

CSUPASZ LEJTŐK KARRJAINAK VIZSGÁLATA

VERESS MÁRTON – SZUNYOGH GÁBOR – PÉNTÉK KÁLMÁN – MITRE ZOLTÁN
– ZENTAI ZOLTÁN – DEÁK GYÖRGY – TÓTH GÁBOR – SZÉLES GYULA

THE STUDY OF THE KARREN OF BARE SLOPES

Abstract

This study deals with the karren formation of bare surfaces. The used methods are theoretical calculations, field mapping, laboratory experiments, and digital modelling. The denudation rate of karren surfaces on bare slopes and based on the data of measurements, the denudation rate of karren in different vegetation belts were given. Mostly, the development of rinnenkarren and meanderkarren was analysed. A function relation was determined between the density of rinnenkarren types and the slope angle. The effect of the main channel and tributary channels on each other was studied by computer modelling. The impact of the wind on the development of karren and the conditions for the development of tropical karren was also investigated.

Keywords: karren feature, karren formation, dissolution, theoretical model of bare surface dissolution, digital modelling of rinnenkarren development

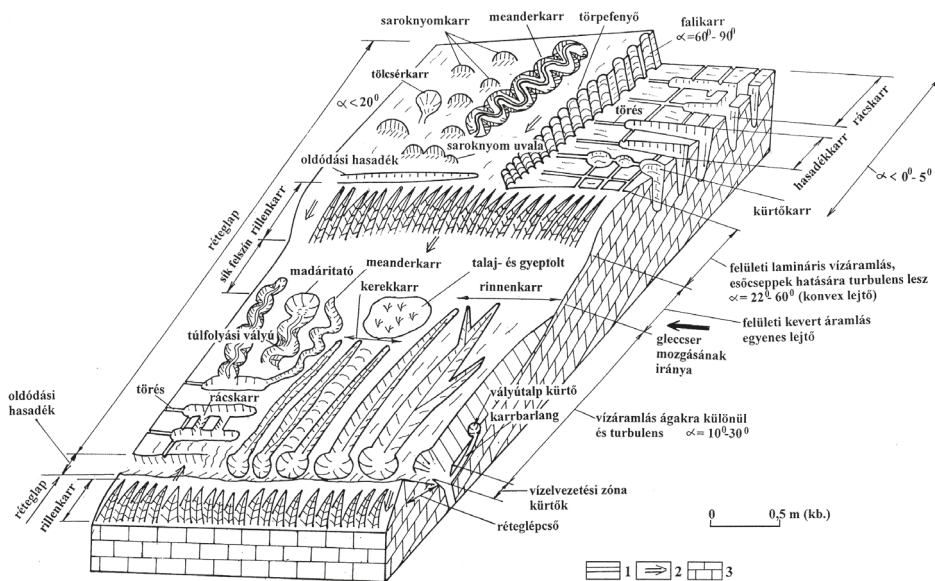
Bevezetés

A tanulmány a szombathelyi karsztos műhely másfél évtizedes terepi és elméleti karrvizsgálatainak eredményeit mutatja be. Az adatgyűjtés a Totes Gebirge, a Dachstein, a Júliai-Alpok (Héttő-völgy), az Assiagói-fennsík (Olaszország), a Durmitor-hegység (Montenegro), Diego de Almagro sziget (Chile), Madagaszkár karrjain és a Léna környéki karrokon történt.

A karrok csoportosíthatók alakjuk (megnyúlt és körkörös formák), a hordozó felszín fedettsége (csupasz; talajjal, illetve nem karsztos kőzettel fedett; vagy részben fedett felszínek), geomorfológiai környezet (hegységi, parti, barlangi), méret (mikrokar, mezokar, megakar), kialakulás (vízszivárgás, vízáramlás) szerint (BÖGLI, A. 1976; WHITE, W. B. 1988; FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007; GINÉS, A. 2009; VERESS M. 2010). Miután ugyanazon karrformák hasonló környezetben ismétlődnek, kialakulásuk nem véletlen, hanem közetszerkezet (szivárgásos eredetűek) és vízáramlás (áramlásos eredetűek) által meghatározott. Szivárgásos eredetűek a madáritatók, a hasadékkarrok, a kürtőkarrok, a rácskarrok és a réteghézagkarrok, áramlásos eredetűek a rillenkarrok, a rinnenkarrok, a falikarrok, a meanderkarrok, a saroknyomkarrok, a karrbarlangok, a földrok és a kagylók (1. ábra). (A felsoroltak lehetnek mikrokarrok és mezokarrok is.) Maradványformák (kúpkarrok, pinnacle-ek, karros sziget-tanúhegyek stb.) a környezetük áramlásos leoldódásával és a karrok összeoldódásával alakulnak ki. Az áramlásos eredetűek lejtésirányba megnyúlt formák. A mikrokarrok néhány mm-es, a mezokarrok néhány dm és m közötti, a megakarok többször 10 m-es szélességű és mélységű alakzatok. A mikro- és mezokarrok az epikarszt részei. A mezokarrokon mikrokarrok, a megakarokon mikro és mezokarrok fordulhatnak elő.

A csupasz mészkőfelszínek karrosodásának matematikai modellezése

A karrosodás törvényszerűségeinek feltárása érdekében összegyűjtöttük azokat a fizikai és kémiai egyenleteket, melyek véleményünk szerint alapvető szerepet játszanak



1. ábra Glaciális eróziós felszín karrformái (VERESS M. 2010).
 Jelmagyarázat: 1 – törés, 2 – felszindülés iránya, 3 – mészkő
 Figure 1 The karren features of glacial erosion surface (VERESS M. 2010).
 Legend: 1 – fracture, 2 – direction of surface inclination, 3 – limestone

a karrformák kialakulásában. Ezek alapján sikerült egy olyan elméleti modellt felállítani, mely lehetővé teszi, hogy meghatározzuk a mészkő felszínének alakját megadó függvényt (SZUNYOGH G. 2005):

$$z = f(x, y, t) \quad (1)$$

ahol z a felszín tengerszín feletti magassága, x és y a felszín pontjainak vízszintes koordinátái, t az idő (2. ábra).

