

A Mester-Hajag fedett karsztos formáinak morfometriai vizsgálata

Morphometric analysis of the covered karst of Mester-Hajag block

VETÉSI-FOITH SZILÁRD

PTE-TTK Földtudományok Doktori Iskola, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.

szilard.vetesi@gmail.com

Abstract: In this study we have done karstmorphometric analyses on a covered karst field vigorously divided by limestone cones on the Mester-Hajag block (Bakony Mountain). Several parameters of the subsidence dolines of this area were examined. We distinguished five observation sites, these are the followings: subsidence dolines by a less- and strongly exhumed limestone cone rows (I-II.), subsidence dolines between scattered cones (III.), subsidence dolines in a cone-less area (IV.), and subsidence dolines in a valley (V.). We analysed the maximum- and minimal diameter, depth, elongation, and the shape of the dolines. To study the previous parameters, bins were performed. Our goal was to find out whether there are any relation between the doline bearing areas and the morphology of the subsidence dolines. The data suggests that the morphological environment determines the development of the subsidence dolines. Especially the size of the limestone cones (or the lack of them), the fractures and the slope of the area has the biggest influencing role in the morphology and development of subsidence dolines.

Keywords: Bakony Mountains, covered karst, subsidence doline, morphometric analysis, orientation

Bevezetés

A tanulmányban a Mester-Hajag (Bakony-hegység) utánsüllyedékes dolináival foglalkozunk. E tanulmány célja annak bemutatása, hogy a Mester-Hajagon a hordozó felszín morfológiája hogyan hat a felszíni karsztos formák tulajdonságaira és fejlődésére.

A Bakony-hegység (magassága 150-700 m) a tágabb értelemben vett Bakonyvidék része. A Bakony-hegység két kistáj csoportra (Északi-Bakony, Déli-Bakony) különül. A hegység jelenlegi helyére a miocénben került a Dunántúli-középhegység tagjaként (Alpaca nagyszerkezeti egység)

(STEGENA et al. 1975; CSONTOS – VÖRÖS 2004). E nagyszerkezeti egység az Ausztro-Alpi takarórendszer legfelső nem metamorf tagja (BUDAI – KONRÁD 2011). Fő felépítő kőzete a triász földolomit (Földolomit Formáció), amelynek vastagsága a Dunántúli-középhegységben helyenként az 1500 m-t is meghaladhatja (HAAS 1993). A földolomitra helyenként többnyire kis vastagságban triász dachsteini (Dachsteini Mészke Formáció), jura, kréta és eocén mészkő települ. Ezek vastagsága a néhányszor 10 m-től néhány száz m-ig terjedhet. A hegység fő sajátossága szerkezetének aszimmetrikus kifejlődése. ÉNy-on és DK-en idős triász karbonátos kőzetek jellemzők, de ÉNy-on a triásznál idősebb kőzetek a mélybe süllyedtek. A hegység középső részén jura-korú nyílt tengeri, valamint kréta és eocén korú sekélytengeri környezetben kialakult karbonátos kőzetek települnek a lokális mélyedést formáló triász aljzatra (LÁNG 1962, BUDAI – KONRÁD 2011).

A Bakony-hegység krétavégi trópusi karsztos tönkfelszíne tektonikusan, már az eocénben feldarabolódott (SZABÓ 1956, 1968; BULLA 1968). Emiatt az oligocénvégi-miocén eleji deltakavics elborítás (Csatka-i Kavics Formáció) már egy tagolt felszínre érkezett (KORPÁS 1981). E kavicsstakarónak ma már csak foltjai vannak meg, de a hegység egyes részeiről (pl. Tési-fennsík) már teljesen lepusztult. Nem karsztos fedő még a hegységben a pannon agyag és az egész hegységre jellemzően nagy kiterjedésben előforduló lösz.

A Bakony-hegység karsztja a hazai karsztterületek között az egyik legkutatottabbnak számít. A XX. század harmadik felétől egészen napjainkig jelentek meg különböző tanulmányok, melyek a hegység barlangjait (BERTALAN 1938, 1955, 1958; ESZTERHÁS 1981, 1983), ehhez

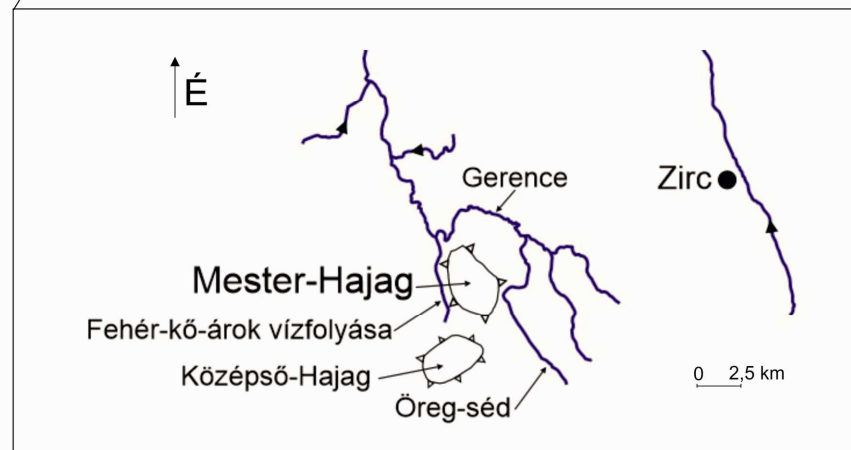
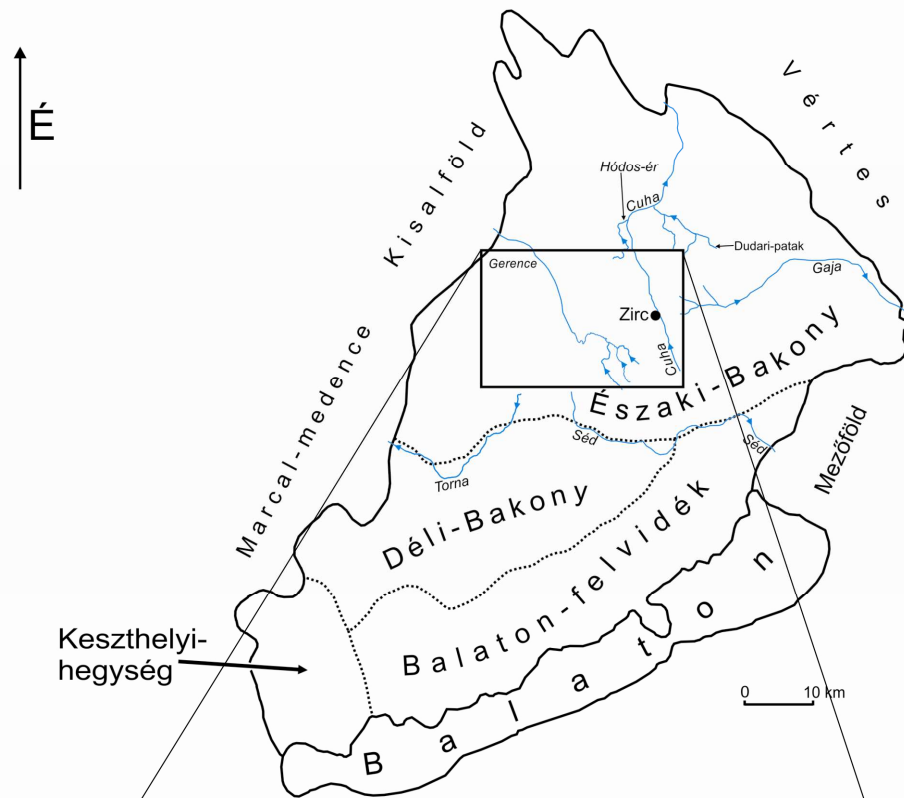
kapcsolódóan a hegység karsztvizét (PAPP 1942; SZÁDECZKY-KARDOSS 1941, 1948; BÖCKER 1972; CSEPREGI 2007; CSEPREGI et al. 2014) vizsgálta. A hegység karsztosodásának általános kérdéseit LÁNG (1948, 1958, 1962), LEÉL-ÖSSY (1960), JAKUCS (1977), HEVESI (1991a, 1991b), VERESS (2000, 2016) vizsgálta. A hegység paleokarsztjával VADÁSZ (1946), SZABÓ (1956, 1966), PATAKI (1983), a felszíni fedett karsztos formakincsével GERGELY (1938), RÉVÉSZ (1947), LÁNG (1948, 1958, 1962), VERESS (1982, 2000) és HEVESI (1991a, 1991b) foglalkozott.

