
GÁBRIS GY. (2007): Földfelszín és éghajlat – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 225p.
GLUSHKOVA, N.-MARTYSEVICH, U.-ZOLNIKOV, I.-GUSSKOV S. (2004): The estimation of thermokarst and thermoerosion processes with use of Aster images in the North of Western Siberia – EGU04-00810, European Geosciences Union.

GROSSE G. (2005): Characterisation and evolution of periglacial landscapes in Northern Siberia during the Late Quaternary – Remote sensing and GIS studies – PhD dissertation, Potsdam, März, 2005.
GROSSE G.-SCHIRRMEISTER L.-SIEGERT C.-KUNITSKY V.V.-SLAGODA E.A.-ANDREEV A.A.-DEREVIAGYN A.Y. (2007): Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary – Geomorphology, 86 (2007), p.25-51.
GROSSE G.-SCHIRRMEISTER L.-MALTHUS T.J. (2006): Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena–Anabar coastal lowland – Polar Research, 25(1), p.51-67.
*HINKEL K. M.-EISNER W. R.-BOCKHEIM J. G.-NELSON F. E.-PETERSON K. M.-DIA X. Y. (*2003): Spatial extent, age and carbon stocks of drained thaw lake basins on the Barrow Peninsula, Alaska – Arct. Antarct. Alp.Res., 35(3), p.291-300.
HINKEL K.M.-JONES B. M.-EISNER W. R.-CUOMO C. J.-BECK R. A. - FROHN R. (2007): Methods to assess natural and anthropogenic thaw lake drainage on the western Arctic coastal plain of northern Alaska – J. Geophys. Res., Vol. 112, F02S16, doi:10.1029/2006JF000584.
HINKEL, K. M.-FROHN R. C.-NELSON F. E.-EISNER W. R.-BECK R. A. (2005): Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western Arctic coastal plain, Alaska – Permafrost Periglacial Processes, 16(4), p.327-341.
HOPKINS, D. M. (1949): Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula – J. Geol., 57, p.119-131.
HUBBERTEN, H.W.-ANDREEV A.-ASTAKHOV V.I- DEMIDOV I-DOWDESWELL J.A- HENRIKSEN M- HJORT C- HOUMARK-NIELSEN M-JAKOBSSON M- KUZMINA S- LARSEN E- LUNKKA J.P- LYSÅ A-MANGERUD J- MÖLLER P- SAARNISTO M- SCHIRRMEISTER L- SHER A.V- SIEGERT C- SIEGERT M.J- SVENDSEN J.I. (2004): The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation – Quaternary Science Reviews 23 p. 1333–1357
KONDRATJEVA K.A.-KHRUTZKY S.F.-ROMANOVSKY N.N. (1995): Changes in the extent of permafrost during the late quaternary period in the territory of the former Soviet Union – Permafrost and Periglacial Processes 1990-1995, Vol 4, Issue 2 ,p.113-119.
KOZLENKO N.-JEFFRIES M.O. (2000): Bathymetric Mapping of Shallow Water in Thaw Lakes on the North Slope of Alaska with Spaceborne Imaging Radar – Arctic, Vol 53, NO. 3 (Sept 2000), p.306-316.

KREMENETSKI K.V.-VELICHKO A.A.-BORISOVA O.K.-MACDONALD G.M.-SMITH L.C.-FREY K.E.-ORLOVA L.A. (2003): Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history – Quaternary Science Reviews, Vol 22, p.703–723.
MANGERUD J- JAKOBSSON M- ALEXANDERSON H- ASTAKHOV V.I- CLARKE G.K.C- HENRIKSEN M- HJORT C- KRINNER G- LUNKKA J.P- MÖLLER P- MURRAY A- NIKOLSKAYA O- SAARNISTO M- SVENDSEN J.I. (2004): Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation – Quaternary Science Reviews 23 p. 1313–1332
MCINTOSH, J. J.-PLUG, L. J. (2005): Thaw Lake Expansion in a Coupled Model of Heat Transfer and Mass Movement – American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #C31A-1100, 12/2005.
MORGENSTERN, A.-GROSSE, G.-SCHIRRMEISTER, L.-ASCHE, H.(2005): Morphometry and Spatial Distribution of Lakes in the Lena Delta, NE Siberia (Remote Sensing and GIS Analyses) – 22nd International Polar Meeting, September 18-24, Jena, Germany.
MORGENSTERN A.-GROSSE G.-SCHIRRMEISTER L.-ASCHE H. (2006): Morphometry and spatial distribution of lakes in the Lena Delta, NE Siberia (Remote Sensing and GIS analyses) – Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 00482, European Geosciences Union.
MORGENSTERN, A.-GROSSE, G.-SCHIRRMEISTER, L (2007): How lake morphometry reflects environmental conditions in the permafrost-dominated Lena Delta – American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #C21A-0067, 12/2007.
PEARCE F. (2005): Climate warning as Siberia melts –New Scientist magazine, Issue 2512 (11 August 2005), p. 12.
SVENDSEN J.I- ALEXANDERSON H, ASTAKHOV V.I- DEMIDOV I- DOWDESWELL J.A- FUNDER S- GATAULLIN V- HENRIKSEN M- HJORT C- HOUMARK-NIELSEN M- HUBBERTEN H.W- INGOLFSSON O- JAKOBSSON M- KJÆR K.H- LARSEN E- LOKRANTZ H- LUNKKA J.P- LYSÅ A- MANGERUD J- MATIOUCHKOV A- MURRAY A- MÖLLER P- NIESSEN F- NIKOLSKAYA O- POLYAK L- SAARNISTO M- SIEGERT C- SIEGERT M.J- SPIELHAGEN R.F- STEIN R. (2004): Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia – Quaternary Science Reviews 23 p. 1229–1271
SZÉKELY A. (1978): Szovjetunió I. kötet – Gondolat Kiadó, Budapest, 561 p.
SZÉKELY A. (1993): A periglaciális felszínformálás – in: Borsy Z.(szerk.): Általános Természetföldrajz – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, p.356-418.
TARASOV, P.E- HARRISON, S.P- SAARSE, L- PUSHENKO, M.YA- ANDREEV, A.A- ALESHINSKAYA, Z.V-DAVYDOVA, N.N-

DOROFEYUK, N.I- EFREMOV, YU.V- KHOMUTOVA, V.I- SEVASTYANOV, D.V- TAMOSAITIS, J- USPENSKAYA, O.N- YAKUSHKO, O.F. AND TARASOVA, I.V, YA, M- ELINA, G.A- ELOVICHEVA YA. K- FILIMONOVA, L.V- GUNOVA, V.S- KVAVADZE, E.V- NUESTRUEVA, I.YU- PISAREVA, V.V- SHELEKHOVA, T.S- SUBETTO, D.A- ZERNITSKAYA, V.P. (1996) Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the second version of the database – Paleoclimatology Publications Series Report #5, World Data Center -A for Paleoclimatology, 224p.

TELBISZ T. (2003): Töbörfejlődési szimuláció elemzése lepusztulási idősorok és morfometriai mutatók alapján – in: Karsztfejlődés VIII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 51-79.

TELBISZ T.-MARI L.-KOHÁN B.-ČALIČ J. (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata – in: Karsztfejlődés XII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.71-90.

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

U.S. Arctic Research Commission Permafrost Task Force (2003): Climate Change, Permafrost, and Impacts on Civil Infrastructure. Special Report 01-03 – U.S. Arctic Research Commission, Arlington, Virginia.

VELICHKO A. A.-CATTO N.-DRENOVA A. N.-KLIMANOV V. A.-KREMENETSKI K. V.-NECHAEV V. P. (2002): Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial–holocene transition – Quaternary International, 91/1, p.75-99.

WALTER H. (1977): The oligotrophic peatlands of Western Siberia – the largest peino-helobiome in the world – Vegetatio, Vol. 34, 3: p.167-178.

WEST J.J.-PLUG L.J. (2008): Time-dependent morphology of thaw lakes and taliks in deep and shallow ground ice – J. Geophys. Res., Vol. 113,. F01009, doi:10.1029/2006JF000696.

ZYKINA V.-ZYKIN V.-SERET G. (2002): Climatic record from the shore and bottom of the Chany Lake (Semi-arid Western Siberia) – Environmental Catastrophes and Recoveries in the Holocene, August 29 - September 2, 2002, Department of Geography & Earth Sciences, Brunel University,Uxbridge, UK.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 239-246.

LES GROTTES-TUNNEL, UNE FACILITE POUR LES COMMUNICATIONS ROUTIERES : EXEMPLE DES GROTTES-TUNNEL DE SAN ADRIAN (ALAVA - ESPAGNE) ET DU MAS D'AZIL (ARIEGE).

Par
JEAN-NOËL SALOMON

Laboratoire de Géographie Physique Appliquée (L.G.P.A.), Institut de Géographie Louis Papy, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3 ;
Campus universitaire de PESSAC (33 607)
jnsalomon@yahoo.com

Abstract : *Tunnel-caves are ancient segments of subterranean nets which have been unflooded, at least in part, and so have become penetrable by man. In some cases their dimensions are important (length, diameter) and their location in the environment incited men to manage them for communication. The samples of San Adrian (Cantabrian Mounts, Spain) and Mas d'Azil (French Pyrenees) are described in this paper.*

Introduction

Depuis longtemps l'homme a su exploiter les possibilités des rivières souterraines pour ses besoins. À Luota (Hunnan, Chine) par exemple, pour la ressource en eau, un barrage en galerie a permis la constitution d'un énorme réservoir de 3 millions de m^3. Ailleurs, elles permettent le développement du tourisme (Padirac ou Bétharram, France ; Aggtelek, Hongrie ; Waitomo, Nouvelle-Zélande ; etc.). Mais à mesure qu'elles s'enfoncent, les rivières souterraines abandonnent souvent les galeries qu'elles ont contribué à former, soit partiellement, soit en totalité.

Il en résulte ce que les karstologues appellent des grottes-tunnel. Les exemples abondent tels les canyons de la Cesse ou de Minerve (Hérault) en France. Parmi les plus grandioses au monde on trouve ceux de Chine (Jiuxiang dans le Yunnan, Da Xiao, Cao Kou et Gebihe dans le Guizhou), ou encore le Rak en Slovénie. En Chine beaucoup de grottes-tunnel sont encore utilisées pour les communications. En Europe, les Pyrénées et les Monts Cantabriques nous ont laissé également deux grottes-tunnel qui ont en commun d'avoir été mises à profit par l'homme pour traverser la montagne, ce qui est assez remarquable.

I – La grotte-tunnel de San Adrián

En Espagne, la grotte de San Adrián, proche de Vitoria, capitale de la Province d'Alava, est peu connue mais remarquable.

A) Le contexte géologique

La sierra d'Aizkorri se situe à la limite des provinces de Guipúzcoa et Alava. Elle fait partie des Montagnes Basques qui unissent les Pyrénées à la Cordillère cantabrique. Elle s'étend depuis le col d'Arlaban jusqu'aux proximités d'Etxegarate. Tant les limites nord que méridionale se composent de terres agricoles de piémont. La chaîne constitue en outre une importante frontière bioclimatique entre les vallées atlantiques et celle de la plaine d'Alava. En effet, du point de vue climatique, la sierra joue le rôle d'une barrière orographique. Ces hauteurs reçoivent l'eau déchargée par les nuages venus de l'Océan et les évacuent par leur rios atlantiques (Deba, Urola, Oria) ou du bassin de l'Ebre (Burunda, Zadorra). Les hivers sont froids avec des précipitations abondantes ce qui explique la présence de grosses sources karstiques : Ubao, Iturriotz, Aldaola, Saratxo, etc. Les étés sont tempérés.

La géologie de la région n'est pas très bien connue et les travaux la concernant sont relativement rares. Il faut attendre la thèse de Rat (1959) sur la sédimentation du Crétacé au Pays Basque, puis ceux de Felix Ugarte (cf. *Karstologia* n° 8), pour y voir plus clair. L'Aitzkorri proprement dit est un anticlinal dissymétrique légèrement déversé vers le nord, qui se ferme et disparaît vers le sud-ouest. Le noyau central d'Aizkorri est formé pour l'essentiel de calcaires urgoniens récifaux, très favorables à la karstification (dépression de Urbia, Deguria et de La Hoya de la Leze ; karst de Katabera ; canyon du rio Arantzazu). Quelques gouffres dépassent les 500 m de profondeur et certains réseaux spéléologiques s'étendent sur plusieurs kilomètres. Il n'est donc pas étonnant d'y rencontrer des grottes-tunnel.

B) La grotte-tunnel

L'entrée de cette grotte se trouve vers 1 000 m d'altitude, entre les Monts Aitzkori et Aratz à l'ouest de Vitoria (province d'Alava). Là, au col de Lizarrete, un tunnel naturel perfore la roche. Sur le versant sud, on y accède par un sentier longeant des dolines en entonnoir (jusqu'à – 25 m de profondeur) et des gouffres à parois verticales (*Photo 1*)**.** Le chemin mène à une entrée aujourd'hui surbaissée (3- 4 m) car elle a été en partie colmatée

par des produits d'éboulement et de soutirage. Le tunnel n'est pas très long : une soixantaine de mètres au mieux. Il s'agit en fait d'un tronçon d'une ancienne grotte-tunnel dont la hauteur oscillait entre 40-50 m si l'on en juge de par les vestiges actuels à l'entrée nord. Quelques coupoles de corrosion sont encore visibles au plafond.

Photo 1: Entrée sud de la grotte-tunnel, au fond d'une doline en entonnoir : le passage ne se devine que par la présence de l'ancienne route romaine (cliché J.-N. Salomon).