Minthogy a kőzetre hulló szénsavas esővíz feloldja a mészkövet, ezért felületének alakja állandóan változik. Süllyedési sebességét a

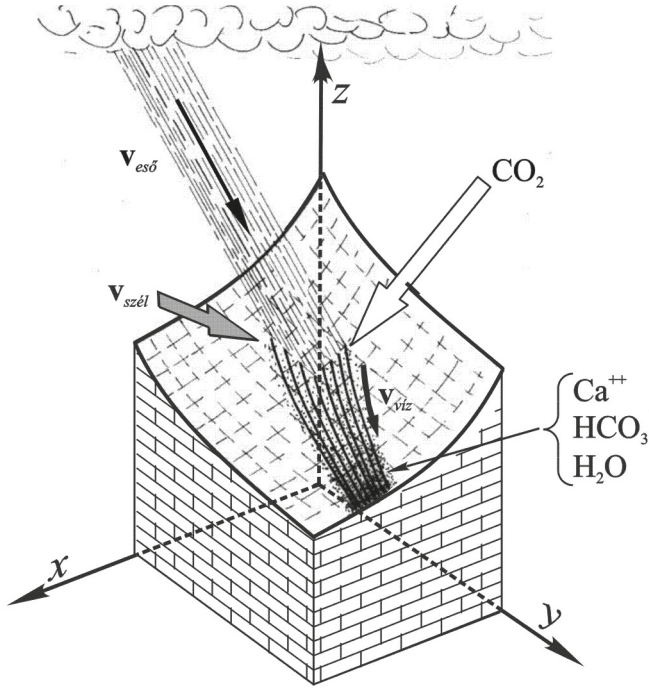
$$w = -\frac{\partial z}{\partial t} \quad (2)$$

differenciálhányadosként értelmezhetjük. A mínusz előjel kifejezi, hogy a karsztos lepusztulás következtében a térszín süllyed, azaz az idő múlásával $z(x, y, t)$ csökken.

A felszín alakjának, ill. süllyedési sebességének meghatározásához a modell az alábbi törvényeket veszi figyelembe.

1. *A tömegmegmaradás tétele a vízre vonatkozólag.* Jelöljünk ki képzeletben a mészkő felszínére illeszkedő kicsiny térfogatot. Oldalai legyenek függőleges helyzetűek, párhuzamosok az x és y tengelyekkel, szélességük dx és dy . Magassága egyezzen meg a kőzet felszínén szivárgó víz mélységével, fedőlapja pedig essen egybe a víz felszínével. A tömegmegmaradás tétele szerint e térfogatba oldalain és fedőlapján át időegység alatt befolyó víz tömege megegyezik a belőle eltávozó víz tömegével, mely matematikailag a

$$\frac{\partial(mv_x)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y)}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_v} \mathbf{q}_{es\acute{o}} \cdot \mathbf{n} \quad (3)$$



2. ábra Az elméleti modell felépítése (szerk. SZUNYOGH G.)
Figure 2 Structure of theoretical model (ed. by SZUNYOGH G.)

egyenlettel fejezhető ki, ahol ρ_v a víz sűrűsége, $m(x, y, t)$ a mészkővön szivárgó vékony vízréteg mélysége, $v_x(x, y, t)$ és $v_y(x, y, t)$ az áramló víz sebességvektorának x és y irányú komponensei, $\mathbf{q}_{es\ddot{o}}$ az egységnyi területre hulló esővíz tömegáramsűrűsége, \mathbf{n} a mészkő felületének normálvektora (azaz a felületre merőleges, a kőzet belsejéből kifelé mutató vektor), α a mészkőfelszín dőlésszöge. m , v_x és v_y egyelőre ismeretlenek. $\mathbf{q}_{es\ddot{o}}$ előállítható az esőcseppek $\mathbf{v}_{es\ddot{o}}$ sebességvektorának és az egységnyi térfogatban lévő esőcseppek $\rho_{es\ddot{o}}$ össztömegének szorzataként:

$$\mathbf{q}_{es\ddot{o}} = \rho_{es\ddot{o}} \mathbf{v}_{es\ddot{o}} \quad (4)$$

Az esőcseppek sebességének vízszintes komponense a terület felett fúvó szél v_{sz} sebességéből, függőleges összetevője pedig a cseppek (levegőhöz viszonyított) v_{cs} süllyedési sebességéből tevődik össze. Jelölje δ_{sz} a szél irányszögét az x tengelyhez viszonyítva. (A szél irányán azt az irányt értjük, ahonnan fúj a szél.) Ezek szerint

$$\mathbf{v}_{es\ddot{o}} = -v_{sz} \cos \delta_{sz} \mathbf{i} - v_{sz} \sin \delta_{sz} \mathbf{j} - v_{cs} \mathbf{k}, \quad (5)$$

tehát
$$\mathbf{q}_{es\ddot{o}} = -\rho_{es\ddot{o}} v_{sz} \cos \delta_{sz} \mathbf{i} - \rho_{es\ddot{o}} v_{sz} \sin \delta_{sz} \mathbf{j} - \rho_{es\ddot{o}} v_{cs} \mathbf{k}. \quad (6)$$

$\rho_{es\ddot{o}}$ meghatározásához használjuk fel az évi csapadékhozam definícióját: $Q_{\acute{e}vi}$ megadja, hogy egy év alatt összesen mekkora térfogatú csapadékvíz kerül egy vízszintesen elhelyezett egységnyi területre. E vízmennyiség másfelől egyenesen arányos az eső tömegáramsűrűségének függőleges komponensével, azaz

$$\rho_v Q_{\acute{e}vi} = \rho_{es\ddot{o}} v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}, \quad (7)$$

ahol t_{napi} jelenti az esők napi összidejét, $N_{évi}$ pedig az év napjainak számát. A (7)-ből $\rho_{eső}$ -t kifejezve nyerjük, hogy

$$\rho_{eső} = \frac{\rho_v Q_{évi}}{v_{cs} t_{napi} N_{évi}}. \quad (8)$$

A (3) jobb oldalán szereplő n és $\cos \alpha$ előállítható a közetfelület alakját megadó függvény parciális deriváltjainak segítségével

$$\mathbf{n} = \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \mathbf{i} - \frac{\partial z}{\partial y} \mathbf{j} + \mathbf{k} \right) \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 + 1 \right]^{-\frac{1}{2}}, \quad (9)$$

és

$$\cos \alpha = \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 + 1 \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (10)$$

A (6), (8), (9) és (10) kifejezéseket a (3)-ba helyettesítve végül a tömegmegmaradás tételére a

$$\frac{\partial(mv_x)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y)}{\partial y} = \frac{Q_{évi}}{v_{cs} t_{napi} N_{évi}} \left(-\frac{\partial z}{\partial x} v_{sz} \cos \delta_{sz} - \frac{\partial z}{\partial y} v_{sz} \sin \delta_{sz} + v_{cs} \right) \quad (11)$$

egyenletet kapjuk. A (11) kifejezés kapcsolatot teremt a mészkő felszínén szivárgó víz sebessége, mélysége, a lejtő dőlésszöge, a csapadék hozama, valamint a szél sebességének iránya és nagysága között.