A hegység különböző magasságú és fejlődéstörténetű rögökre különül. A magasabb helyzetű rögök – ezek egyike az általunk vizsgált Mester-Hajag is – hegyeket, az alacsonyabb helyzetűek medencéket és árkokat alkotnak. A nem karsztos fedő főleg az utóbbiakban van jelen, de foltokban az előzőekben is előfordul. Ott, ahol a fedő vízáteresztő, fejlődtek ki a hegység fedett karsztjai. A Mester-Hajag területe is – miután kisebb-nagyobb foltjai vannak a vízáteresztő fedőnek – részben fedett karszt.

A hegység karsztvize főkarsztvízre és karsztvíz emeletekre különül. A főkarsztvíz amelyet főleg a földolomit tároz, a hegység peremén 117-220 m magasságok közötti (PAPP 1942; SZÁDECZKY-KARDOSS 1941, 1948), míg a hegység belsejében 290 m magasságú (BÖCKER et al. 1983). A karsztvíz emeletek a kréta és eocén felépítésű felépítésű rögökben fejlődtek ki a vízzáró betelepülések felett. Karsztvíz emelete van a Mester-Hajagnak is. A rög peremi források magasságának figyelembevételével annak szintje mintegy 480 m magasságú.

Kutatási területünk a Mester-Hajag az Északi- vagy más néven Öreg-Bakonyban található. Északról a Sötét-árok, keletről az Öreg-Séd völgye, nyugatról a Fehér-kő-árok, délről a Szekrényes-kő-árok határolja (1. ábra).

A Mester-Hajag átlagos tengerszintfeletti magassága mintegy 500 m. A Mester-Hajag kiterjedése hozzávetőlegesen 1 km². E kis kiterjedés és a völgyek általi körülzárttsága miatt a fedő lepusztulása nagymértékű volt. Felszíne ÉNy-i irányban kb. 9°-os dőléssel rendelkezik.



1. ábra: A Mester-Hajag elhelyezkedése a Bakony-hegységben
Fig. 1.: Mester-Hajag Mountain's position in the Bakony Mountain

Fő felépítő kőzetei középső kréta mészkövek (Zirci Mészkő Formáció), melyek fentről lefelé haladva az alábbiak: orbitolinás mészkő, requieniás mészkő, valamint münériás agyag. Felszínét fedetlen, eltérő mértékben exhumált mészkő magaslatok tagolják, amelyek között fedőüledékes felszínek találhatók. A Mester-Hajag É-i részén a magaslatok ÉNy-DK irányban megnyúltak és a fenti irányba sorokat képeznek. D-i részén a magaslatok kevésbé megnyúltak és nem képeznek sorokat. A magaslatok kitakaródását a fedő elszállítódása tette lehetővé. A magaslatok között azonban a fedő részben megmaradt. A fedőüledékes felszínek alakját a kúp csoportok mintázata szabja meg. Ennek megfelelően a fedőüledékes felszínek É-on ÉNy-DK irányban megnyúltak, D-en inkább szabálytalan alaprajzúak (2. ábra). E felszínek hordozzák a Mester-Hajag utánsüllyedékes dolináit.

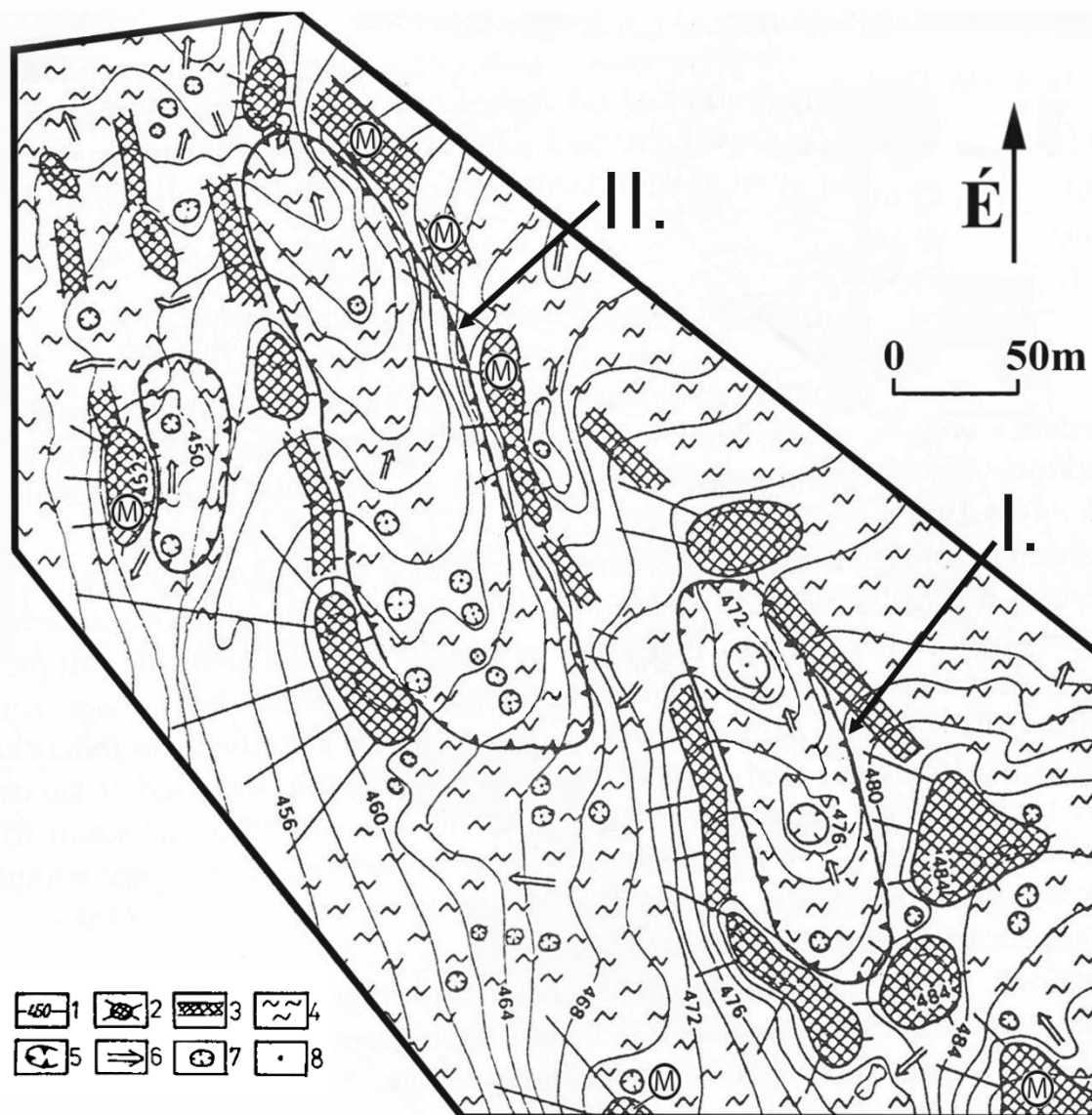
Eszközök és módszer

A Mester-Hajag utánsüllyedékes dolináit hasonlítjuk össze morfológiai elemzéssel. A dolinák méreteit, megnyújtottságát, mélysége és átmérője közötti kapcsolatot WILLIAMS (1971, 1972a, 1972b), felszíni kiterjedésük és mélységük kapcsolatát JENNINGS (1975) vizsgálta. A legközelebbi szomszéd index paraméterét, mely a dolinák térbeli eloszlását, azok „random” jellegét, azaz véletlenszerűségüket tükrözi, CLARK és EVANS (1954) tanulmányozta. A felszíni karsztos depressziók matematikai függvényekkel történő leírását VERESS - PÉNTEK (1987, 1988, 1989) és PÉNTEK et al. (2000) adta meg.