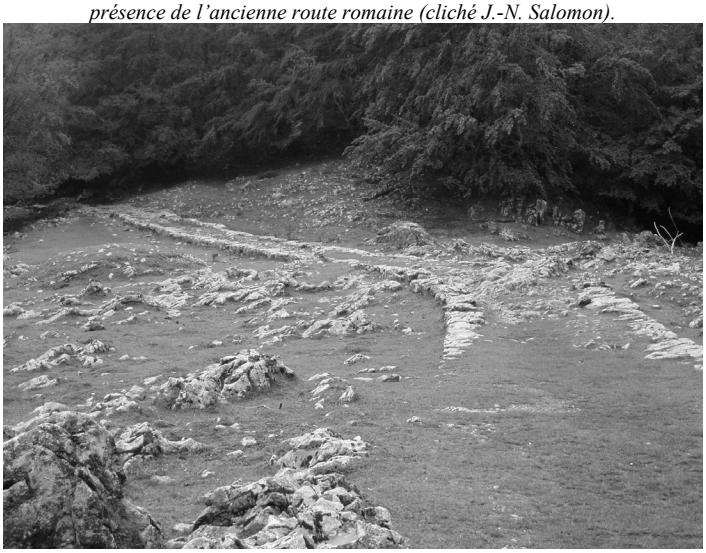


Photo 2 : La voie romaine, restée en assez bon état, passe par la grotte-tunnel de San Adrián. Noter sur la gauche de la chaussée un tumulus funéraire. Ce vestige indique que la grotte-tunnel a servi de passage depuis très longtemps (cliché J.-N. Salomon)

Le plus intéressant est sans aucun doute le fait que cette grotte-tunnel a été empruntée par une ancienne voie romaine parfaitement empierrée dont les restes actuels sont encore remarquablement agencés (*Photo 2*).

Photo 3 : Le porche de l'entrée nord de la grotte-tunnel émergeant de la brume (le personnage donne l'échelle) (cliché J.-N. Salomon)

Photo 4 : Détail de l'entrée nord de la grotte-tunnel, fortifiée ultérieurement au Moyen Âge. Le passage était probablement soumis à un octroi (cliché J.-N. Salomon).

Dans la grotte, on observe également une chapelle dédiée à San Adrián (édifiée en 1883) dont les murs sont recouverts de graffitis et de

slogans nationalistes basques. De nos jours, les villageois des alentours se rendent régulièrement à la grotte de San Adrián (dite de « Sandrantei ») pour y fêter la Trinité (*romeria* ou fête religieuse). L'entrée du porche nord est barrée par un mur ajouré d'une porte gothique (d'origine récente) laissant entendre que l'on a pensé à en faire momentanément un refuge fortifié (*Photos 3 et 4*).

Le tunnel de San Adrián a certainement été emprunté très anciennement car à quelques centaines de mètres de la grotte on trouve une importante sépulture (tumulus préhistorique). Plus tard, les Romains reprirent ce tracé. L'antique voie romaine, la Via Aquitania (branche de la Via Domitiana) se subdivisait à partir de Toulouse pour rejoindre Bordeaux. Un tronçon passait par Lectoure, Agen, Buzet, Cérons, tandis que l'autre passait par l'Isle-Jourdain, Auch, Eauze, Bazas et à nouveau Cérons. Un embranchement partait de ce réseau sur l'Espagne. La voie romaine empruntant la grotte-tunnel reliait les places de Burgos et Astorga en passant par Vitoria. Ces voies romaines étaient pour les Romains des instruments de pénétration et de contrôle, un bon moyen de déplacer rapidement les légions, puis pour développer le commerce.

Le chemin de San Adrián correspond également à « *la route de l'intérieur* » des pèlerins venant de France et se rendant à Compostelle (Irun, Hernani, Villabona, Tolosa, Legarreta, Villafranca, Segura, Araya, San Adrián, Galaneta, Heredia et Vitoria, etc.). Dans le tunnel on a trouvé des monnaies des XI^{e} et XII^{e} siècle, ce qui atteste de son utilisation au Moyen Âge. Au cours des XII^{e}-XVI^{e} siècles, le chemin de San Adrián a continué à être utilisé comme voie de communication, mais il a perdu peu à peu de son intérêt, notamment commercial, car Vitoria avait cessé d'être un grand centre lainier (concurrencée par Burgos). Surtout, l'ouverture d'une voie plus rapide par la cluse de Pancorbo a conduit à son abandon progressif à partir de 1705, y compris par les pèlerins, d'autant que les véhicules autres que les chars à boeufs (traces de roues) ne passaient pas. Cependant, aujourd'hui, il recouvre une partie de son intérêt avec d'une part la fréquentation de quelques pèlerins, et d'autre part celle de touristes curieux.

II – Le passage du Mas d'Azil

En France, le site du Mas d'Azil est beaucoup plus célèbre et régulièrement visité. Connue principalement pour ses nombreux vestiges de la civilisation magdalénienne (14 000 à 19 000 ans av. J.C.) cette grotte-tunnel se situe dans le département de l'Ariège sur la commune du Mas d'Azil, au centre

des Pyrénées françaises (massif du Plantaurel). La perte de la rivière Arize, qui marque le début de la grotte au Sud, est constituée d'un porche mesurant 51 m de haut pour 48 m de large. La résurgence se trouve à 420 m de la perte, 25 m plus bas, au fond d'une reculée. La départementale D 119 suit le long de l'Arize ce qui permet de traverser la grotte en voiture, un cas unique en Europe (*Photos 5, 6 et 7*). D'ailleurs c'est la construction de cette route qui fut à l'origine des découvertes archéologiques. Une autre curiosité, la limite Crétacé-Tertiaire (limite K-T) est bien visible dans la grotte.

La rivière coulait autrefois en surface dans la vallée, à 60 m par rapport au niveau actuel (vestiges de la vallée du Beaudet). Puis, à la faveur d'un synclinal et déblayant les marnes crétacées, la rivière s'est développée en profondeur (infiltrations massives) dans le réseau karstique sous-jacent (galeries étagées). Une vallée morte (80 m au-dessus du cours actuel), des orifices de trop-plein le long des parois et trois niveaux de terrasses (le plus haut se situant à 280 m) soulignent cet enfoncement relatif. La formation de la grotte par la rivière souterraine daterait de 2 millions d'années environ. Le cours d'eau de l'Arize est aujourd'hui à l'air libre, sauf au niveau du calcaire de la base tertiaire.

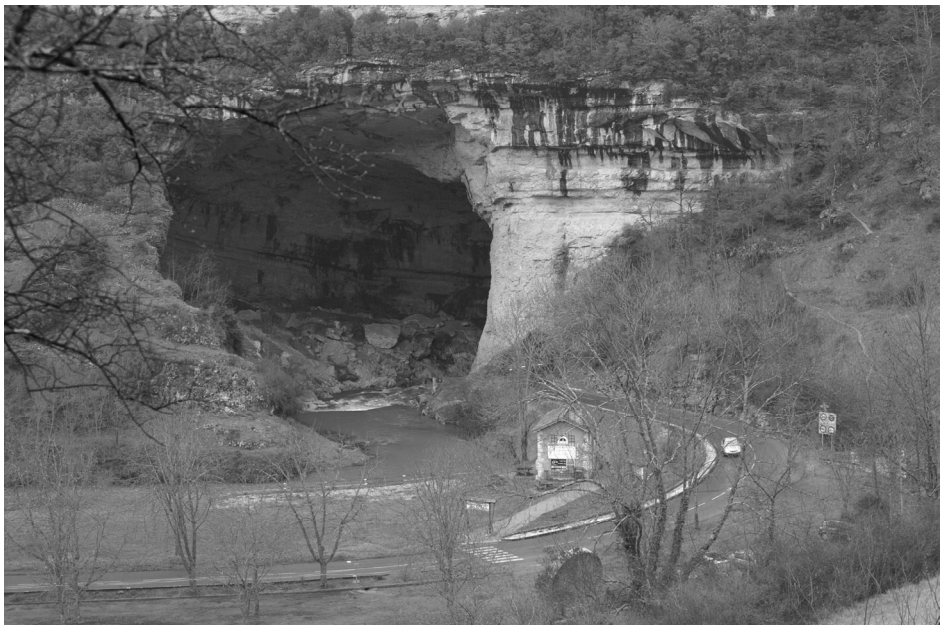


Photo 5 : Le Mas d'Azil : une grotte-tunnel mise à profit pour la circulation automobile (cliché J.-N. Salomon).

Photos 6-7 : Une spéléologie particulière avec des panneaux inhabituels (cliché J.-N. Salomon).

La grotte fut d'abord fréquentée par des animaux : les galeries intérieures sont riches en ossements de mammouths, ours et rhinocéros. Puis des groupes préhistoriques s'y installèrent. D'ailleurs, le site a donné son nom à l'Azilien, une culture préhistorique (12000 à 8000 av. J.-C.). Des dolmens, datant d'il y a 4 000 ans, ont été dressés tout autour de la grotte. Puis, pour les premiers Chrétiens au II^{e} siècle, la grotte devint un lieu de prière. Ce lieu se perpétua avec les Cathares au XIII^{e} siècle et les Protestants

au XVII^{e} siècle. Puis, comme San Adrián, la grotte-tunnel fut un point de passage pour les pèlerins en direction de St jacques de Compostelle.

Conclusion

La dynamique du karst dépend de très nombreux facteurs. Parmi ces derniers les variations du niveau de base liées à la tectonique, l'eustatisme, les captures, etc. (montée par surrection ou abaissement par incision) jouent un rôle fondamental quant à la formation des réseaux spéléologiques. Lorsque les anciennes galeries sont dénoyées et mise en exergue elle peuvent souvent donner des grottes-tunnel. A ce moment là elles peuvent être parcourues par l'homme, mais rares sont celles qui ont été aménagées afin de devenir permanentes : c'est cette rareté qui en fait des sites touristiques intéressants.

BIBLIOGRAPHIE

CARCENAC C.-COINCON R.-TAILLEFER F. (1969) **:** « *Carte géomorphologique du Mas d'Azil SE, Notice* ». - RGPSO, 40, fasc. 4, p. 329-351, Toulouse.
RAT, P. (1957) **:** « *Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)* ». - Thèse doct. Univ. Dijon.
UGARTE F.M. (1986) : « *Les cavités de la sierra d'Aralar (Pays Basque espagnol)* », **-** in Karstologia n°8**,** p. 17-26.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 247-267.

BARLANGFEJLŐDÉS A CANIN-FENNSÍK MÉLYÉN

SZABÓ LÉNÁRD

1054 Budapest, Hold u. 25.
speleo1@freemail.hu

Abstract: The Michele Gortani cave system is in the Canin Plateau at the north of Italy. The 930 meter deep and nearly 40 kms long cave has 4 different stages. The mixing corrosion zone replaced in parallel with the the rising of the tectonical unit, and dissolved the stages which are connected by pit-systems developed by the ways of the descending karstic water. The tectonical units those constructs the Canin Plateau has risen in different movement, and the differently moving neighbour units has different cave-development circumstances, so in small area we can find caves with different morphology. The essay shows the morphology of the Michele Gortani, and after is about the demarcating of its tectonical unit.

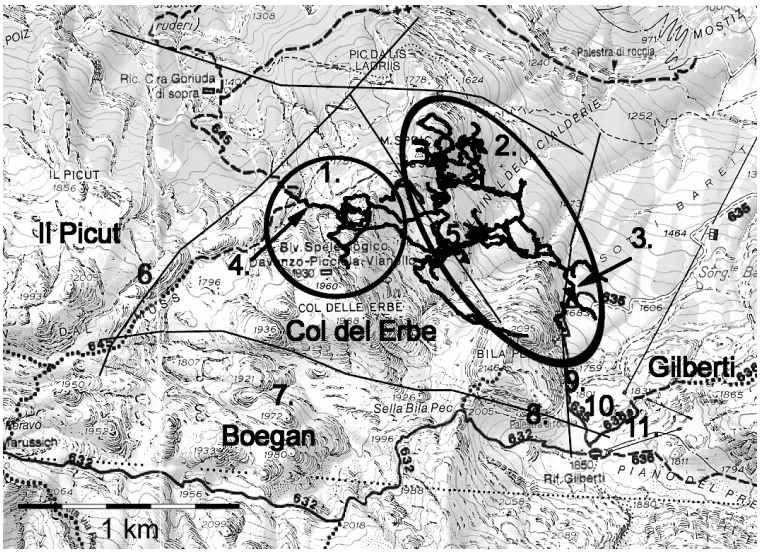
1. Bevezetés

Az olaszországi Canin-fennsíkon az 1900-as évek közepe óta folyik feltáró barlangkutatás. Magyar kutatókból álló csapat 1994 óta dolgozik a terület egyik legjelentősebb barlangjában, a Complesso del Col del Erbe barlangrendszerben, a Michele Gortaniban. A több mint 900 méter mélységű, eredetileg 20 kilométer hosszúságban ismert járatrendszer hosszát a sok év alatt sikerült a duplájára növelni, és ezzel párhuzamosan kikristályosodott a részleteiben fokozatosan feltáruló barlang morfológiai felépítése is. A barlangrendszer és a felszín részletes tanulmányozása után a kialakulás fő jellegzetességei a térképen is kirajzolódnak. A Gortani és a szomszédos területek barlangjainak térképről leolvasható struktúrájának összevetése után megkísérelhetünk megállapításokat tenni a terület tektonikai fejlődésére vonatkozólag, illetve a Gortani továbbkutatásának lehetséges célpontjait illetően is.