2. *A Navier–Stokes-egyenlet.* Hidraulikai számítások szerint a mészkő felszínén a víz igen vékony leplet alkotva lamináris, sűrűlódó folyadékként szivárog lefelé, ezért a Navier–Stokes-egyenlet értelmében parabolikus sebességprofil jellemzi. A sebesség átlaga a keresztmetszet mentén

$$v = \frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha, \quad (12)$$

ahol g a nehézségi gyorsulás, η a víz dinamikai viszkozitási tényezője, h pedig a folyadékfilm vastagsága. (Az itt bemutatott modell turbulens áramlás esetére is alkalmazható, csak a (12)-be a turbulens sebességprofil képletét kell írni.) h és m között egyszerű kapcsolat áll fenn:

$$h = m \cos \alpha. \quad (13)$$

A víz a mészkőfelszín esésvonalainak mentén folyik, ezért sebességvektorának irányát a felület gradiense határozza meg. Képezve $z(x, y)$ megfelelő parciális deriváltjait, adódik, hogy

$$v_x = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cos \alpha \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial z}{\partial x}, \quad (14)$$

és

$$v_y = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cos \alpha \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial z}{\partial y}. \quad (15)$$

A mínusz előjel kifejezi, hogy ha a mészkő felülete az x ill. y tengelyek irányába haladva emelkedik, azaz z parciális deriváltjai pozitívak, akkor a víz „visszafelé”, azaz negatív x ill. y irányba folyik.

3. *Kapcsolat feloldott CaCO_3 tömege és a kőzetfelület süllyedési sebessége között.* Minthogy a csapadék a légköri széndioxidnak köszönhetően agresszív, ezért a mészkövet oldja. Jelölje ρ_k a mészkő sűrűségét, q_k pedig a felszín egységnyi területéről időegység alatt leoldódott CaCO_3 tömegét. (q_k az eltávozó kalcium-karbonát tömegáram-sűrűsége.) Felszíne tehát süllyed, melynek w sebessége

$$w = \frac{q_k}{\rho_k \cos \alpha}. \quad (16)$$

4. *A reakciókinetika alapegyenlete.* Az oldódás annál gyorsabb, minél nagyobb a különbség a víz telítési (c_e) és tényleges (c) kalcium-karbonát-koncentrációja között. Az oldatba jutó mészkő tömegáram-sűrűsége ezzel a különbséggel arányos (GABROVŠEK, F. 2000):

$$q_k = \begin{cases} k(c_e - c), & \text{ha } c \leq c_s \\ k_n(c_e - c)^n, & \text{ha } c \geq c_s, \end{cases} \quad (17)$$

ahol k , illetve k_n az oldódás sebességi állandói, $n \approx 4$, $c_s \approx 0,9c_e$. c_e és k számértéke a víz hőmérsékletétől és a levegő szén-dioxid-tartalmától függő állandók (DREYBRODT, W. 1988). Az előzetes számítások szerint c mindig kisebb, mint c_s , így a továbbiakban elegendő a (17) kifejezés felső egyenletét venni figyelembe.

5. *A tömegmegmaradás tétele a CaCO_3 -ra.* A tömegmegmaradás tétele érvényes külön a kalcium-karbonátra is. Eszerint a fent már ismertetett képzeletbeli térfogat oldalain keresztül (oldott állapotban) időegység alatt eltávozó, ill. beérkező CaCO_3 tömegének különbsége megegyezik a mészkő felületegységéről időegység alatt oldatba jutó CaCO_3 tömegével. Képletben

$$\frac{\partial(mv_x, c)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y, c)}{\partial y} = \frac{q_k}{\cos \alpha}. \quad (18)$$

A felállított (2), (10), (11), (13), (14), (15), (16) (17) és (18) egyenletekből álló rendszer egyenleteinek száma megegyezik a bennük szereplő ismeretlenek (z , α , m , h , v_x , v_y , w , q_k és c) számával, tehát elvileg (egyszerűbb esetben analitikusan, tetszőleges, általános esetben pedig számítógéppel) megoldható. Az egyenletek független változói az x és y térkoordináták, valamint a t idő. Segítségével – ismerve a mészkőfelület kezdeti alakját – meghatározhatjuk, hogy milyen alakúvá válik a terület egy tetszőleges későbbi időpontban, illetve adott mértékű lepusztulás mennyi idő alatt fog lejátszódni.

E modell jelentősége az, hogy érvényessége nem korlátozódik csak egy bizonyos karr-forma estére, hanem lehetővé teszi bármilyen kezdeti mészkőfelszín-alak „továbbfejlődésének” matematikai leírását.

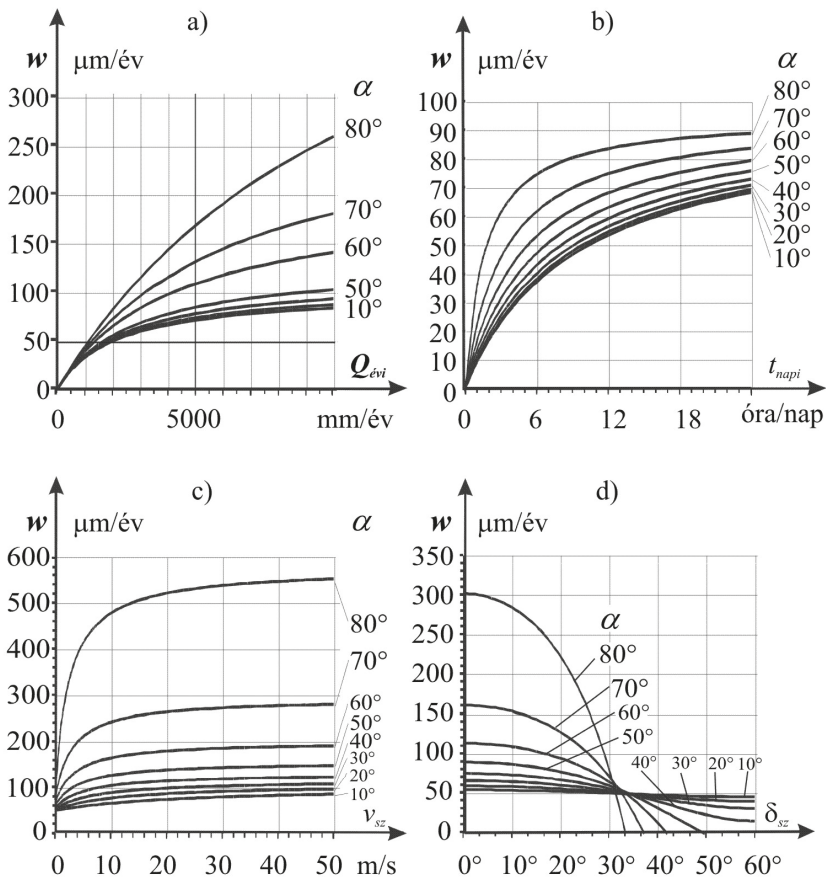
A modell „jószágának” ellenőrzése érdekében elvégeztük az egyenletrendszer megoldását egy karsztmorfológiailag is jól követhető, egyszerű esetre, amikor is a mészkő felszínét kezdetben egy α_0 dőlésszögű sík alkotja. Mutasson az x tengely a felszín dőlésének, az y tengely pedig csapásának irányába. Minthogy y irányba a mészkőfelszín magassága nem változik, a fenti egyenletekben előforduló y szerinti parciális deriváltak nullává válnak, ami az egyenletrendszer igen jelentős egyszerűsítéséhez vezet, és ezáltal analitikusan is megoldhatóvá válik. A számítások részletezését mellőzve a karrosodó mészkőfelszín egy év alatt bekövetkező süllyedési sebességére a

$$w_{\text{évi}} = \frac{k}{\rho_k} \frac{c_e}{\cos \alpha_0} \frac{Q_{\text{évi}}(\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) t_{\text{napi}} N_{\text{évi}}}{kv_{cs} t_{\text{napi}} N_{\text{évi}} + Q_{\text{évi}}(\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} \cdot v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})} \quad (19)$$

képlet adódik.