A morfológiai elemzéshez rendelkezésre álló 1:500 méretarányú domborzatrajzi (VERESS 1982) és morfológiai (VERESS 2016) térképek

adatainak felhasználásával történt. A rög utánsüllyedékes dolináinak hordozó térszíneit a fenti térképtípusok figyelembevételével az alábbi morfológiai környezet típusokba soroltuk:

- Kevésbé exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő fedett karszt (I.)
- Exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő fedett karszt (II.)
- Szabálytalan elrendeződésű kúpok környezetében lévő fedett karszt (III.)
- Kúpmentes területen lévő fedett karszt (IV.)
- Völgytalpi fedett karszt (V.)



2. ábra: A Mester-Hajag északi részének morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. félig exhumált kúp, 3. exhumálódó kúp, 4. exhumálódásos maradványtérészín, 5. áldepresszió, 6. anyagáthalmozódás, 7. karsztos mélyedés, 8. vízelvezető járat karsztos mélyedésben (Veress 2000)

fig.2.: Morphological map of the eastern side of Mester-Hajag

Legend: 1. contour line, 2. half exhumed limestone cone, 3. exhuming cone, 4. exhumed remnant relief, 5. pseudo depression, 6. material redeposition, 7. karstic depression, 8. drainage channel in a karstic depression (Veress 2000)

Az e területeken lévő utánsüllyedéses dolinák és a kiemelkedések paramétereinek vizsgálatához az alábbi módszereket alkalmaztuk.

Adatgyűjtés a morfometriai elemzéshez

A dolinák adatainak felmérését a már fentebb említett 1:500 méretarányú domborzatrajzi térképekről nyertük. Az öt mintaterületen összesen 55 db. utánsüllyedéses dolina adatainak leolvasására került sor. A dolinák az alábbi paramétereit mértük a térképekről:

- a hosszabbik tengely mérete és annak az északi iránnyal bezárt szöge,
- a rövidebbik tengely mérete,
- a dolina mélysége.

A fenti paraméterek felhasználásával az utánsüllyedéses dolinák az alábbi morfometriai jellemzőit számítottuk Williams (1971, 1972a, 1972b) munkáinak felhasználásával:

- megnyújtottsági arány (D), mely a dolina leghosszabb és legrövidebb átmérőjének hányadosa
- Alak (O), mely a dolina leghosszabb átmérőjének és mélységének hányadosa

A különböző területeken elhelyezkedő dolinák jellemzésére e két paraméternek az osztályközeit hoztuk létre, melyek az alábbiak:

Megnyúltság (D) szerint a dolina lehet:

- kevésbé megnyúlt, ha $1,0 < D < 1,5$
- közepesen megnyúlt, ha $1,5 < D < 2,0$ –

- erősen megnyúlt, ha $D > 2,0$.

Mivel a dolina alakját megadó érték a dolina oldallejtőinek meredekségével áll kapcsolatban, ezért alak (O) érték szerint a dolina lehet:

- nagyon meredek, ha $0 < O < 5$
- meredek, ha $5 < O < 10$
- közepes meredekségű, ha $10 < O < 15$
- lankás, ha $15 < O < 20$
- nagyon lankás, ha $O > 20$

Minden mintaterületen vizsgáltuk továbbá a kis- és nagyméretű dolinák egymáshoz viszonyított arányát, amit K-val jelöltünk és úgy kaptunk, hogy a kisméretű dolinák darabszámát elosztottuk a nagyméretű dolinák darabszámával. Így, ha „K” értéke 1-nél kisebb, akkor a nagyméretű dolinák vannak többségben, ha értéke 1, akkor számuk ugyanakkora, ha 1-nél nagyobb, akkor a kisméretű dolinákból van több. Kisméretűek azok a dolinák, amelyek mélysége fél méternél kisebb, nagyméretűek, amelyek ennél mélyebbek.

Iránygyakorisági vizsgálat

Ábrázoltuk a típusterületek megnyúlt utánsüllyedéses dolináinak és megnyúlt magaslatainak a hosszabbik tengelyeik felhasználásával az iránygyakoriságát. Az így kapott ábrákon az elemzés céljából feltüntettük a hordozó területek lejtésirányát és törésirányait (FUTÓ 1984)

Eredmények

Az öt típusterületen található utánsüllyedéses dolinák morfolometriai adatait az alábbi táblázatban foglaltuk össze (1. táblázat)

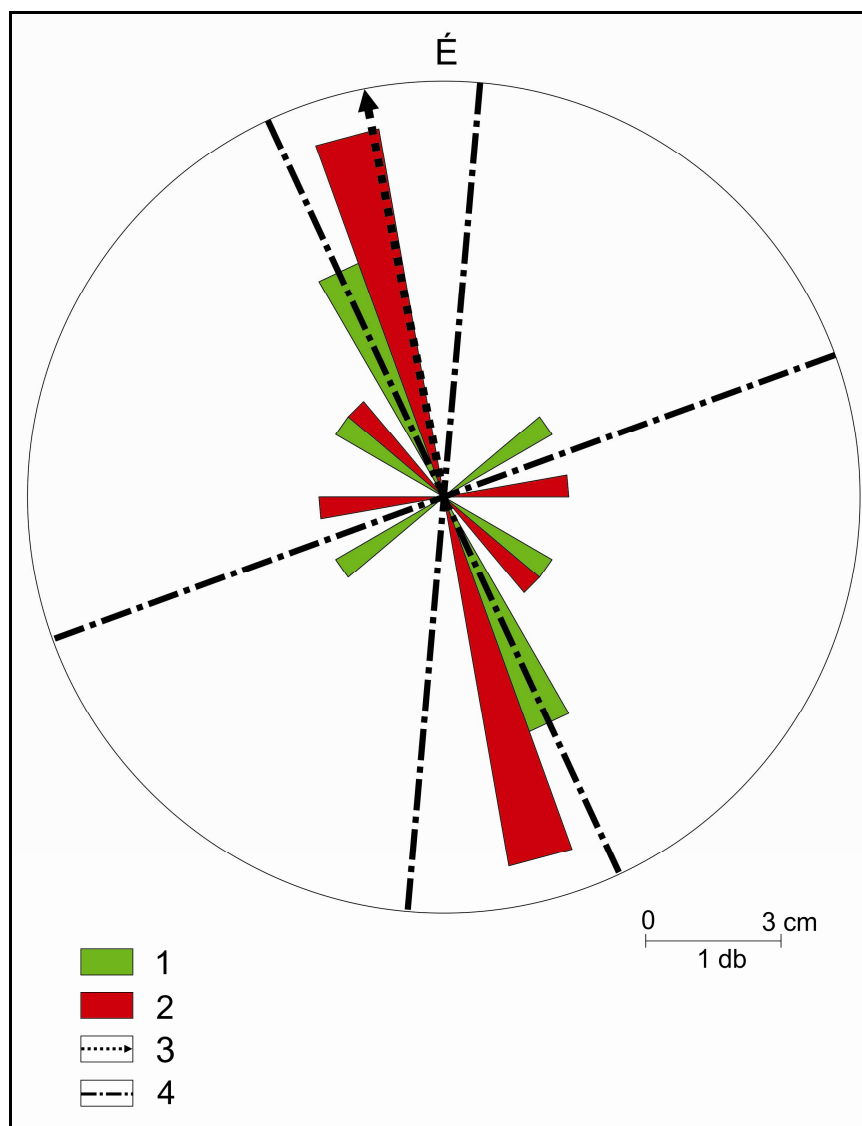
I. táblázat: A típusterületek utánsüllyedéses dolináinak morfológiai paraméterei
 table I.: Morphometric parameters of the subsidence dolines on the observation sites