2.1 A kutatási terület

A kutatási terület a Tarvisiótól délre fekvő Canin-fennsík, a Júliai Alpok része. A fennsíkot kettészeli az olasz-szlovén országhatár, a Colmpesso del Col del Erbe aknái és járatai a Canin-fennsík észak-nyugati, olasz oldalának északi peremén fekvő Col del Erbe (Füves domb) alatt húzódnak (*1. ábra*).

2.2 A Canin földtani, kőzettani adottságai



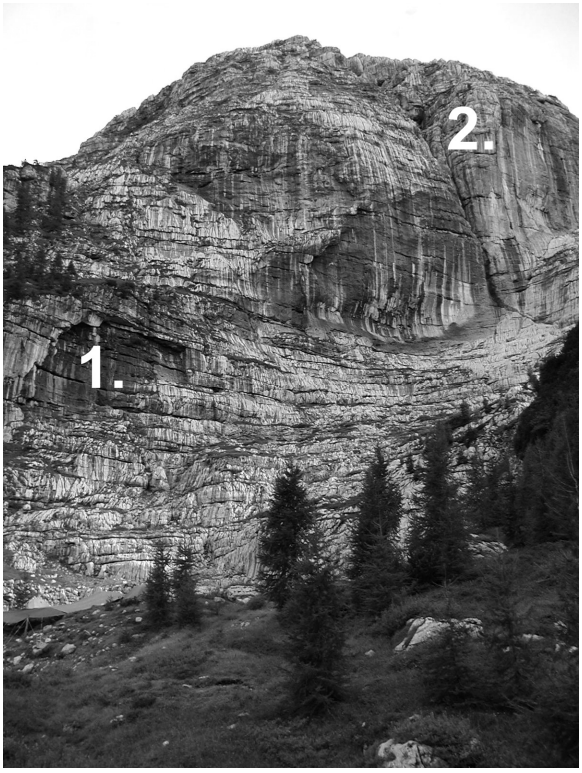
1. ábra. A Canin-plató északi peremének négy szerkezeti egysége (Col del Erbe, Il Picut, Boegan, Gilberti), a Gortani járatai és a fő vetők. Források: Progressione magazinban megjelent térkép (vetők), turistatérkép.
Jelmagyarázat: 1. kör: a régi olasz részek járatai a ventó szinten, 2. kör: a magyar új részek a ventó szinten, 3. a Humbolt-Dr. Bete-Mecseki álom-Hideglelés hasadékzóna, 4. az Aragonit-folyosó, 5. a Tenisz-stadion levezető aknarendszere és az azt kijelölő vető
Fig. 1.. The four main tectonical unit of the north part of the Canin (Col del Erbe, Il Picut, Boegan, Gilberti), the map of the Gortani and the main faults.
Legend: 1. circle: old italian parts on the vento level, 2. circle: Hungarian new parts on the vento level, 3. underground fault-zone that closes the Gortani from east, 4. Aragonite-gallery, 5. the pitch-system of the Tennis-stadion and the fault on the surface that developed it

barlangbejáratok:
cave entrances:

6. Dobre Picka, a Complesso del Foran del Muss egyik bejárata
7. ab. Presso, -760 m
8. ab. Laricetto, -770 m
9. ab. Mario Novelli, -410 m
10. ab. Sisma, -550 m
11. ab. Paolo Fonda, -700 m

A 2000 méter fölé magasodó fennsíkot zömében jól karsztosodó Dachsteini mészkő (*1, 2. kép*) és fődolomit alkotja.

A fennsíkot kettészelő főgerincet kibillent szerkezetű, dél felé meredeken lejtő táblás megjelenésű dolomitrétegsorok alkotják, észak felé kipreparálódott rétegfejekből álló sziklafalakkal, délre a táblák felszínéből álló lejtős síkokkal. A platószintből mintegy 500 méterre kiemelkedő főgerincet az aprózódásra hajlamos világossárga színű dolomit törmeléke szoknyaként övezi. A Canin vonulata alatt mindkét oldalon 2000 méter körüli magasságban lankásodik ki a fennsík.



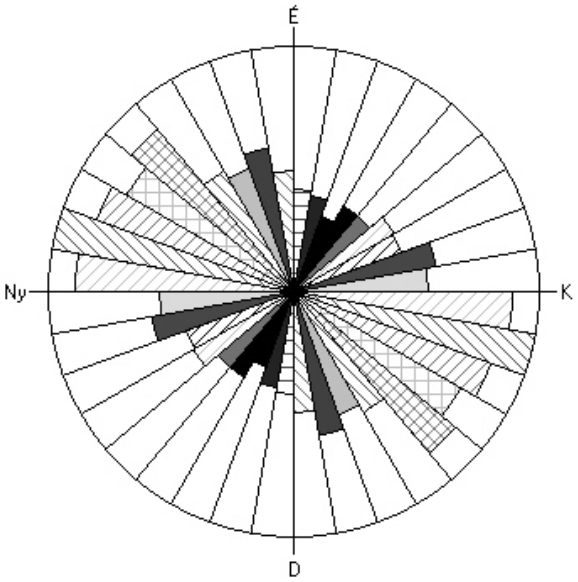
1. kép. A Canint felépítő vastagpados településű Dachsteini mészkőtömböt vetők szabdalják fel. A vetők fő csapásiránya a völggyel párhuzamos NyÉNy – KDK-i.
Jelmagyarázat: 1. a különböző keménységű rétegek eltérő intenzitással preparálódtak ki
2. markáns vető vágja el a Monte Bila Pec tömbjét. A vető egy 500 méter szintkülönbségű aknarendszert jelöl ki mélyben.
Picture 1: Canin is built by thickly streaked Dachstein-limestone that is cut into peaces by faults. The main direction of the faults is paralel with the valley, that is the west-north-west – east-south-east direction.
Legend:. the preparation of the layers is depends on their different crustiness
2. a big fault cuts into two peaces the Mount Bila Pec. A huge vertical part of the Gortani has developed on that fault under the ground.

A vastagpados kifejlődésű Dachsteini mészkő egyes rétegeiben egymást érik a Megalodusok szép megtartású, nem ritkán 20 cm átmérőjű fosszíliái, valamint csigák maradványai. Gyakoriak az algazátonyok, melyeket a „térdig érő tenger" viharai felszaggattak, a finom rétegek összetöredezve, egymásra dobálva diagenizálódtak.

2.3 A fennsík tektonikája

A tektonikai viszonyokat meghatározó fő vetők NyÉNy - KDK csapásirányúak (*1. kép, 2. ábra*). A nagyszerkezeti elemeket követő törésrendszerek ezekkel párhuzamos irányokban határozzák meg a föld alatti járatok fő irá-

nyait. Gyűrt elemek a felszínen alárendelten fellelhetők, de a fennsík tektonikai arculatát a közel függőleges síkok mentén elmozdult vetődések alakították ki.



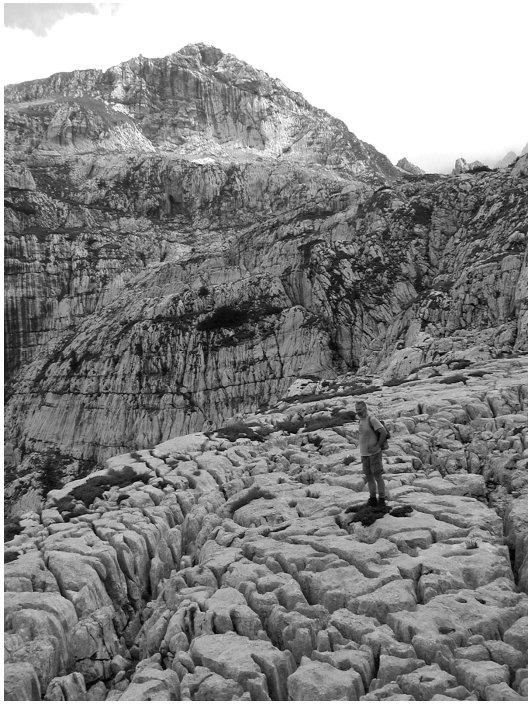
2 ábra: A Gortani poligonirány-diagrammja. A barlang járatainak legnagyobb része a NYÉNy – KDK-i irányú csapásvonalat követi, ide tartozik a ventó szint folyosóit és átszúróit kijelölő főcsapások nagyobb része is. Legjelentősebbek a 285-105 fok körüli és a 315-135° körüli irányok, míg az ÉK-DNy-i csapású hasadékok szerepe a legalárendeltebb.
Figure 2: The polygon direction-diagram of the Gortani. The most important tectonical direction that determined the development of the galleries and the pits is the west-north-west – east-south-east.

A Col del Erbét alkotó kőzettest vízszintesen, illetve néhány foknyit kibillenve, lépcsősen lezökkent helyzetben fekszik. Az olasz oldal felé eső fennsíkperemi rész és a Raccolana-völgyre szakadó hegyoldal, lényegében a kutatási terület felett elhelyezkedő térszín meghatározó formaelemei a réteglépcsők.

2.4 Pleisztocén felszíni formaelemek barlanggenetikára gyakorolt hatása

A jégkorszak glaciálisaiban a Canin-fennsíkot jégárak borították. A jég formálta területet a posztglaciális karros folyamatok elkezdték átalakítani. A jégkorszak alatt fölaprózódott dolomitmorzsalék-halmok is előfordulnak. Ennek ellenére a fennsík dimbes-dombos arculatát meghatározó pleisztocén eredetű nagyformák ma is felismerhetők. A Canin gerincét övező, jégkorszak glaciálisai alatt felaprózódott dolomittörmelék-lejtők akkumulálják a

téli hó olvadékát és az esőzések alatt lehulló csapadékot, valamennyire kiegyenlítve a föld alatti vízhálózat terheltségét.



2. kép. A hegyoldalt a pleisztocén során borító és alakító gleccserek csiszolta felületeit a karros folyamatok továbbalakítják.
Picture 2. After the melting of the glaciers that had covered the Canin-plateau in the Pleistocene, the karstic processes have been dominating the development of the surface.

A terület barlangjai az utolsó jégkorszak előtt jöttek létre. A pleisztocén jégárak átalakították a felszínt, eltüntetve a Gortani aknarendszereit tápláló hajdani koncentrált víznyelési pontokat, illetve letarolták a barlang felső szintjeit.

A felszínről a mélybe vezető aknák kétféle típusát különíthetjük el. A fiatalabb típus a jég visszahúzódása után fejlődött, a talajborítás nélküli karrmezőn egyes karrvályúk és hasadékok intenzív mélyülése ember számára is járható aknákat alakított ki.

Általában ennél nagyobbak azok az aknák, melyek a pleisztocén interglaciálisaiban a felszínalatti vizek koncentrációjának eredményeképpen alakultak ki, és a jég felszínpusztító munkája nyomán nyerték el mai bejáratait.

2.5 Hidrológia

A fennsík hidrológiai viszonyairól az erre vonatkozó részletes kutatások hiányában hézagosak az ismereteink. A Canin vizeit levezető legjelentősebb kilépő pontok a szlovén oldalon a Boka-forrás, mely 920 méteres tszf. magasságban nyílik, és 50 méteres vízeséssel lép ki a felszínre a karsztvíz. Az olasz oldalon a Glijun-forrás, és a 861 méteres tszf. magasságban található Gorjuda-forrás. Utóbbiból a karsztvíz 120 méteres vízeséssel távozik. A forrás közepes vízhozama, a mintegy 1000 l/perc körüli.

Szlovén kutatók víznyomjelzéses vizsgálatai szerint a Col del Erbe-Monte Spritz vonaltól nyugatra található barlangok a Goriudát táplálják, az ettől keletre fekvő rendszerek a Glijun-forrásba ürítkeznek (BÖRCSÖK-SÁSDI 2003.).

Olasz kutatók kísérletileg eddig egyelőre meg nem erősített feltételezései szerint a Gortani vízrendszere a Boka-forrást táplálja, melytől a végponti szifon 6200 méteres távolságra van, és a térképről leolvasható szintkülönbségük 88 méter. Jóllehet a Fontaton del Goriuda közelebb fakad, mindössze 2300 méteres távolságban és 147 méterrel alacsonyabban van a Gortani végpontjától. Az előbbi forrással való kapcsolatot a járatok irányát kijelölő fő tektonikai irányok valószínűsítik, melyek a végponti a mélyzónában északnyugat-délkeleti csapásvonalat jelölnek ki, és a barlang vize a Gorjudától távolodó irányban folyik.

3. A Michele Gortani barlang

A Füves-domb mélyén húzódó üreghálózat, a Complesso del Col del Erbe több, külön feltárt, de egymással összefüggő barlangrendszerből áll. A teljes rendszer eddig ismert összhosszúsága a Gortani régi olasz rész 8,3, a Davanzo 4,7, a Vianello-Buse d'Ajar 6,3 kilométerével és a közel 20 kilométeres magyar új részekkel együtt majdnem eléri a 40 kilométert. A rendszer legnagyobb függőleges kiterjedése 930, egy új felmérés szerint 900 méter. A tanulmányban a Gortani és a Complesso del Col del Erbe elnevezések alatt ugyanazt értjük. A bejáratok 1900 és 1928 m. tszf. magasság között nyílnak. Az alábbiakban megadott mélységadatokat a bejáráshoz használt 1900 méter tszf. magasságban található bejárattól számítjuk.

3.1 A Gortani kifejlődési szakaszai

A Canin karsztos tömbje a fennsíkra hulló csapadékot és a hóolvadékot elnyeli, átereszti és a forráson át kiüríti.