Az összefüggésekben szereplő fizikai és kémiai állandók értéke a következő: a víz dinamikai viszkozitási tényezője $\eta = 1,9 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}\cdot\text{s}$; a mészkő sűrűsége $\rho_k = 2300 \text{ kg/m}^3$; a nehézségi gyorsulás $g = 9,81 \text{ m/s}^2$; az oldódás sebességi tényezője ($T = 5^\circ\text{C}$ hőmérsékleten) $k = 3,2 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$, a vízben maximálisan feloldható kalcium-karbonát koncentrációja pedig $c_e = 0,0546 \text{ kg/m}^3$ (DREYBRODT, W.–EISENLOHR, L. 2000). Az esőcseppek süllyedési sebessége $v_{cs} = 3\text{--}8 \text{ m/s}$ (BUDÓ Á. 1972). A képlet alkalmazásánál „szabadon” (azaz a vizsgált földrajzi körülményeknek megfelelően) választható paraméterek: α_0 – a lejtő dőlésszöge [fok]; v_{sz} – a szél sebessége [m/s]; $Q_{\text{évi}}$ – a területre hulló évi csapadékmennyiség [mm/év]; t_{napi} – a napi esős időtartam átlagos ideje [s]; $N_{\text{évi}}$ – az évi esőnapok száma [db].

A 3. ábra mutatja a lepusztulás sebességét az éves csapadékhozam, a napi esős órák száma, valamint a terület felett fúvó szél iránya és nagysága függvényében (különböző lejtőszögek esetén). A diagramok azt mutatják, hogy a bemutatott elméleti modell



3. ábra A csupasz sziklafelszín süllyedési sebessége a) az évi csapadék függvényében ($t_{\text{napi}} = 10 \text{ óra/nap}$, $v_{sz} = 0$);
b) a napi esős órák függvényében ($Q_{\text{évi}} = 2000 \text{ mm/év}$, $v_{sz} = 0$);
c) a szél sebességének függvényében ($d_{sz} = 0$, $Q_{\text{évi}} = 2000 \text{ mm/év}$, $t_{\text{napi}} = 10 \text{ óra/nap}$); d) a szél irányának függvényében
($w_{sz} = 0$, $Q_{\text{évi}} = 2000 \text{ mm/év}$, $t_{\text{napi}} = 10 \text{ óra/nap}$) (szerk. SZUNYOGH G.)

Figure 3 Subsidence rate of bare rock surface based on a) annual precipitation ($t_{\text{daily}} = 10 \text{ hour/day}$, $v_{sz} = 0$);
b) daily rainy hours ($Q_{\text{annual}} = 2000 \text{ mm/year}$, $v_{sz} = 0$);
c) wind speed ($d_{sz} = 0$, $Q_{\text{annual}} = 2000 \text{ mm/year}$, $t_{\text{daily}} = 10 \text{ hour/day}$); d) wind direction ($w_{sz} = 0$, $Q_{\text{annual}} = 2000 \text{ mm/year}$,
 $t_{\text{daily}} = 10 \text{ hour/day}$) (ed. by SZUNYOGH G.)

számszerű eredményei összhangban vannak a terepi mérési tapasztalatokkal: számításaink szerint $w=50-300$ mm/ezer év, ami beleesik a szakirodalom által magadott $50-500$ mm/ezer év tartományba (HIGH, C. J.–HANNA, F. K. 1970; WHITE, W. B. 2000).

Néhány karrfajta morfogenetikája és a karrosodás intenzitása

A megfigyelések és vizsgálataink szerint a csupasz felszínek áramlásos karrjainak alakját a kőzetfelületen kifejlődött vízelborítás alakja, irányát a vízáramlás iránya alakítja. (A szivárgásos karrformák helyét, irányát, sűrűségét a kőzetek töréseinek helye, iránya és sűrűsége szabja meg.) Glaciokarsztokon, ahol a jégerózió réteglapos felületek sorozatát hozta létre, a felszíni vizek szabad áramlása nagyméretű és nagy sűrűségű karrformák kialakulását eredményezte (VERESS M. 2019).

A karrfelszínekről elkészített térképek kiértékelése azt mutatja, hogy a karrosodás a vízfolyások jelenségeivel analóg folyamatokat (hátrálás, sodorvonal-kilendülés, lefejeződés, mélységi lefejeződés) eredményez, amely során kisméretű maradványformák, vagy újabb formák jönnek létre. Az alábbiakban részletezünk néhány folyamatot.

- a) Párhuzamos rinnenkarokat (vályúk) hátráló mellékvályúk kapcsolhatják össze. Az egymással szembe hátráló mellékvályúk összekapcsolódnak, ahol vályú vízváltók alakulnak ki, mialatt a mellékvályúk a fővályúk közti gerinceket részekre különítik. A fővályúból villásan szétágazó, majd felső végükön összekapcsolódó mellékvályúk környezetüktől néhány dm-es magasságú formákat (karros sziget- és tanúhegyek) hoznak létre. De karros tanúhegyek alakulnak ki akkor is, ha a kiágazó mellékvályú felső vége hátrálása során ismét eléri a fővályút, vagy a fővályú kanyarulatának a zug részét a nyak részénél képződő mellékvályúk különítik el a környezetétől (VERESS M. 2010).
- b) Ahol az áramlás szivárgással kombinálódva áthelyeződik a felszín alá, a karsztbarlangok miniatűr (néhány m-es hosszúságú) változata, karrbarlang keletkezik, amely átmenő barlang és többszintes is lehet (VERESS M. 2010).
- c) Vízáramlás során a vízárg sodorvonala kilendül, aszimmetrikus keresztmetszetű – tehát ugyanazon oldallejtőn meredek és lankás szakaszok váltakozásával jellemezhető – meanderkarok képződnek (amelyek nem feltétlenül kanyargós alaprajzúak). Ahol a sodorvonal közel kerül a falhoz, az oldódás nagyobb intenzitású, az oldalfal meredek, aláhajló lesz, ahol a sodorvonal távolabb van, ott a kisebb áramlási sebesség miatt az oldódási intenzitás kisebb, a fal lankás alakot vesz fel a mélyülés során. Egymással szemben meredek és lankás falrészletek fordulnak elő, mert a sodorvonalnak a falhoz közelebb kerülése az átelles oldalon a távolodását eredményezi (VERESS M. – TÓTH G. 2004).