A típusterületek jele	n	d1 (m) átlaga	d2 (m) átlaga	m (m) átlaga	D átlaga	O átlaga	K
I.	4	27,3	13,1	2,2	1,9	12,5	0
II.	16	7,3	5,2	0,8	1,4	14,5	1
III.	14	8,8	5,4	0,9	1,7	11,6	0,3
IV.	7	10,1	4,8	0,7	1,8	22,2	1,3
V.	14	6,8	2,9	0,6	2,3	16,5	1,8

Az I jelű típusterület jellemzése

Az itt található dolinák az utánsüllyedéses dolinák méretéhez képest nagyméretűek, mind horizontális-, mind vertikális kiterjedésben.

Az I. jelű terület dolináinak az átlagos megnyúltsága a 2-es értéket nem haladja meg, tehát a közepesen megnyúlt osztályközbe sorolandók. Az alak értékek átlaga arra enged következtetni, hogy hossz tengelyeik méretéhez képest mélységük kicsi (1. táblázat), ezért a közepes meredekségű oldallejtők által határolt utánsüllyedéses dolinák csoportjába tartoznak.

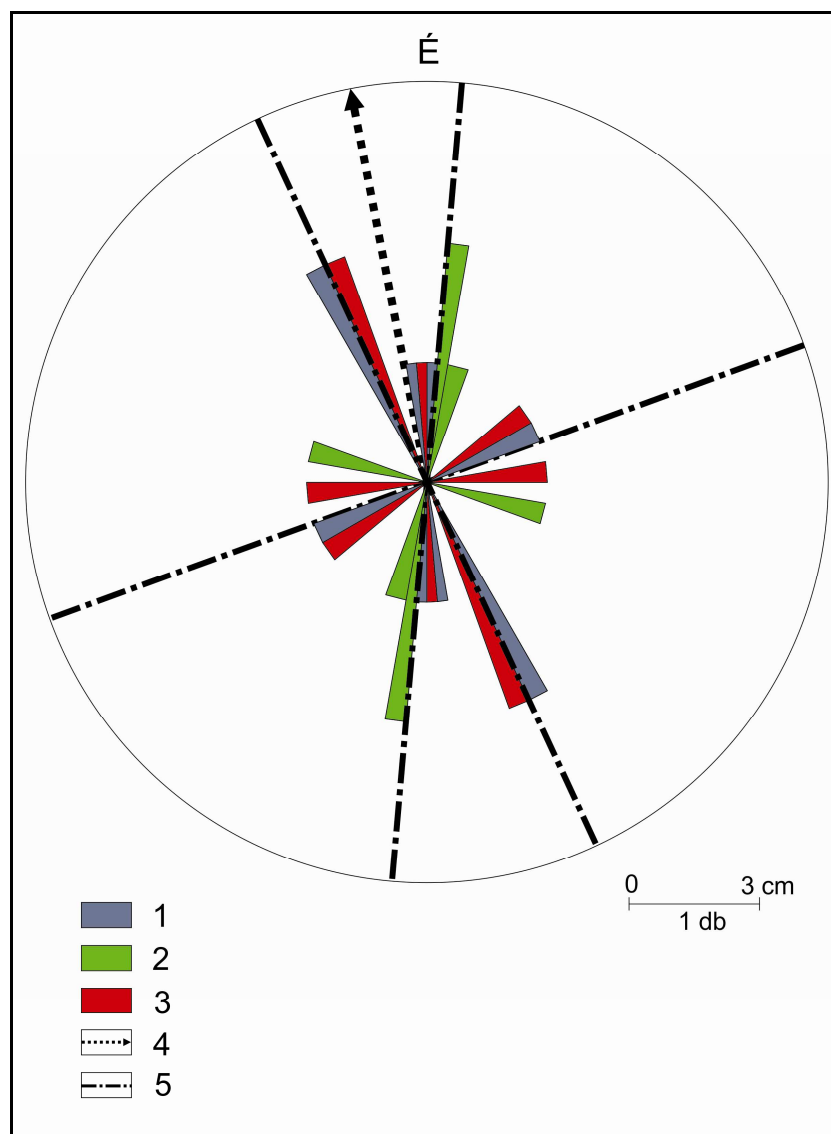


3. ábra: Az I. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
 Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedékes dolina, 2. mészkőkúp, 3. lejtésirány, 4. törésirány
 Fig. 3.: Orientation of the elongated formations on the area I.
 Legend: 1. large size subsidence doline, 2. limestone cone, 3. inclination of the surface, 4. fracture

Az I jelű terület képződményeinek iránygyakorisági ábrájáról leolvasható, hogy a kúpok és a dolinák orientációja a törésirányokkal, illetve a lejtésiránnyal jó egyezést mutatnak (3. ábra).

A II. jelű típusterület jellemzése

E területen a mélyedésekre, ugyancsak a kis méretek jellemzők. Átlagos mélységük nem haladja meg az 1 m-t. Megnyúltságuk alapján a kevésbé megnyúlt kategóriába tartoznak. Alak értékeik átlagai alapján, a közepes meredekségű oldallejtővel rendelkező dolinák csoportjába sorolandók. A vizsgált területre jellemző K érték 1, így itt a kis- és nagyméretű utánsüllyedékes dolinák egyenlő arányban fordulnak elő.



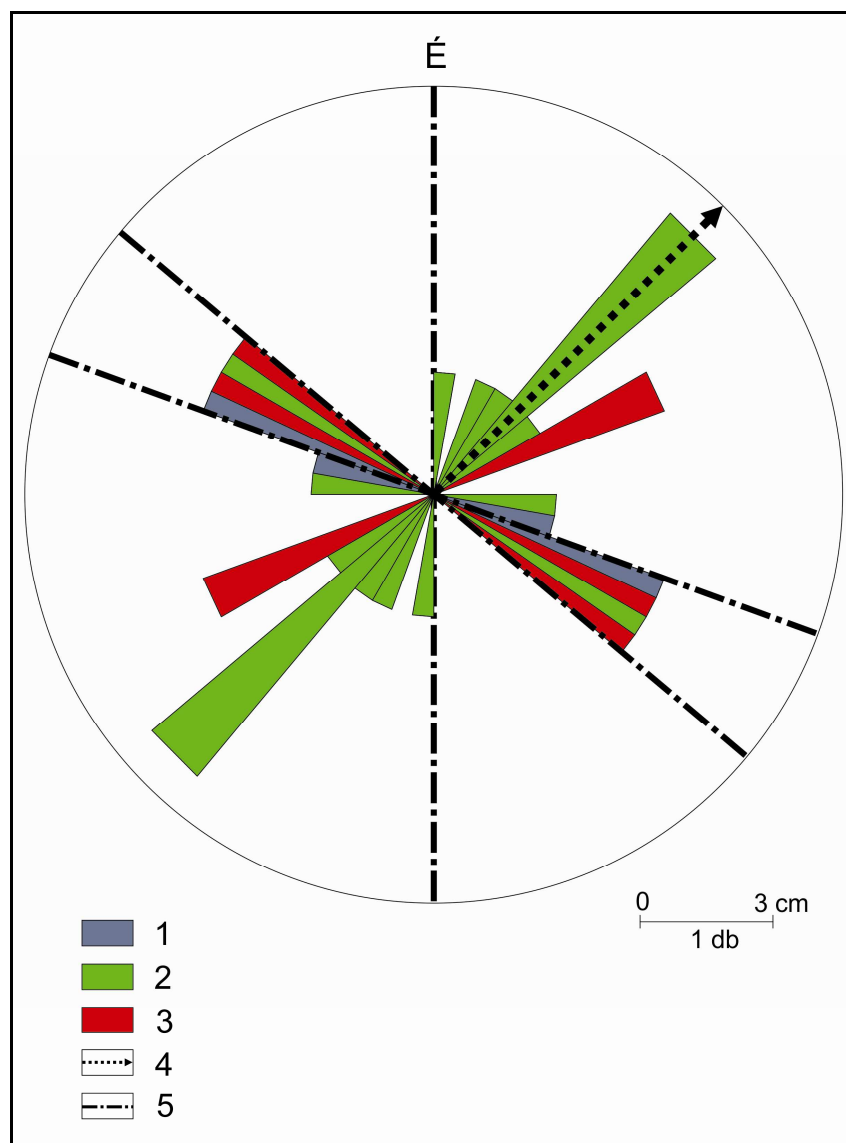
4. ábra: A II. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 2. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 3. mészkőkúp, 4. lejtésirány, 5. törésirány