A vízáteresztő folyamat a járatok kétféle főtípusát hozta létre, a karsztvízszinten kialakuló freatikus üregeket, és a leszálló karsztvíz-övezet vadózus képződésű belső tereit. A két folyamat egymásra épülve alakította/alakítja a barlangot, és az időben később zajló hatások a korábban képződött barlangrészeket átformálják. A barlangrendszer fő struktúráját jól elválasztható vízszintes járatszintek, és az azokat összekötő függőleges aknák, aknasorok alkotják. A járatrendszer morfológiai arculatát jól elkülöníthető, egymásra épülő kifejlődési szakaszok alakították ki.

A barlangrendszer kialakulása két fő fázisban történt.

- A horizontális járatfejlődés szakaszai, amikor különböző időszakokban négy egymástól elkülönülő járatszint fejlődött ki.
- Vertikális járatrészek fejlődése és vadózus utánfejlődés, amikor a vertikális aknák és aknarendszerek oldódtak ki, összekötve a korábban képződött horizontális szinteket, azokban részlegesen felújítva a vízáramlást.

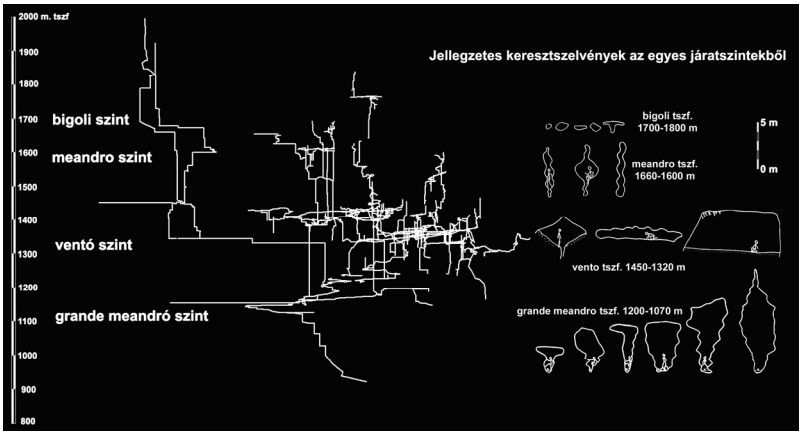
A négy fő vízszintes szint a barlang minden, adott mélységű régiójában megtalálható. A vízszintes járatszintek kifejlődése a hegyoldal sasbérces kiemelkedésével párhuzamosítható, és a magasabban fekvő szintek az idősebbek. A karsztvízszinten zajló keveredési korróziós oldásfolyamat freatikus formakincset hozott létre. Általánosságban megállapítható, hogy a négy fő járatszint keresztmetszeti méretei fentről lefelé növekednek.

A vertikális szakaszokat a felszín és a hegytömb fő vízgyűjtő járata közötti vízforgalom vadózus oldóhatása alakította ki. A Gortani járatainak második fejlődési szakaszában zajlott, illetve zajlik az aknaképződés, a korábbi freatikus járatok átformálása, a meander-bevágódás.

A vízlevezető rendszerek aktív és inaktív aknái a felszíntől egyre távolodva egyre nagyobb méretű aknákba koncentrálódnak. A legnagyobb aknák zónája az 1380 és 1180 méter tszf. magasságok között található, ahol 100-200 méter szintkülönbségű, egybefüggő aknák is előfordulnak.

3.2 A Col del Erbe fő horizontális szintjei

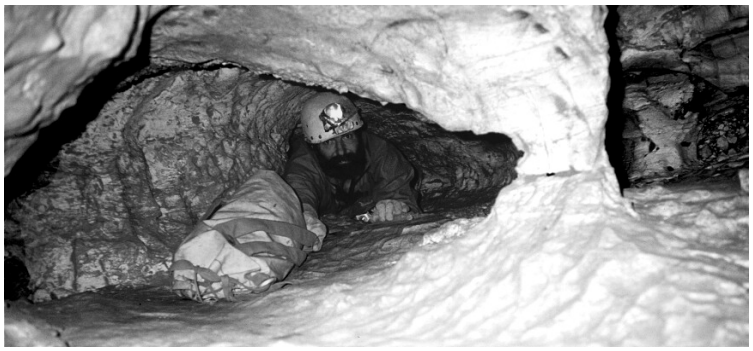
A főbejárat alatti felső 350 méteres övezetben húzódik a két felső, döntően fosszilis horizontális szint, a bigoli és a meandro. A 450-580 méteres mélység, a ventó a Gortani fő horizontális zónája, ahol a legnagyobb sűrűségben és méretben alakultak ki vízszintes kiterjedésű járatok, melyek jelenleg vegyesen aktívak és inaktívak. A legalsó járatszint, a grande meandró szint 700 méteres mélység körül kezdődik, aktív vízvezető folyosók alkotják, melyek a hegytömbön átszivárgó vizeket gyűjtik össze és szállítják a végponti szifonba (*3. ábra*).



3. ábra: Poligontérkép: a Gortani fő horizontális szintjei (A nézet iránya 150º felől)
Fig. 3: Politon-map: the main horizontal levels of the Gortani in poligon-map. (Wiew from 150º).

3.2.1 A bigoli szint

A Gortani legfelső vízszintes járatszintje 1700-1800 méteres tszf. magasságban, a főbejárathoz képest 120-220 méter mélységben húzódik. Szűk keresztmetszetű freatikus és kulcslyukszelvények váltakozva jellemzik. Ez a legfejletlenebb szint, az általánosságban szűknek mondható, 5-10 méter hosszú viszonylag egyenes szakaszok alkotta járatok keresztmetszeti méretei 0,5-1 méter körül maradnak (*3. kép*). A bigolikba a későbbi vadózus oldóhatás jellemzően csak néhány centiméteres csorgákat alakított, elvétve találunk komolyabb utólagos oldás eredményeképpen lemélyült járatrészeket. A javarészt kitöltésmentes bigoli szint fosszilis, a csapadékos nyári időszakban is csak helyenként szállít elhanyagolható mennyiségű vizet.



3. kép. Jellegzetes részlet a bigoli horizontális zóna járataiból. Szűk keresztmetszetű freatikus és kulcslyukszelvények váltakozva jellemzik ezt a járatszintet.
Picture 3. A very tipical part of the bigoli horizontal stage, which is mostly contain narrow, freatic galleries.

3.2.2 A meandro szint

A következő horizontális zóna a főbejárat alatt 300-340 méteres mélységben, 1660-1600 méter körüli tszf. magasságban található. Az alapvetően freatikus kialakulású járatok a kiemelkedés után vízvezető járatként újraaktiválódtak. Az átlagosan vállszélességű, 3-5 méter magasságú, keresztmetszetükben színlőkkel tagolt kanyargós meandereket a vadózus hatás formálta át. A meandro szintet kanyarok által rendkívül sűrűn tagolt meanderező járatok alkotják. A meandro fosszilis, a nyári időszakban, illetve a tavaszi hóolvadás alatt kerül csak víz a szint járataiba. A vízfolyások vízhozama a l/perc körüli. A meandro szint járatai is többnyire kitöltésmentesek.

3.2.3 A ventó szint

Az 1450-1320 méteres tszf magasságban, a főbejárattól 450 és 580 méter mélység között található ventó horizontális zóna a Gortani legfejlettebb freatikus fosszilis szintje (*4. kép*). A jellegzetes, fekvő szilvamag keresztszelvény látványosan kirajzolja a hasadékok irányát, illetve a kőzet réteglapjait, melyek mentén a ventó járatai kioldódtak. A járatok átmérői nem ritkán a 3-5 métert is elérik. A vadózus utánoldási szakasz helyenként kisebb-nagyobb csorgákat mélyített a járatok talpába, a zóna jelen állapotában azonban a vízszállítás szempontjából döntően inaktív.

A ventó járatai a tektonikus törésvonalakat követik, mérsékelt ívű irányváltások és hosszú, akár több 10 méteres egyenes szakaszok jellemzik.

A ventó talpszintjét, falait és főtéjét 5-20 cm átmérőjű áramlási kagylók sűrűn tagolják. Helyenként egymást érik a 20-50 cm átmérőjű, vagy akár méteres ördögmalmok (evorziós üstök).

A kitöltési viszonyai változatosak. Előfordulnak teljesen kitöltésmentes szakaszok, Másutt vastag rétegekben kiülepedett agyagpadokkal, illetve kavicshordalékkal találkozunk. Omladék kitöltést felharapózó kürtők alatt, illetve vetők mentén összetöredezett kőzetben találunk.A Gortaniban oly ritka cseppkövek, huzatborsókövek illetve mountmilch a ventó szinten több felé borítják a falakat.

Nemcsak a barlang legtágasabb szakaszai alakultak ki a ventóban, hanem a legnagyobb összhosszúságban is innen váltak ismertté a járatok. A barlang teljes kiterjedésének mintegy 50%-át ebben a zónában találjuk.

4. kép. Jellegzetes folyosórészlet a ventó szint egyik járatából. A folyosó aljzatába csorga mélyült le, az oldalakon a korábbi aktív időszakok hordalékkupacai látszanak.
Picture 4. Tipical part of the vento horizontal stage. The thin, meandering lower part of the gallery cutted into the firstly freatic gallery after the descending of the mixing corrosion zone. The following underground stream left its sediment at the sides of the upper part of the key-hole section.

3.2.4 A grande meandró szint

A grande meandro szint nagyméretű, meghatározóan aktív vízszállító járatai a főbejárattól számított 700 méteres mélység alatt vezetnek, egészen -830 méterig, a végponti szifon előtti aknasor kezdetéig.

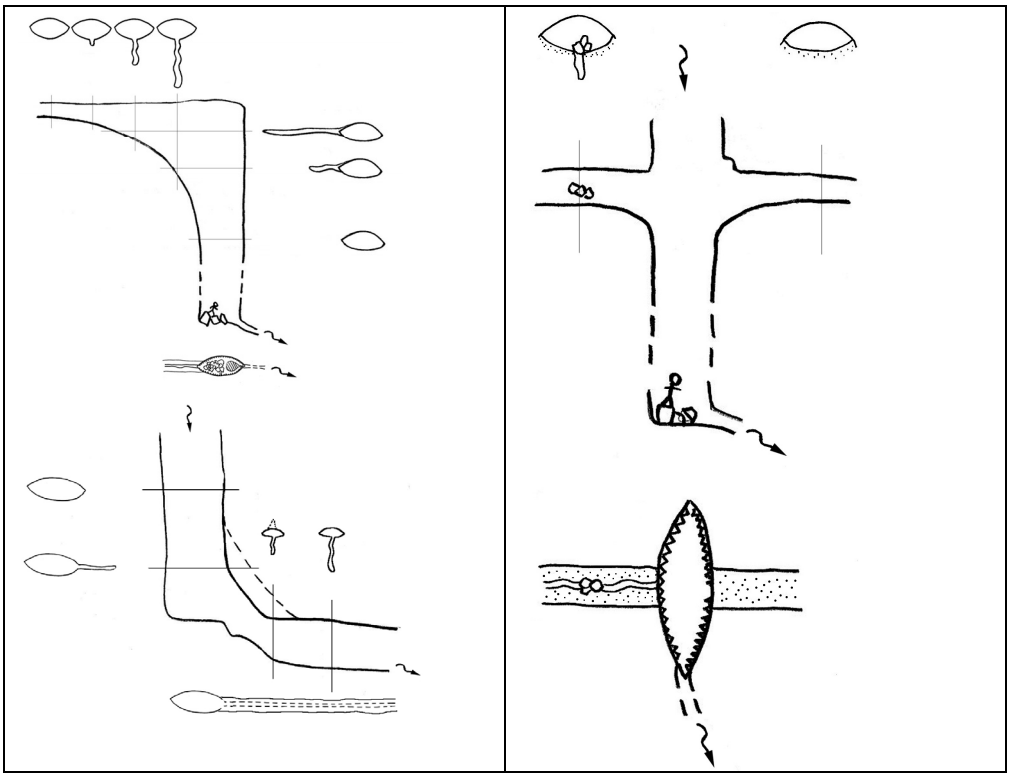
A járatszinten húzódik a Complesso del Col del Erbe hidrológiai főága, a *Grande Meandro*, melyben nagy esők idején a vízhozam több 10 m^3/perces vízhozamú. Jelenlegi ismereteink szerint a hegyoldal vizei a *Grande Meandró*t táplálják.

A fő járat 1,5-2 méter széles, erősen változó (2-10 m) magasságú, szinte kitöltésmentes meander. A jellegzetes gomba ill. szellem keresztmetszete a barlang első kialakulási fázisban történt freatikus eredetéről árulkodik. Mai arculatának fő meghatározója azonban a vadózus utánoldódási folyamat, mely a második kialakulási szakaszban történt.

A *Grande Meandró*t tápláló oldalrendszerek saját főágai is hasonlóak, de szerényebb méretekkel.

3.3 A Gortani vertikális rendszerei

A Canin karsztos tömbjének repedéshálózata a felszín és a források közötti vízforgalmat bonyolítja. A Canin üregfejlődésének második szakasza a leszálló karsztvízövben az átfolyó víz által végzett vadózus oldóhatás. A második szakaszban jöttek létre a Gortani aknái, és váltottak aktív arculatra a korábbi freatikus járatok.



4. ábra. Hosszszelvények és alaprajzok: balra fent a lefejezőakna batukapturaként mélyül a meander alá, balra lent a ráérkezőakna az elért vízszintes szintet bekapcsolja a vízlevezető rendszerbe, és elindítja annak bevágódási folyamatát, jobbra az átszúróakna kialakító vízrendszere alapvetően független az átszúrt járattól, bár onnan is érkezhet vízutánpótlása.
Fig: Theoretical longitudinal profiles and ground plan: left, up the pit deepened under the original meander as a batucapture, left down the pit initaed the gallery that arrived into the water-transport system, right the water of the piercing pit is not from the horisontal parts that it cut.