A rinnenkarok (ezek összetettek is lehetnek, amikor a nagyobbon belül kisebb méretű is található) térképeinek figyelembevételével lehetnek A típusúak, amelyek kisebb méretűek és nem zártak, valamint B típusúak, amelyek nagyobb méretűek és zártak. Amikor a hosszú rinnenkarokhoz A és B típusúak (utóbbiak ekkor nem zártak) kapcsolódnak, vályúrendszerek képződnek. A fővályúk lokálisan kiszélesednek ott, ahol abba mellékvályúk vize lép be; a megnövekedett oldódást az emiatt fellépő örvénylés okozza (VERESS M. et al. 2013).

Függvénykapcsolat van a vályútípusok sűrűsége és a hordozó lejtő dőlése között. Az A típusú rinnenkarok sűrűsége nő a lejtőszöggel, a B típusúaké csökken. Minél kisebb a hordozó lejtő dőlése, annál nagyobb és összetettebb rinnenkarok képződnek, ami arra vezethető vissza, hogy kis lejtőszögnél egyidejűleg kevés vályú képződik, és az elsőként

kialakult vályúk a később kialakultakat magukhoz kapcsolják; ugyanakkor nagyobb lejtőszögnél egyidejűleg sok, de mellékvályú nélküli A típusú vályú képződik (VERESS M. 2019, VERESS M. et al. 2015).

Magashegységeken (Totes Gebirge, Dachstein, Júliai-Alpok) 26 db 5-15 m-es hosszúságú szelvény mentén mértük a csupasz hordozó lejtőrészleteken előforduló karrformák számát és szélességét, valamint a hordozó lejtő dőlését. Sűrűséget, fajlagos szélességet (fajlagos kioldódás) számítottunk az összes előforduló formára, valamint az egyes karrfajtákra (a fajlagos szélességet a szelvény menti karrok összegzett szélességének és a szelvény hosszának a hányadosából képeztük). Totes Gebirge-i és dachsteini szelvények alapján megállapítható, hogy a magasság növekedésével nő a rinnenkarrok fajlagos szélessége, de kis mértékben a hasadékkarroké is. A fajlagos szélesség a fenyő övben 14 cm/m, a törpefenyő övben 20 cm/m, a csupasz felszíneken 11 cm/m rinnenkarroknál, míg ugyanezen övekben 13 cm/m, 4 cm/m és 6 cm/m hasadékkarroknál. E két karrforma adja a fajlagos leoldódás 80%-át (rinnenkarroknál ez 15,23 cm/m, hasadékkarroknál 7,75 cm/m). Csökken viszont az összes karrforma sűrűsége a magasság növekedésével.

Az említett hegységeken az összes fajlagos leoldódás a fenyő övben 32 cm/m, a törpefenyő övben 30 cm/m, a növénytelen övben 22 cm/m. (Az övek az Alpok különböző hegységeiben – bár lehetnek eltérések – a fenti sorrendben az alábbi magasságok között fejlődtek ki: 1600–1800 m, 1800–2000 m, 2000–2200 m.) Az Assiagói-fennsíkon az átlagos fajlagos leoldódás közel 40 cm/m, de előfordul olyan szelvény, ahol ez 54 cm/m-es értékű, sőt Diego de Almagro szigetén csupasz felszínen 81,91 cm/m fajlagos szélességű szelvény is van (VERESS M. et al. 2006).

Látható, hogy a biogén CO₂ mennyiségének csökkenését csak kis mértékben követi a fajlagos szélesség csökkenése (sőt a rinnenkarroknál a törpefenyő övben, a hasadékkarroknál a növénytelen övben a csökkenés helyett növekedés történik). A rinnenkarroknál ez a törpefenyőfoltokról lefolyó víz disszimilációs eredetű CO₂-jának növekedésével magyarázható (a hóval fedett törpefenyő nem fotoszintetizál, viszont disszimilál). A fajlagos szélesség nagy értéke a növénytelen övben a sok hóval, a lassú, hosszú idejű olvadással, a nem gátolt vízmozgással magyarázható (VERESS M. et al. 2006).

BÖGLI, A. (1976) szerint a lejtőkön a karrformák övezetesen rendeződnek el: felül rillenkarr, középen „Ausgleichsfläche” (sík, oldásmentes felszín), alul rinnenkarr. Vizsgálataink szerint azonban előfordulnak olyan lejtők, ahol csak egy karrforma öv, de olyan is, ahol háromnál több karrforma öv van, továbbá olyan is, ahol a formák keverten fordulnak elő. Gyakran a nagyobb karrformák lejtőinek mikrokarrjai mutatják a fenti hármas övezetességet.

A szél hatását a karrosodásra Diego de Almagro szigetén vizsgáltuk, ahol a Ny-i szél folyamatosan fúj, sebessége átlagosan 60-80 km/h, de előfordulnak 150-200 km-es szél-lökések is, a csapadék mennyisége pedig 8000 mm/év (ZAMORRO, E. – SANTANA, A. 1979). Utóbbi a fő okozója annak, hogy a sziget márványán megakarrok alakultak ki (ezek főleg madáritatók, amelyek talpi átmérője az 50 m-t is meghaladhatja). Az intenzív Ny-i szél hatására elsősorban a szélnek kitett lejtők karrosodnak. Ennek oka, hogy a szél egyrészt vízhozam-növekedést okoz (a szélnek kitett lejtőkön megnő az időegység alatt lehullott csapadék mennyisége), másrészt nyomásnövekedést okoz (légköri CO₂ lép be a vízbe), továbbá a szél a lejtőn tartja a vizet, a szélesebb és a hópelyhek becsapódása pedig kedvez az örvénylésnek. Ugyanakkor szélárnyékos helyeken (pl. kőtömbök mögött), ahová kevesebb víz jut, karros magasztok maradnak vissza (VERESS M. et al. 2006).

A trópusi karrok (változatai a madagaszkári tsingy, a kínai köerdő, a sarawaki pinnacle karszt, az új-guineai pinnacle-arête karszt és az ausztráliai trópusi monszun karszt) nagyméretű maradványformákból (tornyokból, pillérekéből) és hasadékokból felépülő

megakarrok. A madagaszkári Bemaharai tsingynél (VERESS M. et al. 2008), a trópusi monszun karsztoknál (GRIMES, K. G. 2009) és Tanzánia egyik karsztjánál (COOKE, H. J. 1973) tapasztalható, hogy a hasadékok karsztvízszint alatti üregekkel kapcsolódtak össze, amit a hasadékok (ezek több m szélességűek és 50-80 m-es mélységűek is lehetnek) karsztvízszint alatt kialakult formái bizonyítanak. E trópusi karrváltozat kialakulásában több tényező is szerepet játszott (VERESS M. et al. 2008; GRIMES, K. G. 2012). Ezek közé tartozik a kőzet kicsi elsődleges porozitása, mivel a törés nélküli felszínen nincs, vagy nagyon kicsi a beszivárgás, így sok víz jut a nyitott törésekbe. Másrészt miután a csapadékeloszlás egyenetlen, gyakoriak a felhőszakadások (vagy ilyenyszerű esők), a törések mentén a hasadékfejlődés intenzív. Továbbá e karsztokon a karsztvízszint, különösen a magas karsztvízszint jelentősen megemelkedik az esőzések, a folyóáradások vagy a tengerszint emelkedése miatt, aminek következtében a karsztvízes üregek a hasadéktalpakhoz közeli helyzetűek; ez kedvez a hasadékok és az üregek összekapcsolódásának.