Fig. 4.: Orientation of the elongated formations on the area II.
Legend: 1. small size subsidence doline, 2. large size subsidence doline, 3. limestone cone, 4. inclination of the surface, 5. fracture

Az iránygyakorisági ábra szerint, a kis- és nagyméretű dolinák, valamint a kúpok megnyúltsága e mintaterületen is jó egyezést mutatnak a törésirányokkal és a lejtésiránnyal (4. ábra).

A III. jelű típusú terület jellemzése

Itt 11 db nagyméretű, 3 db kisméretű utánsüllyedéssel rendelkező dolina és 6 db mészkőkúp található. A dolinák, azok horizontális és vertikális kiterjedése alapján közepes méretűek. Megnyúltságuk szerint a közepesen megnyúlt kategóriába, alak értékük szerint a közepes meredekségű oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. Az e területen mért K érték 1-nél kisebb, ami a nagyméretű utánsüllyedéssel rendelkező dolinák többségére utal.



5. ábra: A III. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 2. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 3. mészkőkúp, 4. lejtésirány, 5. törésirány

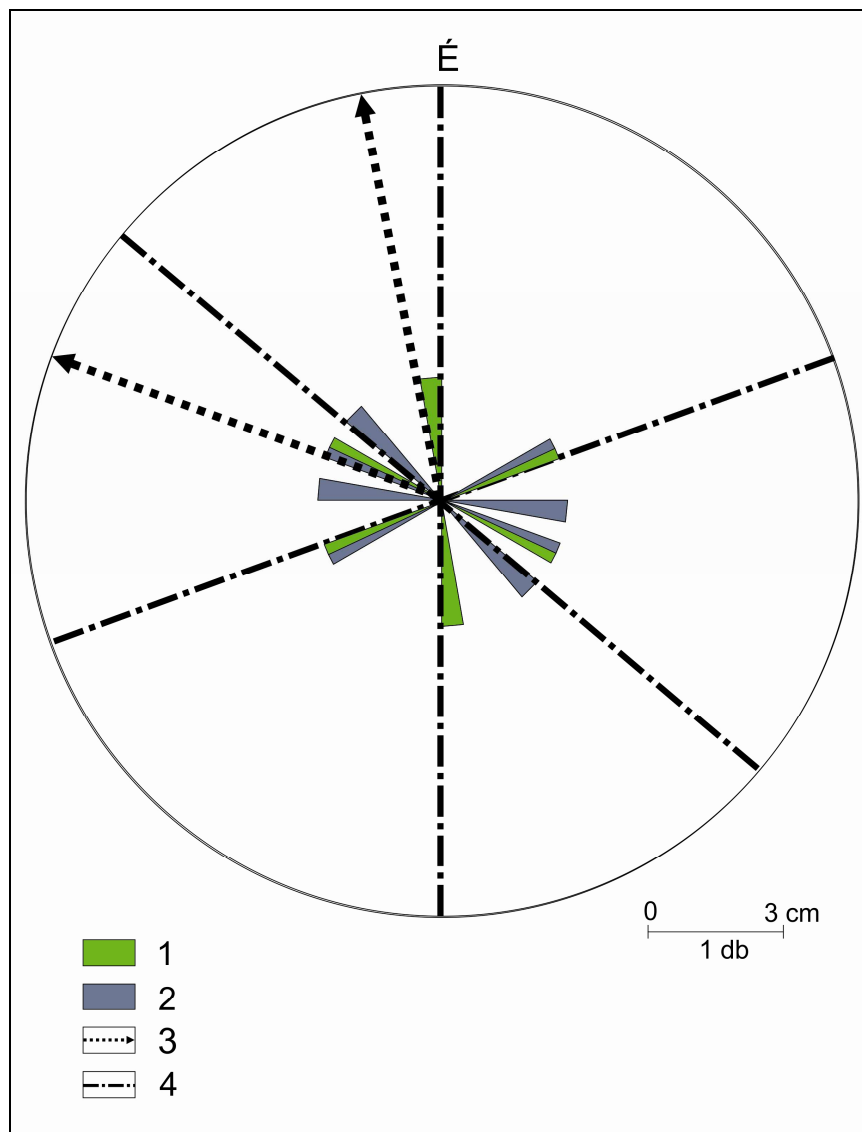
Fig. 5.: Orientation of the elongated formations on the area III.
Legend: 1. small size subsidence doline, 2. large size subsidence doline, 3. limestone cone, 4. inclination of the surface, 5. fracture

Az e területre jellemző törésirányok az alábbiak: 0°, 110°, 130°, a lejtésirány 50°. Itt a kúpok többsége a 110° és a 130°-nál található

törésirányok közé esik. Megállapítható, hogy a magaslatok iránya a törésirányokkal, míg a nagyméretű utánsüllyedékes dolinák orientációi a terület lejtésirányával mutatnak jó egyezést (5. ábra).

A IV. jelű típusú terület jellemzése

A IV. jelű területnek két előfordulása van. Így a két típusú területen összesen 4 db kisméretű és 3 db nagyméretű utánsüllyedékes dolina van. Itt a dolinák darabszáma kicsi, mivel a Mester-Hajagon kevés és kis kiterjedésű kúpmentes terület található. A dolinák horizontális kiterjedésük alapján nagyméretűnek számítanak, viszont mélységük ezen értékekhez képest kicsi. Ebből következik, hogy az itt található dolinák, alak értéküket figyelembe véve a nagyon lankás oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. Megnyúltsági értékük szerint a közepesen megnyúlt kategóriába sorolandók. A területek K értéke 1-nél nagyobb, így a kisméretű dolinák vannak többségben.