A Gortani felszíni vízgyűjtőterületére hulló minden csepp csapadék a *Grande Meandro* végponti szifonjához áramlik. Az átmenő vízforgalom a hegytömböt behálózó repedéshálózatot használja és alakítja. A repedéshálózat aktív és lefűződött tagjai képezik a Gortani teljes vertikális rendszerét.

A vízforgalom kitüntetett irányok mentén zajlik, és a különböző időszakokban az aknák csak egy része vesz részt a vízszállításban. Az vízszállító csatornák aktív illetve fosszilis jellege a Gortani viszonylatában időben és térben változó fogalmak.

A nagy esőzések vagy a tavaszi hóolvadás idején a karszttömböt érő hirtelen jelentkező, erős vízterhelés éri. Ilyenkor az egyes csatornák vízforgalma eléri áteresztő-kapacitásuk maximumát, aktivizálódnak az árvízi túlfolyók, és a ritkábban használt útvonalak bekapcsolásával vezetik le a víztöbbletet.

A víztágította repedések közül - gyakorlatias antropogén aspektust használva – azokat tekintjük a barlang részének, melyek ember számára járhatók, és a Gortani számunkra elérhető vertikális rendszereinek felosztását az a szempont alapján végezzük el, hogy milyen mélységekben oldódnak olyan tágassá a repedések, hogy feltárhassuk őket.

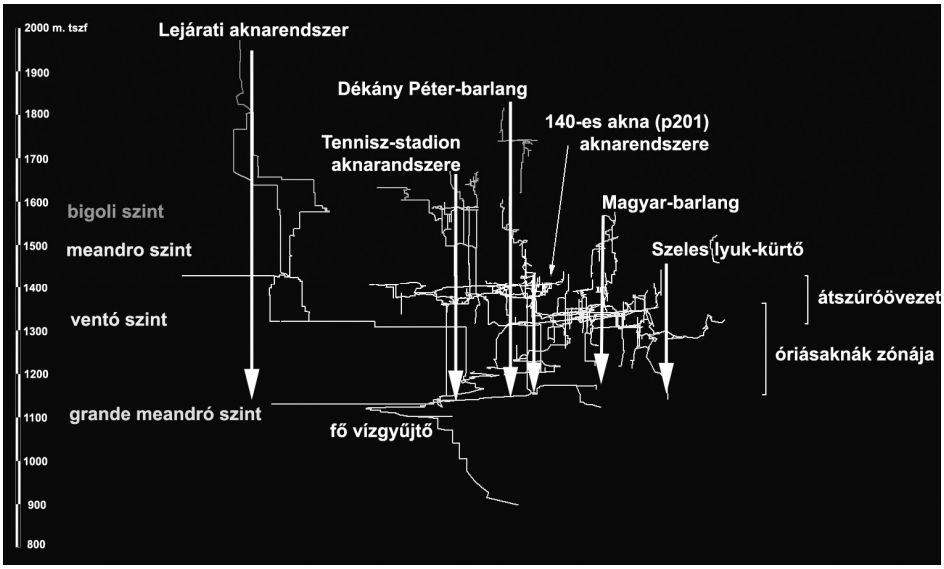
A vertikális és horizontális szakaszok találkozásának három alaptípusát különíthetjük el:

- A ráérkezőaknák a vízszintes járatot fölülről érik el és vizüket abba továbbítják, a korábbi freatikus járat bekapcsolódik a vízforgalomba, és bevágódik (*4. ábra*).
- A lefejezőakna által szállított víz az általuk lefejezett járatból származik, így ez az aknatípus - legalábbis egy ideig - együtt fejlődik a tápláló folyosó bevágódott meanderével (*4. ábra*).
- Az átszúróaknák magasabb szintről érkező vizek által fejlődnek, az általuk átszúrt horizontális szint nem föltétlenül táplálja az akna vízrendszerét (*4. ábra*).

Természetesen egy akna megjelenítheti egyszerre mindhárom típust egyszerre, ilyen például a 201 méteres szintkülönbségű 140-es akna (*5. kép*).

A Gortani 1900 és 1200 méteres tszf. magasság, tehát a felszín és a grande meandró szint között húzódó vertikális rendszerét három csoportra bontva érdemes vizsgálni (*5. ábra*).

- A felszíntől a vízgyűjtőig, teljes vagy majdnem teljes kiterjedésükben ember által járható méretben húzódó vízvezető részrendszerek.
- A vízvezető rendszer a ventó szint magasságában akna méretűre növekedett részei, mely gyakorlatilag egy átszúró aknakoncentráció a 1480 és 1240 méter tszf. magasság között, ami elsősorban a 140-es aknán túli új részek zónájához kapcsolható.
- Az előbbi két csoport részét képező, csupán gigantikus méretű objektumai miatt külön is vizsgálható óriásaknák zónája, mely a 1410 és 1210 méteres tszf. magasság között húzódik, és a ventó szintet köti össze a grande meandró fő vízgyűjtőjével.



5. ábra: A Gortani vertikális rendszerei. A nézet iránya 150º felől.
Fig. 5: The six main vertical (active water-transporter) systems of the Gortani. Wiew from 150º.

A felosztás nem alkot élesen elkülöníthető kategóriákat, hiszen a karsztfejlődés törvényszerűségei mindenütt egyformán működnek, inkább arról van szó, hogy a tengerszintfeletti magasság és a tektonika eltérő módon súlyozta a kialakító folyamatok hatékonyságát. A barlangot létrehozó komplex folyamatrendszerről a különböző morfológiai zónák jellegzetességeit kiemelve kapunk képet.

3.3.1 Levezető nagyrendszerek

A felszínről a barlang fő vízgyűjtőjéig, a grande meandró szintig vezető aknarendszerek néhány méter és 200 méter között váltakozó mélységű aknákból állnak. A kitöltéssel való eltömődésektől, illetve a lefűződési folyamatoktól függően ezek az aknák a teljesen fosszilistól az árvízi túlfolyó szerepen át a télen-nyáron való aktivitásig minden köztes állapotban részt vehetnek a hegyoldal belsejének vízforgalmában. Az aknák által harántolt, illetve az aknákat összekötő freatikus eredetű, vízszintes járatok vízszállítási aktivitását az aknák határozzák meg. Általánosságban elmondható, hogy az ember által járható méterű ismert vízszintes folyosók a ventó szint fölött inaktívak, és a levezető aknarendszerek függőleges kiterjedésű elemei is ebben a a barlang magasabb felében zömükben fosszilisak.

Tekintve, hogy a felszín zömében nyíltkarszt, illetve a hegyoldal erdőhatár alatti, 1850-1800 méter tszf. magasság alá eső része talajjal vékonyan borított, a felszín nyelőképessége rendkívül homogén, a Gortani ma ismert levezető aknarendszerei nem állnak kapcsolatban nagy területről koncentrált felszíni nyelési pontokkal. Feltehetően ez a kialakulásuk kezdeti időszakában nem így volt, csak a glaciális jégtakarók lecsiszolták a hajdani felszíni vízkoncentráló domborzatot.

A felszínhez közel eső aknák tehát nem képesek annyi vizet összegyűjteni és levezetni, mint a barlang alsóbb régióiban találhatók.

Az aknák alakjának elsődleges meghatározója a tektonikus preformáció., az aknák a repedések köré oldódnak. Az aknák mérete az áteresztett víz mennyiségével, oldóképességével az aktivitás időtartamával arányos.

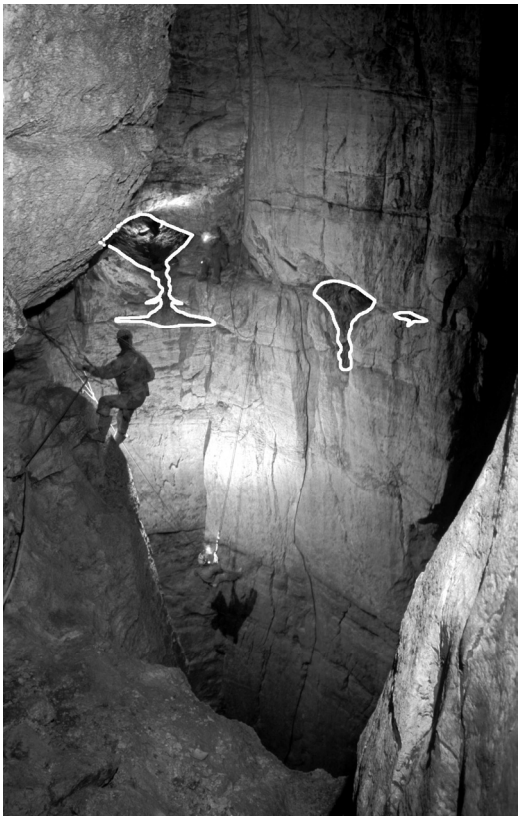
3.3.2 Átszúróövezet – a ventó szinthez kapcsolódó aknakoncentráció

A *140-es aknán túli új részek* tipikus ventó-keresztmetszete és kitöltésviszonyai mellett fő jellegzetessége az a számtalan akna és aknakezdemény, mely lépten-nyomon átmetszi a szint járatait. A folyosórendszerhez csatlakozó valódi aknák és kürtők száma a harminc fölött van. Ezeken kívül számtalan embrionális kifejlődési stádiumban lévő kürtőt és vízelszivárgási pontot lehet megfigyelni. Az átszúró vertikális szakaszok nagyobb része lefűződött, jelenleg nem fejlődő objektum, ám többen olyan jelentős a vízszállítás, hogy a legszárazabb téli hónapokban is erős csöpögés tapasztalható bennük.

Az aknazóna kialakulásának magyarázata egyrészt a tektonikus preformáltságban keresendő. Aknák két vagy több tektonikus hasadék találkozásánál fejlődnek ki. Az átszúró aknák kifejlődési helyét kijelölő egyik

sík általában ugyanaz, mint ami a korábbi barlangfejlődési szakaszban a horizontális járat futását meghatározta. Ez mindenképpen markáns tektonikai irány, mivel e mentén történt a folyosók freatikus kioldódása is. Azonban az átszúrók a ventóktól függetlenül jönnek létre, mivel kioldódásukat saját vízrendszerük táplálta vagy táplálja. Megjelenésük gyakran tektonikusan is elkülönül, csapásirányuk kialakításában a horizontális szakaszt meghatározó fő irányoktól különböző hasadékok is részt vesznek, vagy éppen azok dominálnak.

Az átszúróövezet létrejöttének másik oka a mélységgel arányosan növekvő víz-, illetve oldóképesség koncentráció. A felszínről szivárgó vizek a zóna 1450-1320 méter közötti tszf. magasságához érve kellőképpen összegyűlnek ahhoz, hogy aknákat tudjanak kioldani, ugyanakkor az alacsonyabb horizontális szintet, a grande meandrót elérő aknák már az óriásakna-zóna tagjai. Lényegében a legnagyobb átszúrók, amelyek a többi átszúrót lefűzve szerezték meg maguknak a gigantikusra fejlődésükhöz szükséges vízgyűjtőt és oldópontenciált. Az átszúróaknák nem egyszerre fejlődtek ki. Ahogyan a leszálló karsztvízövezet lefolyási útvonalait az éppen aktuális lefűződési viszonyok meghatározták, az aktív aknafejlődési helyszínek úgy változtatták a helyüket. Lényegében ugyanaz a - bár az időben változó intenzitású - oldópotenciál vándorolt repedésről repedésre, hogy aknává tágítsa azokat.



5. kép. A 201 méter szintkülönbségő 140-es óriásakna a 140-es aknán túli új részekkel való metszéspontjánál jól kivehetőek a freatikus szakasz által létrehozott, majd a második barlangképződési fázisban csorgával bevágódott ventó-járatok jellegzetes keresztmetszetei, és világosan látszik, hogy az akna kioldásáért felelős vizek nem az átszúrt járatszintből érkeztek.
A 140-es akna (p201) felszínig tartó vízgyűjtővel rendelkezik, tehát a saját levezető nagyrendszerének része, a ventó szinthez átszúróként viszonyul, és ventó és a grande meandró szinteket egybefüggő, 200 méteres szintkülönbségű tagban köti össze, emiatt az óriásaknák tipikus képviselője.
Picture 5: This 201 meter deep pitch crosses the vento horizontal level. The cross-section shows clearly that the galiery firstly had been freatic, and after the lifting of the massive the drift deepened the keyhole-section into the gallery. The water caused the development of the pitch is from the higher part of the lithoclase-net and not from the gallery what was alredy fossil, when it had happened.

Az átszúróaknák fejlődése általában nem függ az átszúrt vízszintes járat vízszállításától.

A barlang kialakulásának második fő fázisában, a vadózus fejlődési szakaszban kialakult átszúrókon érkező vizek alkalomszerűen és időszakosan felújították a vízforgalmat a vízszintes járatok egyes szakaszain, ekkor vágódott beléjük a csorga, és jött létre a jellegzetes kulcslyuk illetve szellem-keresztmetszet. A lefolyásviszonyok az aknafejlődéssel párhuzamosan és az állandóan alakuló lefűződési relációknak megfelelően időben és térbeli irányukat tekintve folyamatosan váltakoztak, ezért nem lehet kijelölni egy-

ségesen a 140-es aknán túli új részekben a korábbi vízszállítás fő folyásirányát.