Rinnenkarrok fejlődésének feltárása modellvizsgálatokkal

Modellezéssel vizsgáltuk a vízgyűjtőn a mellékvályúk szerepét a fővályúk fejlődésében. A vízgyűjtőn előforduló vízmennyiséget JENSON, S. K. – DOMINIGUE, J. O. (1988) térinformatikai szoftverekben is alkalmazott, cellás felosztásra alapuló (Flow Accumulation) módszerét figyelembe véve modellszámítással közelítettük meg. Az általunk specifikusan rinnenkarrok vizsgálatára finomított számítógépes eljárás lényege, hogy a vízgyűjtő területet $0,01 \text{ m}^2$ méretű területnégyzetekre (azaz vízgyűjtő cellákra) osztottuk fel. Az egyes cellákhoz két értéket rendeltünk hozzá, a vízmennyiséget és az átáramlás irányát. A vízgyűjtő területén minden cella vízmennyiségét egységnyinek tekintettük. Ehhez adódik hozzá a szomszédos cellákból beáramló további vízmennyiség. Így a vízgyűjtő lejtéstulajdonságait figyelembe véve egy adott cellában a szomszédos cellákból induló áramlás (irány)vektorai szerint érkező vízmennyiségek arányait összegeztük.

A fővályúval közvetlenül szomszédos vízgyűjtőmodell-cella vízmennyisége és a terepen ugyanabban a pontban meghatározott vályúkeresztmetszet értékének összevetésével a vízbefolyás mértéke és a vályúkeresztmetszet alakulása közötti kapcsolat is vizsgálható. Ennek eredményei arra utalnak, hogy amikor a vízgyűjtő területe kicsi, a fővályú fejlődésére gyakorolt szerepe csekély. Nagyméretű vízgyűjtő terület esetén a fővályúk keresztmetszet-növekedése követi a vályúperemnél becsült vízbefolyás mértékét. A fővályú keresztmetszet-fejlődését (még a mellékvályú kialakulása előtt) a vízgyűjtőről befolyó víz az alacsonyabb lejtéseken hatékonyabban befolyásolja (4a. ábra).

A vízgyűjtő területének összes modellezett cellaértékét figyelembe véve a vízösszegyűlés szerkezetére is becslést lehet adni. Ennek eredményei a terepi adatok tükrében értelmezve szintén arra utalnak, hogy a fővályúk, mellékvályúk és így a vályúrendszerek fejlődését meghatározza a hordozó térszín és térszínrészek lejtése. Mellékvályú ott alakul ki a vízgyűjtőn, ahol a kőzet felszínén folyó víz koncentráldódik. A kis dőlésű lejtőn azonban nő a fővályúba konvergáló vízösszefolyás esélye, e helyeken mellékvályú, illetve sűrűn mellékvályús szakaszok kialakulásának esélye nagyobb (4b. ábra). Ezáltal a mellékvályúk becsatlakozásai miatt a fővályú fejlődése az alacsonyabb lejtésű helyeken hatékonyabb. Magas dőlésszögnél a mellékvályú-becsatlakozás, így a mellékvályú eredetű örvényes vályúfejlődés ritkábban fordul elő (4b. ábra).

Miután a kialakult mellékvályúk a vízáramlás helyét egyértelműen kijelölik, a fő- és mellékvályú áramlásának kölcsönhatását pontosabb modellekkel is lehet tanulmányozni.

DEÁK GY. et al. (2012) laboratóriumban, rinnenkarr modellen, mellékvályú-becsatlakozásoknál kialakuló örvényes szakasz feltárására fizikai modellkísérleteket végzett. Az egy-, illetve több mellékvályús modellel végzett kísérletekben a vályúbecsatlakozásoknál azonosították az örvényeket és mérték azok hosszát. A vizsgálatok eredményei a vályúk összecsatlakozásánál megjelenő helyi kiöblösödő formák és az örvényesség közötti kapcsolatra utalnak (DEÁK GY. et al. 2012; VERESS M. et al. 2013), viszont a modellkísérletben csak bizonyos lejtési és becsatlakozási szögintervallumokat lehetett vizsgálni.

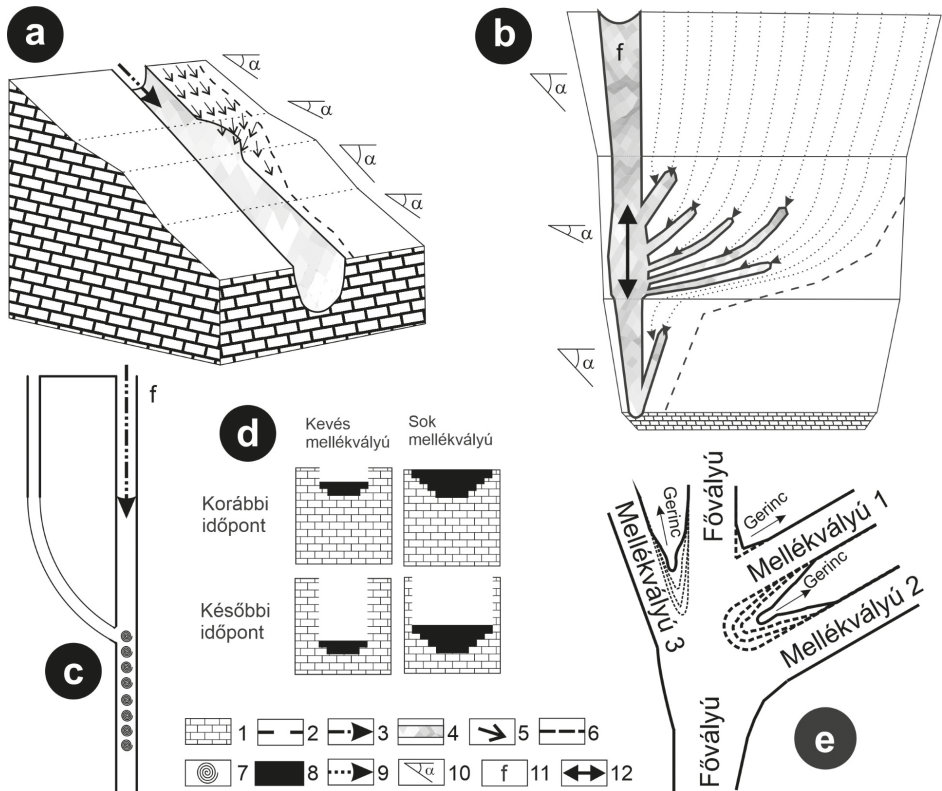
A laboratóriumi vizsgálatok korlátait az áramlásszimuláció (CFD; TU, J. et al. 2013) alkalmazásával hidaltuk át. Számítógépes tervezéssel különféle vályúösszeállításokat készítettünk. Mindegyiknél a fővályúba egy mellékvályú csatlakozott be, ez utóbbi becsatlakozási szögét (10° és 90° között), valamint az összeállítás lejtési szög paramétereit (5° és 45° között) módosítottuk kísérletenként. A kísérletek során a modelleken számítógéppel, CFD áramlásszimuláció alkalmazásával áramlást bocsátottunk át és mértük az intenzív örvényes szakaszok hosszát. A szimulált adatok alapján a terepi morfológiában észlelhető jelenségeket értelmeztük, különös tekintettel a helyi kiöblösödés hosszára. A szimulációk igazolták, hogy a fővályúban létrejövő intenzív örvényességet a mellékvályúból érkező vízág okozza. A szimulált örvényesség morfológiájának térbeli vizsgálata alapján az örvényesség jelenléte és értéke a fővályúban a mellékvályú becsatlakozásánál a legnagyobb (4c. ábra). Az örvényesség értéke a mellékvályú becsatlakozás(ok) szakaszát elhagyva fokozatosan csökken.