6. ábra: A IV. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 2. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 3. lejtésirány, 4. törésirány

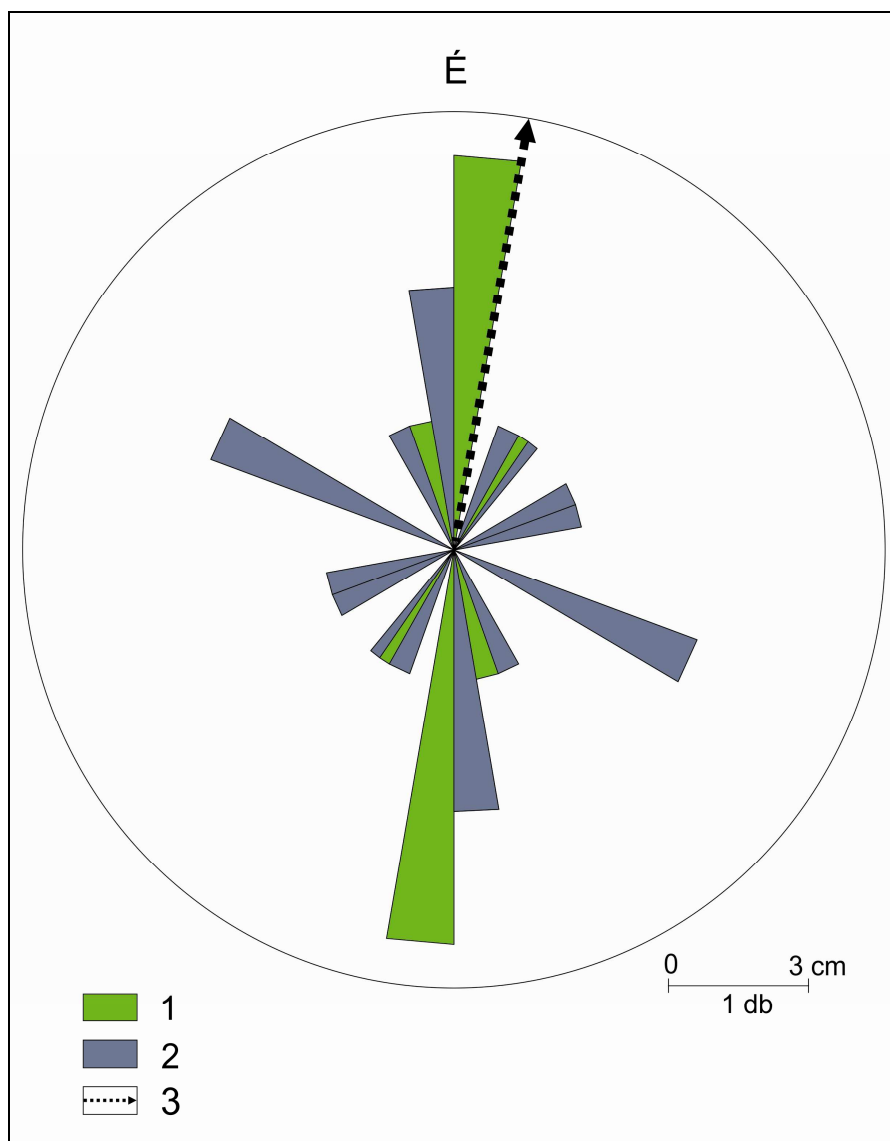
Fig. 6.: Orientation of the elongated formations on the area IV.
Legend: 1. large size subsidence doline, 2. small size subsidence doline, 3. inclination of the surface, 4. fracture

E morfológiai típusnak két előfordulása van. Ezért a 6. ábrán két felszín dőlésirányt tüntettünk fel. A két mintaterületen összesen 4 kis- és 3

nagyméretű dolina került felmérésre. Mindkét terület esetében a dolinák irányultságát főként a lejtésirány befolyásolja (6. ábra).

A V. jelű típusterület jellemzése

A V. jelű típusterületen 5 db nagy- és 9 db kisméretű mélyedés van. A dolinák horizontális és vertikális kiterjedése egyaránt kicsi. Az itt található dolinák átlagos mélysége éppen meghaladja a fél métert. Átlagos megnyúltságuk rendkívül nagy, az erősen megnyúlt kategóriába tartoznak. Átlagos alak értékük alapján a lankás oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. A területre jellemző K érték elég magas, csaknem kétszer annyi kisméretű utánsüllyedékes dolina található e mintaterületen, mint nagyméretű.



7. ábra: Az V. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
 Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 2. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 3. lejtésirány

Fig. 7.: Orientation of the elongated formations on the area V.
 Legend: 1. large size subsidence doline, 2. small size subsidence doline, 3. inclination of the surface

A dolinák megnyúltsági iránya a hordozó térszín (a völgy) lejtésirányával egyezik meg (7. ábra).

Az öt típusú terület (I., II., III., IV., V.) utánsüllyedéssel rendelkező dolinák különböző értékeinek nagyságát az 1. táblázatban mutattuk be. Legrövidebb hosszanti átmérővel a völgytalpon illetve annak oldallejtőjén kialakult utánsüllyedéssel rendelkező dolinák rendelkeznek. A leghosszabb hosszanti átmérő a kevésbé exhumálódott kúpok környezetében lévő dolinákra jellemző. Legkisebb kereszt-átmérővel ugyancsak a völgy utánsüllyedéssel rendelkező dolinái rendelkeznek. A leghosszabb kereszt-átmérőjük ugyancsak a kevésbé exhumálódott kúpsor környezetében kialakult dolinákra van jellemző. Legkisebb mélységgel a völgy utánsüllyedéssel rendelkező dolinái rendelkeznek. Legnagyobb mélység azokra a dolinákra jellemző, amelyek kismértékben exhumálódott kúpsor környezetében jöttek létre. Legkisebb megnyúltsággal az exhumálódott kúpsor környezetében lévő utánsüllyedéssel rendelkező dolinák rendelkeznek. Legnagyobb megnyúltság a völgy talpán illetve annak oldallejtőjén kialakult utánsüllyedéssel rendelkező dolinákra jellemző. Legmeredekebb oldallejtővel az elszórtan elhelyezkedő kúpok között lévő utánsüllyedéssel rendelkező dolinák rendelkeznek. A kúpmentes területen található dolinák oldallejtői a legkisebb meredekségűek.

Megvitatás

A dolinák méretét tekintve megállapítható, hogy a morfológiai környezet hatással van a dolinák nagyságára. A völgy utánsüllyedéssel rendelkező dolinái rendelkeznek a legkisebb méretekkel, míg a kevésbé exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő dolinák a legnagyobbakkal. A többi típusú terület dolináinak méretei ezek közé esnek. Ennek lehetséges magyarázata, hogy a völgyben kialakult utánsüllyedéssel rendelkező dolinák esetében a beszivárgó csapadékvíz a völgy lejtésirányát követve szivárog el, így ennek hatása nem a dolinák méretében, hanem a dolinák megnyúltságában

tükröződik. A kevésbé exhumálódott kúpsor környezetében lévő (I. és III. jelű területek valamint a kúpmentes térszín) dolinák viszont azért rendelkeznek nagy felszíni kiterjedéssel és mélységgel, mivel a fedő lepusztulásának mértéke kicsi. A II. jelű területen viszont a dolinák kisebb méretét a fedő nagyobb mértékű lepusztulásával magyarázzuk. Részben azért, mert a fedő lepusztulása miatt a dolinák peremi része lecsonkolódik, részben azért, mert a lepusztulással újraképződött felszínen a dolinák maximális kora viszonylag fiatal. Ezért kialakulási koruk is fiatal.