Az átszúrózóna a legmagasabb kürtő tetejétől a legmélyebb átszúróakna aljáig számítva az 1480 és 1240 méter tszf. magasság között, található és magába foglalja a ventó szintet. Az övezet elsősorban a 140-es aknán túli új részekhez kapcsolható (*5. kép*). Az övezet nem minden tagja teljesen kifejlett átszúró, vannak ráérkező és lefejező tagjai is.

3.3.3 Óriásaknák zónája

A levezető aknarendszerek vizsgálatakor megállapíthatjuk, hogy megfelelő mélységet elérve a vízvezető rendszer összecsatlakozó ágai olyan koncentrált oldási potenciált hoznak össze, amely nagyságrendje lehetővé teszi az óriásaknák kialakulását. A grande meandró vízgyűjtőszint fölé eső 200 méter függőleges kiterjedésű övezetet jellemezhetjük az óriásaknák megjelenésével. Ezek az aknák tehát egyrészt kellő mélységben vannak ahhoz, hogy megfelelő vízgyűjtőterület táplálja a kioldódási folyamatukat, másrészt a ventó és a grande meandró között nem fejlődött ki horizontális szint, ami megtörné a függőleges kiterjedésüket.

Az óriásaknákat, melyek az alsó két hozizontális járatszint között teremtenek kapcsolatot, egyszerűen méretük miatt szedhetjük külön csoportba – éppúgy a levezető aknarendszerek utolsó szakaszai, mint az átszúrózóna legnagyobb tagjai (*9. kép*). Két 200 méteres szintkülönbségű és több 100 méter körüli akna vált ismertté ebből a zónából.

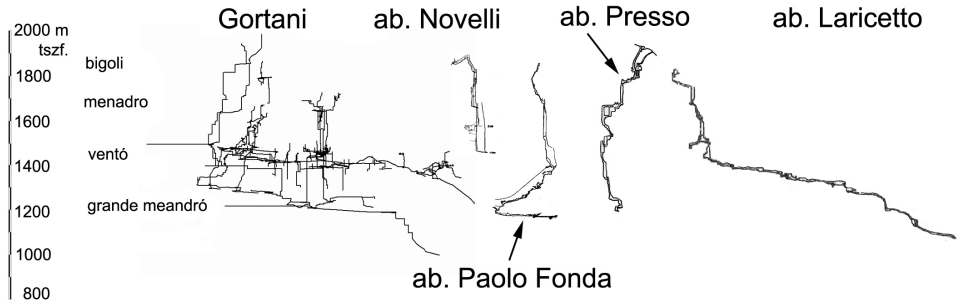
4. A Gortanit magába foglaló szerkezeti egység

A Gortani jellegzetes, négyszintes horizontális tagolódása a szomszédos területek barlangjaira nem jellemző.

A Gilberi ház környékén található abisso Sisma (-550 m, bejárat 1800 m tszf.), ab. Paolo Fonda (-700 m, bejárat 1850 m tszf.), ab. Laricetto (-770 m, bejárat 1860 m tszf.) aknasorokból állnak, nincsenek szövevényes vízszintes járatszintjeik. Szintén vízszintes járatok nélküli aknarendszerből áll a Boegan-uvala északi oldalában nyíló ab. Presso (-760 m, bejárat 1952 m tszf.)(*6. ábra*).

A Col del Erbe (1960 m) tömbjétől nyugatra eső Il Picut (1856 m) dombot behálózó barlangrendszer, az olasz és lengyel kutatók által feltárt Complesso del Foran Del Muss hat barlangot foglal magába, 16 kilométer összhosszúságban ismert, és a legnagyobb szintkülönbsége 1140 méter. Legfelső bejáratai 2000 méter tszf. magasság körül nyílnak, és 1600 méter

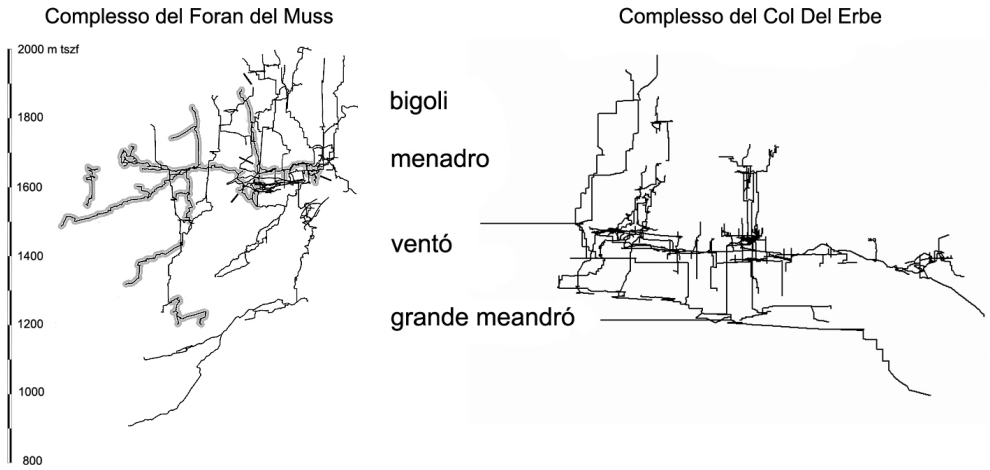
tszf. magasság környékén - a Gortani meandro horizontális zónájával azonos szinten - található a fő vízszintes szintje, itt hatalmas, 20-50 méter magas hasadékok is előfordulnak. A barlang végponti zónáját 1300 és 900 méter tszf. magasság között ferdén illetve lépcsőzetesen lejtő járat alkotja. 1450 és 1300 méter tszf. magasság között, ahol a Gortani ventó szintjét alkotó járathálózat húzódik, a Foran del Muss rendszerben csak aknasorok találhatók. Bizonyosnak látszik, hogy az ennyire eltérő morfológiájú barlangrendszerek különböző tektogenetikájú szerkezeti egységekben alakultak ki, bár lehet, hogy még fel nem tárt járatokon keresztül összefüggenek egymással (*7. ábra*).



6. ábra: Összehasonlító hosszszelvények: a Gortani, az ab. Mario Novelli, az ab. Paolo Fonda, ab. Laricetto (Gilberti ház környékén) és az ab. Presso (Boegan) járatainak összehasonlító térképe. A térképek távolsága nem valós és a nézetirányok nincsenek összeforgatva. Az utóbbi három barlang végponti szifonjainak szintje egybeesik, és mintegy 120 méterrel a Gortani szifonja fölött helyezkednek el. A Novelli a Dr. Bete-Bila Pec keleti fal (12. kép) vető mentén helyezkedik el, talán össze is függ a Gortanival valahol.
Fig. 6. Poligon-map: the side-wiew of the Gortani and the other main caves of the area around Col del Erbe. The distances and the direction of the views are not real. The end-point siphons of the Fonda, Presso and the Laricetto are in the same level but 120 meter higher than the Gortani's siphone. Novelli is developed on the same fault-line that created the eastern wall of the Mount Bila Pec (12. image) and closes the eastern side of the Gortani on the vento horizontal stage.

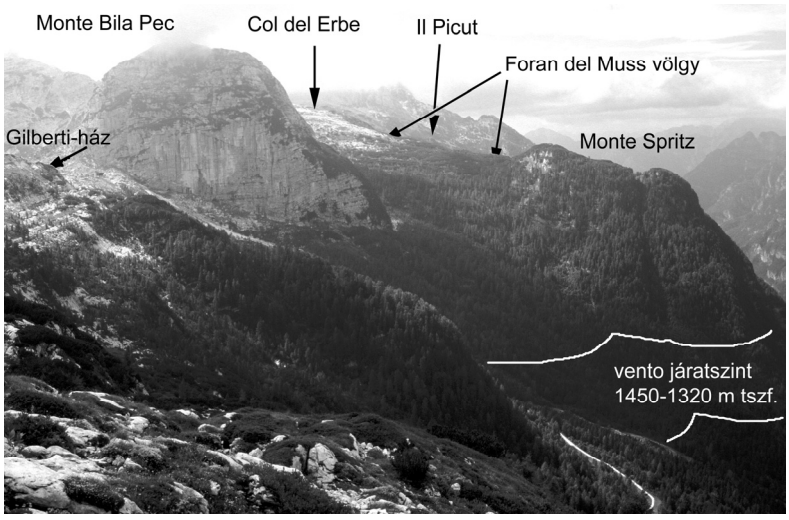
A Col del Erbe Gortanit is magába foglaló szerkezeti egységét vetők határolják. Az egység nyugati szélét jelzi a felszínen a délnyugat-északkeleti irányban a Raccolanára leszakadó a Foran del Muss függővölgy, mely a Col del Erbét az Il Picuttól elválasztja. A völgyet kijelölő vető mentén a mélyben keletkezett omladékzóna nemcsak az *Aragonit-folyosó*t zárja le, hanem a reményeinket is a Gortani és a Foran del Muss ezen a ponton való összekötésére.

A ventó szint járatai a kelet felé szintén egy összetett, de határozott hasadékzónába futnak bele, melyek fölött a felszínen a Monte Bila Pec hatalmas keleti fala emelkedik, a Col del Erbe szerkezeti tömb keleti határát jelezve (*1. ábra, 6. kép*).



7. ábra. Öösszehasonlító hosszszelvények: a Foran del Muss és a Gortani járatszintjeinek egymáshoz való viszonya. A nézet iránya 225° felől. A poligonhálózatok távolsága nem valós. A Foran del Muss rendszeren nem lehet fölfedezni a Gortani horizintális tagoltságát.

Fig. 7. Poligon-map: the side-wiew of the Gortani and the Complesso del Foran del Muss. Wiew from 225°, the distance is not real. The gallery-net of the Foran del Muss doesn't show the four horizontal stages, what is characteristic of the Gortani.



6. kép. A Col del Erbe szerkezeti egység a szomszédos Gilberti és Il Picut tömböktől eltérő ütemben emelkedett ki, és különböző barlangképződési emeleteket rejt magában. A szomszédos tömbök barlangrendszerei valószínűleg nem függenek össze. Nézet a nyugatra eső Monte Poviz fennsík pereméről, 260°-os szögben.

Picture 6: The wiew of the Col del Erbe unit from 260° and the vento horisontal level. The Foran del Muss valley and the east wall of the Bila Peca closes the tectonic unit contains the Gortani.

A barlang kutatásának bő évtizede alatt kiderült, hogy az ismeretlen járatainak feltárása szempontjából a ventó szint a legkecsegtetőbb. A Col del Erbe szerkezeti egység északkeleti felében húzódó folyosók jelentős részét sikerült bejárni és feltérképezni. Az északi irányban a lebukó hegyoldal határolja a barlangot. Viszont a Col del Erbe déli, Boegan uvaláig tartó részén még üres a hegytömb mélyét ábrázoló térkép, a további kutatások itt még izgalmas eredményeket ígérnek.

5. Barlangképződés a Canin tömegében – összefoglalás

A föld alatti karsztos üregek pillanatnyi arculata a tektonikus, korróziós, eróziós, gravitációs, kiválási, akkumulációs, biogén és antropogén folyamatok dinamikus együtthatásának eredménye. A folyamatok néha párhuzamosan zajlanak, máskor egymásra épülve dolgoznak és a barlang különböző pontjait egy időben különböző hatások alakítják.

A Gortani jelenlegi állapotáig tartó kifejlődésének szakaszait különböző természeti folyamatok dominanciájával jellemezhetjük.

A hegy belsejébe szivárgó csapadék a kőzettest belsejében tárolt karsztvízlencse felszínét elérve megteremti a feltételeket a keveredési korróziónak, ami horizontális kiterjedésű üregrendszert hoz létre. A karsztvízszinten zajló keveredési korrózió a Gortani kifejlődésének első szakaszának meghatározó folyamata. Az időszakot, mint ahogyan a barlangot is, négy emeletre bonthatjuk, melyeket a hegyoldal kiemelkedési ütemeinek megfelelő járatszintek kialakulásával párhuzamosíthatunk. Az első szakasz legaktívabb barlangfejlődési időszaka a ventó emelet volt, a barlangot alkotó járatok nagyobb része ekkor született.

A karsztvízszint és a felszín között, a leszálló karsztvízövben, a leszivárgó telített vizek összefolyása aktiválja a keveredési korróziót, ami kioldja a vertikális kiterjedésű barlangjáratokat, és átalakítja a korábbi freatikus szakaszok egy részét. Ezek a Gortani második kialakulási főszakaszának meghatározó folyamatai. A két szakasz időben nem különül el egymástól, hiszen a vertikális fejlődés már akkor zajlott, mikor még a Gortani csak a mai bigoli szintből állt, és a legalsó, freatikus járatszint fejlődése ma is tart a karsztvízszinten, csak a szárazra kerülésével várni kell a Canin-tömb további kiemelkedéséig.

A kifejlődött üreghálózatban zajlik a víz hordalékának és oldott anyagtartalmának különböző formációkat létrehozó felgyülemlése illetve kiválása, aprózó folyamatok és omlások bontják meg a szálkő egységét, és a bioszféra különböző képviselői is részt vesznek abban a komplex folyamatban, melynek során a Gortani elnyerte jelenlegi formáját.

A vertikális és horizontális járatfejlődés abszolút és egymáshoz viszonyított intenzitása a klimatikus viszonyok mellett az üregképződésnek helyszínt adó szerkezeti egység tektonikus mozgásától függ. A Canin-fennsík egyes területein a barlangok morfológiája különböző, a fennsíkot felépítő szerkezeti egységek egymástól eltérő ütemben emelkedtek ki.

Amennyiben a további feltáró kutatás során sikerül megismerni a Canin egyéb területeinek barlangjait is, morfológiájuk összevetésével adatokat szerezetünk az egész Canin tektonikus és karsztos fejlődésére.