A szimulált modellkísérleteink lehetővé tették az intenzív örvényes szakasz azonosítását (4c. ábra). Az itt meghatározott örvényes szakaszok hosszai összhangban vannak a terepi mérésekkel azonosított helyi kiöblösödések hosszaival, ami az intenzív örvényesség és a helyi kiöblösödés kapcsolatát erősíti.

Az is megállapítást nyert, hogy a modellkísérlettel szimulált intenzív örvényes szakaszok és a terepen mérhető helyi kiöblösödések hosszai alacsony lejtőszögnél a legnagyobbak. A becsatlakozási szögeket tekintve átlagosan azok a mellékvályúk okoznak hosszabb intenzív örvényes szakaszhoz, amelyek meredekebb becsatlakozási szöggel kapcsolódnak a fővályúkhöz. Az ilyen becsatlakozások esélye pedig kicsi lejtőszögnél a nagyobb (4b. ábra).

A terepi és szimulációs vizsgálataink alapján e kísérlet eredményeit a helyi kiöblösödő formák fejlődésre is ki lehet terjeszteni. A CFD áramlásszimuláció eredményei és a terepen felmért nagyszámú helyi kiöblösödés adatai arra utalnak, hogy akárcsak a vályú egészében, az összecsatlakozásoknál is a vályúkeresztmetszet általános fejlődési iránya a mélyülés. Ezáltal a kezdeti szakaszban kialakuló helyi kiöblösödés mélysége idővel jelentősen meghaladja a szélességét (kürtöszerű formává fejlődik). Minél több mellékvályú csatlakozik azonban be egymás közelében (tehát minél nagyobb a vízbepótlás), annál nagyobb lesz a vályú keresztmetszetének fejlődésében az oldalirányú növekedés (szélesedés) mértéke, és madáritatószerű forma jön létre. Ez utóbbi esetben – bár a fejlődés iránya továbbra is a mélyülés – a mélység a szélesség értékét jóval később haladja csak meg (4d. ábra). A CFD áramlásszimuláció alapján ezt kezdetben elősegíti az is, hogy az örvénylés a sűrűn mellékvályús szakasz mentén a mellékvályúk közötti vályúkői gerinceknél van jelen, azokat körbeveszi, ami e gerincek hátráló irányú fejlődését segíti (4e. ábra).

A modellkísérletek szerint az örvénylés a vályúk egyéb, nem kiöblösödő részén is jelen van, csak kisebb mértékű. Ez eredményezi a vályúnak a kiöblösödések közti szakaszon történő kisebb mértékű keresztmetszet-növekedését is, amelyekről korábbi kutatások (VERESS M. et al. 2016) is beszámoltak.



4. ábra Vályúfejlődést befolyásoló terepi hatások összefoglalása elvi ábrákon. a) A vízgyűjtő keresztmetszet-növekedést (formálódó helyi kiöblösödést) hoz létre. b) A vízösszegyűlés, a mellékvályúban sűrűbb részek és a közös helyi kiöblösödés az alacsonyabb dőlésű térszínszakaszokat jellemzi. c) Az áramlásszimuláció alapján az örvényesség (ezáltal az örvényes diffúzió) minden esetben a becsatlakozásoknál jelenik meg, adott hosszúságú szakasz mentén.

d) Minél nagyobb vízhozam fordul elő a kiöblösödő formában, annál számottevőbb az annak oldalfalára gyakorolt oldódhatás, így annak szélesedése is. e) Vályúközi gerincek visszahúzódásának vázlatos folyamata fiatal, több mellékvályús becsatlakozásnál. (Szerk. MITRE Z.)

Jelmagyarázat: 1 – mészkő; 2 – vízgyűjtő határa; 3 – vízáramlás iránya a fővályúban; 4 – rinnenkarr; 5 – vízgyűjtőn mozgó víz iránya; 6 – vályúközi gerinc kiterjedése korábbi időpontokban; 7 – intenzív örvényes szakasz; 8 – vízkitöltöttség; 9 – vízágak a vízgyűjtőn; 10 – térszín(szakasz) lejtése; 11 – fővályú; 12 – mellékvályú okozta terepi helyi kiöblösödés szakaszhossza.

Figure 4 Summary of field effects influencing channel development on theoretical figures.

a) The catchment area results in cross-section increase (local hollowing). b) The accumulation of the water of streams, the denser parts in tributary channels and joint local hollowing are characteristic of terrain sections with lower inclination. c) Based on flow simulation, vorticity (by this, vorticity diffusion) appears at connections in all cases, along a section with a given length. d) The greater the quantity of discharge in the feature of hollowing, the larger the dissolution effect on its side wall, thus, the more significant the widening of the main channel e) The schematic process of the retreat on interchannel ridges at young connections with several tributary channels. (Ed. by MITRE Z.)

Legend: 1 – limestone; 2 – boundary of catchment area; 3 – direction of water flow in the main channel; 4 – rinnenkarren; 5 – direction of water moving in the catchment area; 6 – the expansion of interchannel ridge at earlier time; 7 – intensive section of vorticity; 8 – degree of water fill; 9 – rivulets in the catchment area; 10 – slope of terrain (section); 11 – main channel; 12 – section length of local hollowing in the field caused by tributary channel.