A megnyúltsági (D) és az alak (O) paramétert vizsgálva arra lehet következtetni, hogy a morfológiai környezet nem csak a dolinák méreteire van hatással, hanem azok megnyúltságára és oldallejtőik meredekségére is. Völgy esetében a felületére hulló csapadékvíz a völgytalpra koncentrálódik, ahol a lejtésirányt követve szivárog el. Emiatt az utánsüllyedékes dolinák megnyúltsága nagy lesz. De egy terület dolináinak megnyúltságát befolyásolhatja a terület lejtésének nagysága, valamint a hordozó forma szélessége is. A hordozó forma szélessége ha kicsi, akkor a felszíni vízfolyás jobban koncentrálódik, mint akkor, amikor a hordozó forma szélessége nagy. Legkevésbé megnyúltak az exhumálódott kúpok környezetében található dolinák, mivel ez esetben nagy a hordozó forma szélessége, így a felszíni vízfolyás kevésbé irányított, mint a völgy esetében. Amíg a völgy (eróziós árok) szélessége 35 m addig az exhumálódott kúpoknál a fedőüledékes felszín szélessége az 50 m-t is meghaladja. Ugyanezen okok miatt a hordozó forma szélessége a dolinák alakjára is hatással lehet. A hordozó felszín szélessége ha kicsi, akkor a hordozó felszíni formára hullott csapadékvíz kisebb eséllyel szivárog el a dolinán kívül. A dolinába jutott több víz több fedőüledéket szállíthat a

karsztba miáltal a dolina mélyülése intenzívebb lesz. Így a kis szélességű hordozó felszínen kialakult dolinák mélyebbek, ezáltal oldallejtőik meredekebbek, mint a nagyobb kiterjedésű hordozó felszínen kialakult dolináké. Bár a völgy szélessége is kicsi, az itt lévő dolinák kicsi mélysége a nagyobb lejtőn történő dőlésiránnyal megegyező elszivárgással magyarázható. Itt a hosszabb elszivárgás miatt a völgytalpról az anyag elszállítása hosszabb szakaszon történhet, így itt a dolinák mélyülése kisebb mértékű lesz.

A területen uralkodnak a megnyúlt dolinák. Ezek törések mentén alakultak ki. A felszínre érkező csapadék a fekére jutva törés mentén kialakuló megnyúlt járatokat hoz létre. Miután a fedőből az anyagszállítást a fekére kialakult forma határozza meg, utóbbi formája a fedőre is átöröklődik.

A Mester-Hajagon a leggyakoribb törésirányok az alábbiak: 0° , 5° , 70° , 290° , 310° , 335° . Ezek közül a 0° -os irány mentén 2 db, a 5° -os irány mentén vagy ahhoz közel 3 db, a 70° -os irány mentén 2 db, a 290° -os irány mentén 3 db, a 310° -os irány mentén 3 db, a 355° -os irány mentén 4 db dolina alakult ki. (A dolinákat akkor tekintettük törésirány mentén kialakultnak, ha a két irány eltérése 10° -nál kisebb volt.) Ha a lejtésirányba és attól eltérő törésirányban kialakult dolinák számát tekintjük, az látható, hogy lejtésirányban 14 db dolina, törésirányban 17 db dolina fordul elő a Mester-Hajagon. Továbbá azon dolinák száma, amelynek hosszabbik tengelye egybeesik mind a lejtés, mind valamelyik törésiránnyal 7 db. Ez utóbbi csoportba tartozó dolinák előfordulása az I. és II. jelű területen jelentősebb.

A dolinák többségénél a hordozó felszín dőlésirányának, ill. ennek és a törésiránynak jutott nagyobb szerep, de az adatok arra utalnak, hogy a

dolinák egy részének kialakulásában csak a törésirány játszott szerepet. Véleményünk szerint ez úgy lehetséges, hogy ezen dolinák egy korábban létező, a maitól eltérő dőlésirányú, magasabb felszínen alakultak ki és nem a jelenlegi felszín dőlés mentén jöttek létre. A fedő lepusztulása miatt a kúpok közötti felszínek lejtésviszonyai megváltoztak, míg a már kialakuló dolinák iránya nem változott.

Következtetések

Az utánsüllyedékes dolinák kialakulásának helyét, méretét és tulajdonságait nem csak a fekü szerkezete (törések helye és iránya) határozza meg, hanem a felszín tulajdonságai is meghatározó szereppel bírnak. Az utánsüllyedékes dolinák a felszín morfológiája által meghatározott víz-összefolyási helyeken alakulnak ki. A dolinák méretét a kitakaródás mértéke szabja meg.

A felszín morfológiája nem csak a dolinák helyét, hanem méreteit, orientációját, oldallejtőinek meredekségét is befolyásolja. Ezt bizonyítja, hogy különböző morfológiai környezetben (nem exhumálódott mészkőkúpokból álló kúpsor, exhumálódott mészkőkúpokból álló kúpsor, elszórtan kialakult kúpok, kúpmentes terület, völgy) a dolinák eltérő paraméterekkel rendelkeznek.

Befolyásoló tényező lehet a különböző mészkőkúpok környezetében kialakult dolinák paramétereinek esetében az exhumálódottság mértéke, a kúpok elrendeződése, de akár hiányuk is, továbbá a kúpok közötti fedett térszínek nagysága, illetve az itt végbement áthalmozódás és lepusztulás. A kúpok mintázata hatással van a fedőüledékes felszín méretére, dőlésére és így a felszínek vízlefolyási viszonyaira és az ott lezajló karsztosodás sajátosságaira.

Irodalom

BERTALAN K. (1938): A Bakony hegység barlangjai - Turisták Lapja 50: 153-155., 207-208.

BERTALAN K. (1955): Kiegészítés a bakonyi barlangok ismeretéhez - Földrajzi Értesítő 4: 55-62.

BERTALAN K. (1958): Magyarország nem karsztos eredetű barlangjai - Karszt és Barlangkutató Tájékoztató, 12-27.

BÖCKER T. (1972) A karsztvizek mozgásviszonyai természetes körülmények között (Karstwater movements under natural conditions). In: SZÁDECZKY-KARDOSS E. (ed.), II. Anyag- és energiaáramlási ankét, Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 107-121. (in Hungarian)

BÖCKER T. – LIEBE P. – LORBERER A. – MAUCHA L. – MIKE K. – RÁDAI Ö. – SZÉKELY F. (1983): A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképe. – Vízgazdálkodási Tudományos Központ, Budapest

BUDAI T. - KONRÁD GY. (2011): Magyarország földtana – Pécsi Tudományegyetem, Pécs 102p

BULLA B (1968): A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai, az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában (The phases of the Terrain Development of Hungary since the Lower Tertiary in perspective of the modern geomorphological view). Válogatott természeti földrajzi tanulmányok, Akadémia Kiadó, Budapest, 90-104. (in Hungarian)

CLARK, P. J. - EVENS F. C. (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations – Ecology 35, p. 445-453.

CSEPREGI A. - IZÁPY G. - ÁGOTAI GY. (2014): A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképe (2014. január 1-i állapot) – Középdunántúli Vízügyi Igazgatóság

CSEPREGI I. (2007): A karsztvízkiemelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására – In: ALFÖLDI L., KAPOLYI L. (szerk.): Bányászati Karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben, Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest pp. 77-112.

CSONTOS L. - VÖRÖS A (2004) Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210:1-56.

ESZTERHÁS I. (1981): A Burok-völgy karsztmonográfiája - A Veszprém megyei Múzeumok Közleményei 16: 15-30.

ESZTERHÁS I. (1983): Az Alba Regia-barlang, a Bakony legnagyobb ismert barlangja - A Bakonyi Természettudományi Múzeum (BTM) Közleményei 2: 7-28.

FUTÓ J. (1984): A Mester-Hajag ÉNy-i és DK-i részének földtani térképe. – Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport 1984. évi jelentése, MKBT Dokumentációs Osztály, Budapest

GERGELY F. (1938): Geomorfológiai megfigyelések az Északi-Bakony területén - Bölcsészdoktori Értekezés, Kézirat

HAAS J. (1993): A Budaörsi Dolomit Formáció, Fődolomit Formáció, Kösseni Formáció – In: HAAS J. (szerk): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász, Földtani Intézet kiadványa, Budapest

HEVESI A. (1991a): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I. - Földrajzi Közlemények CXV: 25-35.