IRODALOM

BÖRCSÖK P.-SÁSDI L. (2003): Barlangkutató expedíciók a Canin-fennsíkon. - Földgömb XXI., 2. p. 48-59.
KRAUS S. (2001): Barlangföldtan. - Saját kiadás, Buda, 210 p.
NYERGES A.: Kutatási eredmények a Canin-fennsík barlangjaiban c. a 6. Karsztfejlődési konferencián, 2002. április 6. Szombathely
Fényképek, ábrák: Egri Csaba (8.), Hegedűs Gyula (1, 3.), Nyerges Attila (5, 6), Szabó Lénárd (2, 4, 7, 9, 10, 11, 12.)
Térképek:
Fonda: CGEB
Foran del Muss: Marek Koizol
Gortani: CGEB, Gortani team
Laricetto: SAG
Novelli: n. a.
Presso: n. a.

KARSZTFEJLŐDÉS XIII.
Szombathely, 2008. pp. 269-277.

MIKROKLIMATOLÓGIAI MÉRÉSEK A KÖRÖSRÉVI ZICHY-BARLANGBAN

KAFFAI ORSOLYA-IMECS ZOLTÁN

BBTE-Kolozsvár, Földrajz Kar, 400006, Clinicilor u. 5-7
kaffaiorsi@yahoo.com; zimecs@yahoo.com;

Abstract: The paper deals with the influence of visitors on the climate of the Zichy-cave situated in the Pădurea Craiului Mountains, Romania. Discovered in 1903, the cave was first open to the public in 1905, but the first illumination system wasn't built until 1912. After several periods when several of these illumination systems were used, in December 2006 a more modern one has been installed. Our field measurements try to establish the influence of the light sources and tourists on the temperature and humidity of the cave. During two periods – 9 days in total – we obtained 10304 measurements of which 5152 temperature data are the most important. Around 560 tourists have visited the cave during these days. With the help of some experiments we have tried to determine the ideal number of visitors in a group, who doesn't alter the temperature, the influence of the illumination system as well as the regeneration period.

1. Bevezetés

A Zichy-barlang 305 m tengerszint feletti magasságban, a Sebes-Körös bal partján fekszik, Vársonkolyos és Körösrév települések között, a Királyerdő hegységben. Aktív, fejlődésben levő barlang, törésvonalak mentén alakult ki (ez a törésvonal nagyon jól megfigyelhető a Purgatórium falán), lineáris jellege van, egyetlen hosszú járattal, két szinttel. A felső szint fosszilis, az alsó pedig aktív, patak folyik keresztül rajta (*RUSU* 1988, *RACOVIȚĂ* et al., 2002).

1903. november. 10-én tárták fel több robbantás során Handl Károly és Czárán Gyula vezetésével (*TULOGHDI* 1944). A barlang bejárata tehát mesterséges: magassága 1,7 méter, szélessége pedig 5 méter. A barlangot hivatalosan 1905. augusztus. 27-én avatták fel, és nyitották meg a nagyközönség előtt. Ekkor épült fel a menedékház, – amely ma már csak romjaiban látható, – és az első Körösön átívelő híd is. A következő évben készült el a vasúti megálló, 200 személyes várócsarnokkal, valamint az első térkép az addig feltárt részekről, Monoky Gyula által. Első kiépítése 1912. június 12-ig fejeződött be. Ekkor találták meg a barlangon átfolyó patak eredetét, vízfestéses módszerrel. A víz a Pokol vagy Handl barlangból érkezik (ma Öregember barlangjának is nevezik), amely 4,25 km-re fekszik (légvonalban). 1905 és 1910 között 2593 személy látogatta meg a barlangot. 1921-

1929 között többen is kutatják, főleg az állatvilág szempontjából: Bokor (1921), Puşcariu (1923), Jeannel és Racoviţă (1929).

A ’60-as években kiépített világítási rendszer tönkrement. Ezt újították fel és adták át a nagyközönségnek 2006 decemberében. A felújítás során 87 hidegfényű lámpát és 22 reflektort szereltek fel, biztosítva a szakaszos világítás lehetőségét.

2. Célkitűzések, módszerek

A barlangok klimatológiai tanulmányozása nem új keletű tudományterület (*FODOR* 1998-1999; *GÁDOROS* 2000), azonban az általunk végzett vizsgálatok talán annak számítanak. A barlangban 1980-1991 között végzett mérések, amelyek általában hőmérsékleti, hidrológiai, kémiai jellegűek, megállapították a barlang klímájának relatív stabilitását, valamint a hidrogeológiai viszonyok stabilitását (*EVANGHELOS* 1992).

Az új világítási rendszernek köszönhetően a látogatottság felélénkülésére lehet számítani, így a látogatók és a világítás hatását szerettük volna vizsgálni. Kutatásunk elsősorban kísérleti jellegű volt, hiszen nem találtunk egységes szakirodalmat kimondottan erre a témára. Egy olyan méréssorozatot akartunk elindítani, melynek eredményei elősegíthetik a fenntartható barlanglátogatás elvének a megvalósítását. Lehetőleg oly módon kell megvalósítani a barlang turisztikai hasznosítását, hogy a barlang jelenlegi állapota hosszú távon is megmaradjon.

A méréseket két, – a Cholnoky Jenő Földrajzi Szakkollégium által rendelkezésünkre bocsátott – hordozható meteorológiai állomással végeztük. Ezeknek a hőmérséklet- és a páratartalom-érzékelőit használtuk fel a barlangban:. a műszer 4 percenként rögzítette az adatokat, a hőmérsékletet °C-ban, a páratartalmat %-ban. Méréseink időtartama alatt összesen 10.304 adat gyűlt össze, amelyből 5152 a relatív páratartalomra- illetve 5152 a hőmérsékletre vonatkozik. A barlangban mért relatív páratartalom 100%, a műszer nem mutatott ki változásokat, így ezekkel nem foglalkozunk a továbbiakban.

Méréseink kulcseleme a műszerek helyének meghatározása. A legfontosabb szempont az volt, hogy a kiválasztott hely megfelelő távolságra legyen a bejárattól (legalább 150 m) hogy a külső hőmérsékleti ingadozás hatását kiküszöböljük. A második szinten találtuk meg a megfelelő, kisebb termet, ahol a látogatók több időt töltenek („*Mennyország*” terem). Az egyik érzékelőt egy reflektor közvetlen közelébe helyeztük, a másikat a reflektortól 5 m-re, úgy hogy itt semmiképpen ne legyen érezhető a reflektor hatása. A műszerek magasságát úgy állítottuk be, hogy a szenzor viszonylag egy

szinten legyen a látogatók kilégzési zónájával, az ún. „*breathing zone*”-al. Megjegyezzük, hogy a második műszernek a helye gyakorlatilag a járat egy boltozódásában van, tehát elképzelhető, hogy a felmelegedett levegő ide felszáll és felgyűl.

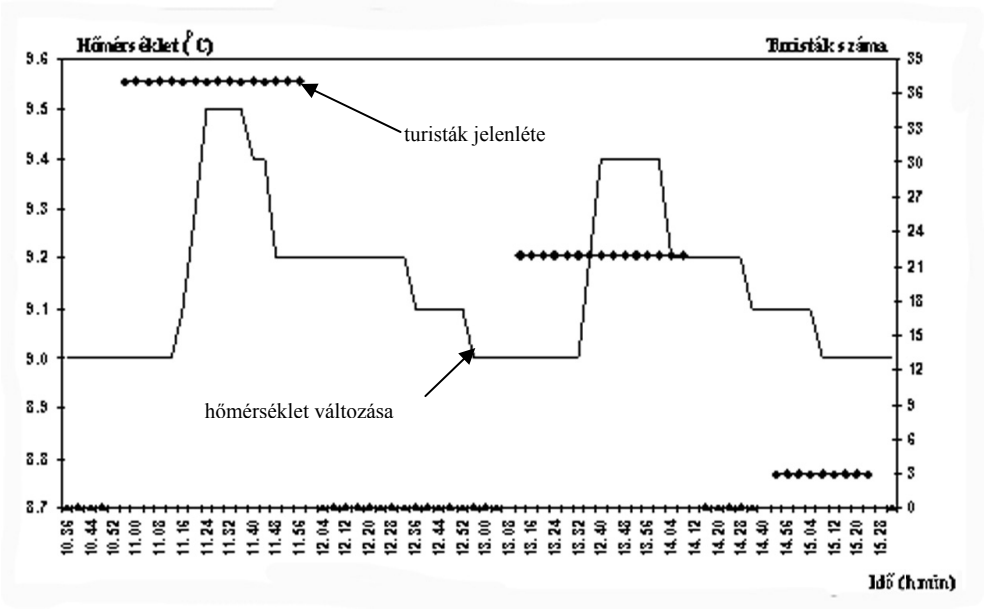
Kísérletünk során két méréssorozatot végeztünk: 2007. március. 24–27 illetve április 27–május 1 között. A kilenc nap alatt összesen 560 személy látogatott el a barlangba. A turistacsoportokkal kapcsolatos adatokat helyben rögzítettük, feljegyeztük a csoportok létszámát, összetételét, bemeneti- illetve kimeneteli idejét, tartózkodási idejét. A tartózkodási idő a barlangban eltöltött időt jelenti. Nem követtük a csoportokat így nem tudhatjuk, hogy mennyi időt töltöttek el a műszerek közelében. A feljegyzett adatokat a műszerekről letöltött adatok mellé illesztettük, majd számítógép segítségével összesítettük és grafikonok formájában elemeztük.

Méréseinkkel három fő témát tudunk elemezni: a mesterséges világítás hatását, az ember közvetlen hatását, valamint a kettő együttes hatását a barlang hőmérsékletére. A továbbiakban – négy grafikon segítségével – rámutatunk legfontosabb eredményeinkre.

A grafikonok helyes értelmezése érdekében a következőkre kell felhívnunk a figyelmet (*1. ábra*). A bemutatott értékek a reflektortól távol elhelyezett érzékelő által rögzített adatok. Mivel a műszerek érzékenysége ± 0,1ºC, előfordulhat, hogy egy adott hőmérsékleti szint körül a mért értékek az előbbi határon belül ingadoznak. Ebben az esetben az értékeket korrigáltuk. A grafikonon a turisták jelenlétét kis fekete rombuszsorozatok ábrázolják, a szimbólum hossza az illető csoport benntartózkodási idejét jelenti. Ebben az esetben a teljes barlangban töltött idő jelenik meg, ennek csak egy kis része telik el közvetlenül a műszerek közelében, általában nem több mint 10 perc.

3. A turistacsoportok létszámának hatása a hőmérsékletre

Először is az a kérdés merült fel bennünk, hogy mennyiben határozza meg a hőmérséklet emelkedését, hogy hány személy tartózkodik egyidőben a barlangban. Az alábbi ábrából választ kapunk kérdésünkre. Az első csoport 37 tagú, hatásukra 9,5ºC-ot mért a műszer, a csoport kereken egy órát tartózkodott a barlangban. A második csoport 22 tagú, hatására a hőmérséklet 9,4ºC-ra emelkedett. Ez a csoport is közel egy órát tartózkodott a barlangban. Ugyanitt megfigyelhető, hogy egy délutáni 3 tagú csoportnak már nincs hatása a hőmérsékletre, igaz, hogy ők rövid ideig tartózkodtak a barlangon (*1. ábra*).

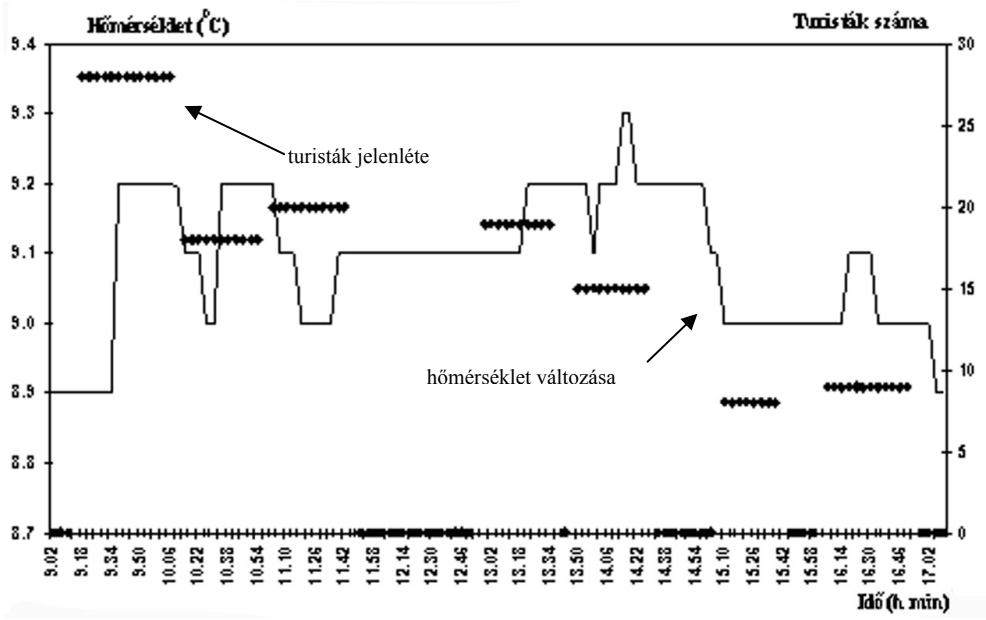


1. ábra: A látogatók létszámának hatása a hőmérsékletre
Fig. 1. The influence of the number of tourists on temperature

4. Az ideális csoportlétszám kérdése

Az előzőek alapján egyértelmű a turisták hatása a hőmérsékletre. Kíváncsiak voltunk arra, hogy van-e olyan létszámú csoport amelynek nincs hatása a hőmérsékletre. Ezért a továbbiakban különböző létszámú csoportok hatását vizsgáltuk. A *2. ábrán* látható egy egész nap látogatási menete. Megfigyelhetjük a különböző létszámú csoportok eltérő hatását. A fenti kérdésre a nap vége felé kapunk választ. Látható amint egy 15-ös létszámú csoport után a hőmérséklet visszaáll az eredeti állapotba. 40 perc után a barlangba érkezett egy 8 fős csoport amely 28 percig tartózkodott odabent. Ezalatt a hőmérséklet nem emelkedett meg. Újabb fél óra eltelte után egy 9 tagú csoport érkezett, amely összesen 44 percet volt a barlangban. Hatásukra a hőmérséklet ismét emelkedett, igaz, hogy csak 0,1 fokot, de ez az emelkedés tartós, így biztosan a csoport hatásának tulajdonítható (*2. ábra*). Ezek alapján levonható az a következtetés, hogy a 8 ill. ez alatti létszámú csoport, amely még nem gyakorol hatást a hőmérsékletre. Ezt a feltevést más napokon végzett megfigyelések is alátámasztják. Persze felvetődhet az a kérdés, hogy vajon

mennyi időt töltöttek a csoportok a műszerek közelében. Ennek tisztázására további mérések szükségesek.