Következtetés

Elméleti számításaink szerint a karrosodás általi felületi lepusztulás 50–300 mm/ezer év. Csupasz lejtőkön mérésekkel és elméleti számításokkal mutattuk be a karrosodás

intenzitását különböző lejtőszögeknel és különböző növényövekben. Főleg a rinnenkarrok fejlődését vizsgáltuk. E karrforma fejlődését számítógépes laboratóriumi kísérlettel, modellezéssel tártuk fel. A modellkísérletek figyelembevételével megállapítható, hogy valamely vályú fejlődését meghatározza a hordozó térszín lejtése, a mellékvályúk sűrűsége, valamint azok becsatlakozási szöge. A fővályú keresztmetszete nemcsak fokozatosan növekedik lejtésirányban, hanem azokon a szakaszokon is megnő, ahol nagyméretű vízgyűjtővel érintkezik. A megnövekedett keresztmetszetű vályúszakaszt a mellékvályúk becsatlakozásánál lokálisan (szakaszosan) helyi kiöblösödések, kürtők, madáritatók tagolják.

VERESS MÁRTON
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
veress.marton@sek.elte.hu

SZUNYOGH GÁBOR
Óbudai Egyetem
drszunyoghgabor@gmail.com

PÉNTEK KÁLMÁN
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
pentek.kalman@sek.elte.hu

MITRE ZOLTÁN
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
zoltan.mitre@gmail.com

ZENTAI ZOLTÁN
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
zentai.zoltan@sek.elte.hu

DEÁK GYÖRGY
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
gyorgydeak8@gmail.hu

TÓTH GÁBOR
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
toth.gabor@sek.elte.hu

SZÉLES GYULA
ELTE Savaria Egyetemi Központ, Szombathely
gyulabdf@gmail.com

IRODALOM

- BÖGLI, A. 1976: Die wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen. – In: Karst processes and relevant landforms. Department of Geography, Philosophical Faculty, University of Ljubljana. Ljubljana. pp. 141–149.
- BUDÓ Á. 1971: Kísérleti fizika I. – Tankönyvkiadó, Budapest. 517 p.
- COOKE, H. J. 1973: A tropical karst in North-East Tanzania. – Zeitschrift für Geomorphologie 17. 4. pp. 443–459. <https://doi.org/10.1127/zfg/17/1973/443>
- DEÁK GY. – SAMU SZ. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – VERESS M. 2012: Vízáramlási modellkísérletek vályúrendszerben. – Karsztfelődés XVII. pp. 155–163.
- DREYBRODT, W. 1988: Processes in karst systems. Physics, chemistry and geology. – Springer, Berlin, New York, Heidelberg. 294. p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-83352-6>

- DREYBRODT, W.–EISENLOHR, L. 2000: Limestone dissolution rates in karst environments. – In: KLIMCHOUK, A.–FORD, D. C.–PALMER, A. N.–DREYBRODT, W. (szerk.): *Speleogenesis: evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville. pp. 136–148.
- FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 2007: *Karst hydrogeology and geomorphology*. – John Wiley & Sons, Chichester. 561 p. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- GABROVSEK, F. 2000: Evolution of early karst aquifers: from simple principles to complex models. – Inštitut za Raziskovanje ZRC SAZU, Založba ZRC. 150 p. <https://doi.org/10.3986/9616358138>
- GINÉS, A. 2009: Karrenfield landscapes and karren landforms. – In: GINÉS, A. –KNEZ, M. –SLABE, T.–DREYBRODT, W. (szerk.): *Karst rock features. Karren sculpturing*. Carsologica 9. ZRC Publishing. Ljubljana. pp. 13–24. <https://doi.org/10.3986/9789610502968>
- GRIMES, K. G. 2009: Tropical monsoon karren in Australia. – In: GINÉS, A. –KNEZ, M. –SLABE, T.–DREYBRODT, W. (szerk.): *Karst rock features. Karren sculpturing*. Carsologica 9. ZRC Publishing. Ljubljana. pp. 391–410.
- GRIMES, K. G. 2012: Surface karst features of the Judbarra/Gregory National Park, Northern Territory, Australia. – *Helictite* 41. pp.15–36.
- HIGH, C. J.–HANNA, F. K. 1970: A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. – *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin* 5. 24 p.
- JENSON, S. K.–DOMINGUE, J. O. 1988: Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System analysis. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54. 11. pp. 1593–1600.
- SZUNYOGH G. 2005: A theoretical approach to establish the duration of denudation on limestone surface without soil cover. – *Acta Carsologica* 34. 1. pp. 9–23. <https://doi.org/10.3986/ac.v34i1.276>
- TU, J.–YEOH, G. H.–LIU, CH. 2013: *Computational fluid dynamics. A practical approach*. 2nd edition. – Elsevier Ltd. Amsterdam. 440 p.
- VERESS M. 2010: *Karst environments – Karren formation in high mountains*. – Springer. Dordrecht – Heidelberg – London – New York. 230 p.
- VERESS M. 2019: Karren and karren formation of bare slopes. – *Earth Science Reviews* 188. pp. 279–290. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.006>
- VERESS M.–LÓCZY D.–ZENTAI Z.–TÓTH G.–SCHLÄFFER R. 2008: The origin of the Bemaraha tsingy (Madagascar) – *International Journal of Speleology* 37. 2. pp. 131–142. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.37.2.6>
- VERESS M.–SAMU SZ.–MITRE Z. 2015: The effect of slope angle on the development of type a and type b channels of rinnenkarren with field and laboratory measurements. – *Geomorphology* 228. pp. 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.014>
- VERESS M.–SZUNYOGH G.–TÓTH G.–ZENTAI Z.–CZÓPEK I. 2006: The effect of the wind on karren formation on the Island of Diago de Almagro (Chile) – *Zeitschrift für Geomorphologie* 50. 4. pp. 425–445. <https://doi.org/10.1127/zfg/50/2006/425>
- VERESS M. – TÓTH G. 2004: Types of meandering karren. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 48. 1. pp. 53–77. <https://doi.org/10.1127/zfg/48/2004/53>
- VERESS M.–TÓTH G.–ZENTAI Z.–KOVÁCS Gy. 2006: A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben. – *Karszt és Barlang* 2002–2003. pp. 39–48.
- VERESS M.–ZENTAI Z.–PÉNTÉK K.–MITRE Z.–DEÁK Gy.–SAMU SZ. 2013: Flow dynamics and shape of rinnenkarren systems. – *Geomorphology* 198. pp. 115–127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.019>
- WHITE, W. B. 1988: *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. – Oxford University Press, New York – Oxford. 464 p.
- WHITE, W. B. 2000: Dissolution of limestone from field observations. – In: KLIMCHOUK A.–FORD, D. C.–PALMER, A. N.–DREYBRODT, W. (szerk.): *Speleogenesis: evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville. pp. 149–155.
- ZAMORRO E.–SANTANA A. 1979: Características climáticas de la costa occidental de la Patagonia entre las latitudes 46°10' y 56°30 s. – *Anales del Instituto de la Patagonia* 10. pp. 109–154.