2. ábra: A különböző létszámú csoportok hatása a hőmérsékletre, valamint az ideális létszám kérdése
Fig. 2: The question of the maximal number of tourist in a group which doesn't hav influence on temperature

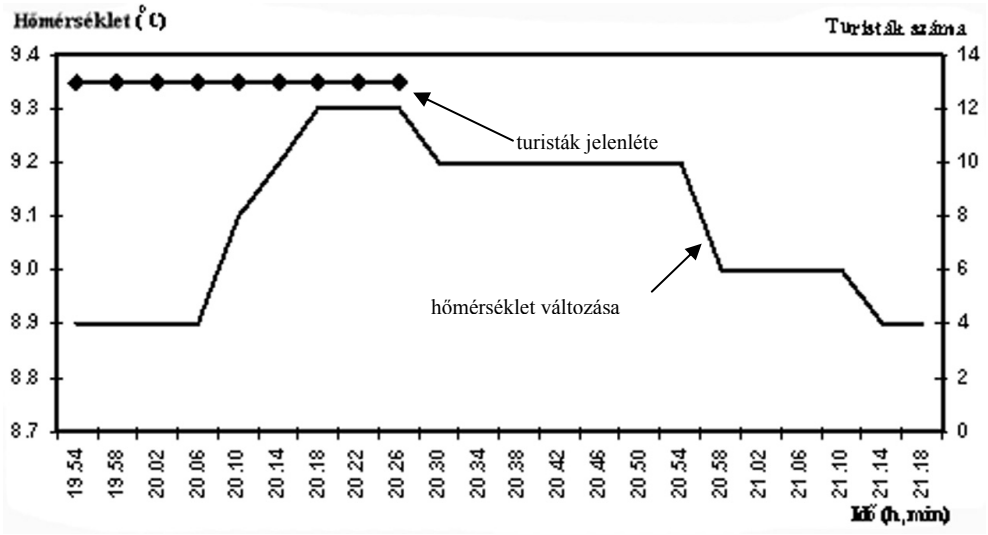
5. Kísérlet

Az eddigi megfigyelések alatt a turistacsoportok a kivilágított barlangban töltöttek el bizonyos időt. Tehát a jelenlétük által kifejtett hatás összetettnek tekinthető, hiszen a világítás hatása hozzáadódik a testük által kifejtett hatáshoz. Az emberek közvetlen hatásának kimutatására egy kísérletet végeztünk.

A kísérlet időpontja este 8 óra, három órával az utolsó csoport távozása után történt. Számításaink szerint a hőmérséklet ekkor már visszaállt az eredetire. Nem használtuk a barlangi világítást. 13 személyből álló kis csoportot alkottunk, és elemlámpával végigsétáltunk a látogatási útvonalon. A műszerek környékén 10 percet időztünk (20.02-20.12 között).

A barlangban tartózkodásunk alatt a hőmérséklet alig 10 percen belül 8,9ºC-ról 9,3ºC-ra emelkedett. A változás meglepően magas volt, hiszen az eddigi mérések alatt egy 10 személyből álló csoport 0,2ºC-os változást idézett elő. Ebből talán arra következtethetünk, hogy a többi csoport nem tartózkodott 10 percet a műszerek közelében, tehát a tartózkodási időnek is van

hatása. Távozásunk után egy órával fokozatosan visszaállt a hőmérséklet 8,9ºC-ra (*3. ábra*).

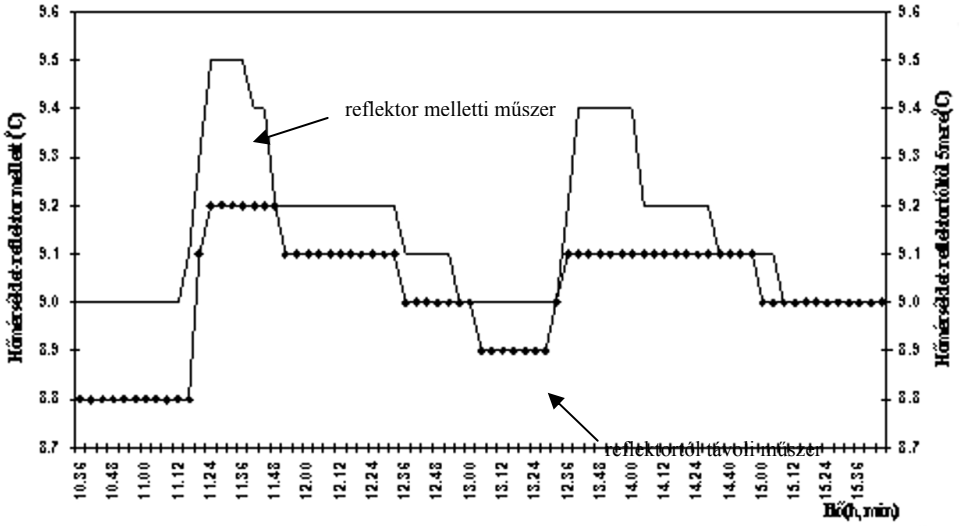


3. ábra: A turisták lámpa nélküli hatása

Fig. 3: The effect of tourists without light

6. A világítás hatása

A világítás közvetlen hatását a mért adatokból olvastuk ki, hiszen – a fenti kísérletet leszámítva – a csoportok a kivilágított barlangban tartózkodtak. A hidegfényű lámpák nem bocsátanak ki számottevő hőt, ezért konkrétan nem is vizsgáltuk azokat. A műszer nem jegyzett fel hőmérsékletváltozást a közelükben. A beépített reflektorok ezzel szemben nagymennyiségű hőt sugároznak, ezek hatását próbáltuk felmérni és vizsgálni. A világítótestek a barlang morfológiáját követik, elhelyezésükben nem találtunk rendszerességet, a reflektorok pedig az alakzatokra hívják fel a figyelmet. A mért adatokból kitűnik, hogy a reflektor közelében elhelyezkedő műszer értékei sokkal magasabbak a reflektortól távolabb eső műszer értékeinél. Míg az előbbi értékek heves ingadozást mutatnak, addig az utóbbi értékek viszonylag stabilak. A hőmérséklet emelkedések párhuzamosak az egyes csoportok látogatásaival. Ekkor égnek ugyanis a lámpák. A következő ábrán a két műszer adatai egymás mellett jelennek meg. A reflektor melletti műszer által mért értékek jelennek meg folytonos vonallal, a távolabbi műszer értékei pedig rombuszsorozattal (*4. ábra*).



4. ábra: A reflektor melletti és a reflektortól távoli műszerek összehasonlítása
Fig. 4: Comparison between the sensor near the light source (continuous line) and the one beeing further

7. Hosszú távú hatás

Eddigi méréseink igazolták, hogy a látogatók és a világítás befolyásolja a barlang hőmérsékletét. Azonban minden esetben a hőmérsékleti értékek viszonylag gyorsan visszatértek az eredeti értékekre. Annak kimutatásához, hogy van-e hosszútávú, visszafordíthatatlan hatása a látogatásnak, hosszabb adatsorra lenne szükség. 2007 novemberében 4 napos mérés sorozatot végeztünk. A mérések annak megállapítására irányultak, hogy melyik az a pontja a barlangnak ahol még érezhető a külső hatás, illetve van-e különbség a barlangon belül a különböző helyszínek hőmérséklete között. A mérés alatt nem voltak látogatók, a lámpák nem működtek.

Először a barlang bejáratától 47 méterre helyeztük a műszert, majd 24 óra után beljebb költöztettük. A továbbiakban egyre beljebb haladtunk figyelembe véve a barlang morfológiáját. A 4 napos sorozat alatt nem figyeltünk meg semmilyen változást. A hőmérséklet minden pontban állandó volt, mégpedig 8,8ºC.

Tehát megállapítható, hogy még a bejárathoz közeli pontban sem volt érezhető a felszín hatása.

2008 márciusában ismét méréseket végeztünk. Az egyik műszert az előbbi, bejárathoz közeli pontba helyeztük, a másikat a látogatott útvonal mellé, a barlang relatívan legmagasabb pontjába. A mérés 10 napig tartott,

ezalatt nem voltak látogatók a barlangban. Semmiféle ingadozás nem volt kimutatható. A külső műszer folyamatosan 8,4ºC-t mért, ami 0,4 fokkal kevesebb mint a novemberi mérés alkalmával. Ezt úgy értelmezzük, hogy a hideg tél után a barlang hőmérséklete lehűlt, de ez a változás rendkívül lassú, nem volt kimutatható. Valószínűleg a barlangon keresztülfolyó pataknak is van egy hűtő hatása. A belső, magasabban elhelyezett műszer folyamatosan 9,0ºC-t mért, ami talán azzal magyarázható, hogy a melegebb levegő felgyűlt ebben a magasabban helyzetű térben.

A külső hatás elmaradását a barlang morfológiájával magyarázzuk. A barlang forrásbarlang, tehát alapvetően kifelé lejt. Ugyanakkor a bejárata sem természetes, hanem robbantott és nem túl nagy méretű. Véleményünk szerint nyáron erőteljesebben kellene érződnie a külső hatásnak, mivel a könnyebb meleg levegő képes bejutni a bejáraton. Ennek a feltevésnek az igazolására azonban további méréseket kell végeznünk.

8. Következtetések

Az adatok elemzése után kiderült, hogy a Zichy-barlangban a látogatás hatására változás áll be a barlang hőmérsékletében. A hőmérséklet emelkedése a turistacsoportok látogatása során következett be. Feltételezésünk szerint a világításnak is van hatása. Azalatt míg a barlang zárva volt, nem voltak látogatók, nem égtek a reflektorok, a műszer nem regisztrált változást a hőmérsékleti értékekben.

A fent elemzett adatsorok a rövid távú emberi hatást látszanak igazolni. A hőmérséklet minden esetben visszaállt az eredeti értékre. Feltevődik azonban a kérdés, hogy ez a szinte mindennapos hőmérsékletingadozás milyen hatással van hosszútávon a barlangra; hogyan lehetne még idejében kiküszöbölni a barlangi klíma visszafordíthatatlan megváltozását. Ehhez hosszabb távú, több éves megfigyelésekre lesz szükség. A barlang mellett található menedékház – amely jelenleg romokban hever – hamarosan felújításra fog kerülni, így előreláthatóan a látogatók szám emelkedni fog, tehát a negatív hatás is erősödik.

A világítóberendezés kicserélése és a szakaszos világítás megoldásnak tűnik, ha megfelelően alkalmazzák. Láthattuk, hogy a legnagyobb mértékű hőemelkedést a reflektorok okozzák, ezeket kellene átalakítani, illetve a szakaszos világítást, ha már létezik, alkalmazni is kellene.

A jelenleg rendelkezésünkre álló mérések még nem elegendőek ahhoz, hogy a látogatók és a világítás hosszú távú hatásáról véleményt alkothassunk. Ehhez sokkal hosszabb adatsorra lesz szükség. Jelenlegi méréseink azt igazolják, hogy a hőmérsékleti értékek visszatérnek az eredeti állapotba.

Jelenleg a barlang látogatottságának mértéke nem túl jelentős, ezért ennek hatása sem számottevő. A várható látogatószám növekedése nagymértékben módosíthatja a barlangi mikroklíma további sorsát.

IRODALOM

EVANGHELOS, N. (1992). Peştera de la Vadu Crişului. - Teză de doctorat, Cluj Napoca

FODOR, I. (1998-1999). A barlangklíma-vizsgálatok történeti visszapillantásban. - Karszt és Barlang, I-II füzet, p. 43-46.

GÁDOROS, M. (2000). Barlangmeteorológia dióhéjban - Barlangi Túravezető Ismeretek, I. Rész, jegyzet

RACOVIȚĂ, G.-MOLDOVAN, O.-ONAC, B. (2002). Monografia carstului din M-ții Pădurea Craiului. - Institutul De Speologie „Emil Racoviță", Cluj Napoca, p. 95-115.

RUSU, T. (1988). Carstul din M-ții Pădurea Craiului. Pe urmele apelor subterane. Editura Dacia, Cluj Napoca, p. 231-232.

TULOGHDY, J, DR. (1944). A Révi Zichy-barlang felfedezésének és feltárásának története. - Erdély Folyóirat, 11-12 szám, p. 128-130. Kolozsvár