HEVESI A. (1991b): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. - Földrajzi Közlemények CXV: 99-120.

JAKUCS L. (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – Karszt és Barlang I-II. pp. 1-16.

JENNINGS, J. N. (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples - New Zealand Geog, 31: pp. 6-28.

KORPÁS L. (1981) A Dunántúli-középhegység oligocén-alsó-miocén képződményei (Oligocene-Lower Miocene Formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary). MÁFI Évkönyve, Budapest, 140 p. (in Hungarian)

LÁNG S. (1948): Karszttanulmányok a Dunántúli-középhegységben - Hidrológiai Közöny 28: pp. 49-52.

LÁNG S. (1958): A Bakony geomorfológiai képe – Földrajzi Közlemények 6 pp. 325-343.

LÁNG S. (1962): A Bakony geomorfológiai vázlata - Karszt és Barlangkut. Táj. 7. pp. 86-91.

LEÉL-ÖSSY S. (1960): Magyarország karsztvidékei – Földrajzi Értesítő 9 (1-4) pp. 480-494.

PAPP F. (1942): Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetősége Budapesten - Hidrológiai Közlöny 21 pp. (7-12) pp. 146-196.

PATAKI A. (1983): Karsztmorfológiai megfigyelések a nyirádi és az iharkúti bauxit-előfordulás területén - MÁFI Évi Jelentés az 1983. évről pp. 121-133.

PÉNTEK K. - VERESS M. - SZUNYOGH G. (2000): Karsztos formák matematikai leírása függvényekkel - Hidr. Közl. 80 (4): pp. 197-206.

RÉVÉSZ T. (1947): Adatok az Északi-Bakony karsztosodásának ismeretéhez - Bölcsészdoktori értekezés, Kézirat

STEGENA L. - GECZY B. - HORVÁTH F (1975) Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 26 pp. 71-90.

SZABÓ P Z. (1968): A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, pp. 13-25.

SZABÓ P. Z. (1956): Magyarországi karsztformák klímatörténeti vonatkozásai - Dunántúli Tud. Gyűjtemény pp. 183-189.

SZABÓ P. Z. (1966): Újabb adatok és megfigyelések a magyarországi őskarsztjelenségek ismeretéhez - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Budapest, Series Geographical 31. pp. 65-102.

SZÁDECZKY-KARDOS E. 1941: A Dunántúli középhegység karsztvizének néhány problémájáról – Hidrológiai Közlöny 21 7-12 pp. 67-92.

SZÁDECZKY-KARDOS E. 1948: A Dunántúli-középhegység karsztvíz térképe – Hidrológiai Közlöny 28 1-4 pp. 2-3.

VADÁSZ E. (1946): A magyar bauxit-előfordulások földtani alkata - MÁFI Évkönyve 37.

VERESS M. (1982): A Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport 1982. évi jelentése - kézirat, MKBT Dokumentációs Osztály

VERESS M. (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík morfogenetikájához - Karszt és Barlang II pp. 71-82.

VERESS M. (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary. A Bakony Természettud. Kut. Eredményei 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p

VERESS M. (2016): Covered karsts – Springer DOI10.1007/978-94-017-7518-2, 536 p.

VERESS M. - PÉNTEK K. (1987): Felszíni karsztos formák vizsgálata matematikai módszerekkel - Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató Tevékenységének II. Országos Tudományos Konferenciája, Szombathely; pp. 21-24.

VERESS M. - PÉNTEK K. (1988): Kísérlet néhány bakonyi karsztos terület matematikai modellekkel történő leírására - BDTF Tudományos Közleményei VI. Természettudományok I. Szombathely; pp. 179-203.

VERESS M. - PÉNTEK K. (1989): Cartographic Representation of the Extension of Karstification - 10. International Congress Speleology, Budapest, Proceedings I.; pp. 162-164.

WILLIAMS, P. W. (1971): Morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – Z. Geomorph 15 pp. 46-61.

WILLIAMS, P. W. (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea – Bulletin of the Geological Society of America, 83, pp. 761-796. Geol. Soc. of America Bulletin

WILLIAMS, P. W. (1972b): The analysis of spatial characteristics of karst terrains – In: Spatial analysis in geomorphology, R. J. Chorley (ed) London: Methuen pp. 136-163.

Az utánsüllyedékes dolinák kialakulásának vizsgálata modellkísérlettel

Examination of the the subsidence doline's formation with the use of model experiments

VETÉSI-FOITH SZILÁRD

PTE-TTK Földtudományok Doktori Iskola, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.

szilard.vetesi@gmail.com

Abstract: During our research activity we examined the most typical surface forms of the covered karstfields. We studied the influence parameters of formation of the subsidence dolines with the use of physical analogue model experiments. We suppose, that porosity change (growth) in the cover triggers the formation of the subsidence dolines, because a part of the cover transports into the karst. Furthermore we suppose, that the size of the chimney's diameter, and the thickness of the karst's cover impacts the material transport and so on the change in the porosity and so on the formation of the subsidence dolines. Natural processes were modeled. On different size drilled gypsum blocks (these represents the chimney of the karst) we applied different grain size, with different thickness. According to our preliminary investigations with the use of the biggest grain size with a 20 cm thickness, and with 1,5 cm chimney diameter a subsidence doline performed. With the same parameters but reducing the chimney's diameter there was no depression on the cover.

Keywords: covered karst, subsidence doline, porosity, model experiment,

Bevezetés

Munkánk során laboratóriumi körülmények között, fizikai analóg modellkísérletekkel vizsgáltuk a fedett karsztok legjellemzőbb felszíni formáit, az utánsüllyedékes dolinákat úgy, hogy rejtett (fedett) karsztos környezetet modelleztünk. Vizsgálatunk célja az volt, van-e valamilyen kapcsolat a fedőben fellépő porozitás-változás (növekedés) és az utánsüllyedékes dolinák kialakulása között. A kísérleteket egy külön erre a célra készített eszköz segítségével végeztük.

Az utánsüllyedékes dolinák a fedett karsztok egyik típusán, a rejtett karszton jönnek létre. Rejtett karszton a fedő vízáteresztő. A fedőn

átszivárgó víz a fekűn oldásos formát (akna, kürtő) hoz létre. A fekű ezen formájába a fedő szuffózióval (szuffóziós dolina) vagy omlással (lezökkenéses dolina) beszállítódik, létrehozva a felszínen egy zárt depressziót.

A különböző fizikai analóg modellkísérletek a karszt kutatásban is elterjedtek. Számos tanulmányban találunk adatokat, a karsztok modellekkel történő tanulmányozására (CURL 1966; QUINIF 1973; FABRE – NICOD 1982). A karsztos modellkísérletekben a mészkövet gipsszel helyettesítik, így a karsztos modellkísérletek lényege és használhatósága abban rejlik, hogy az oldódási folyamatok és így a formaképződés is viszonylag gyorsan történik, valamint az egész folyamatot különböző tényezőkre bontva lehet vizsgálni. Gipszen folytatott modellkísérletek csoportjain belül GLEW és FORD (1980) a rillenkarrok kialakulását, DZULYNSKI et al. (1988) a hasadékkarrok kialakulását tanulmányozta. A karros formaképződést tanulmányozta ugyancsak gipszből felépített modellen VERESS et al. (1998). A fedett karsztok fedőjében lévő vízmozgási viszonyokat DEÁK et al. (2015) írta le. Ugyancsak fedett karsztok esetében a törmelékzóna (VERESS - PÉNTEK 1996) kialakulását és fejlődését DEÁK et al. (2017), a telítődési szint és a felszínfejlődés kapcsolatát DEÁK et al. (2018) vizsgálta.

Fedett karsztterületek esetében két különböző szilárd fázist, a fekűt és a fedőt lehet elkülöníteni. Mivel az utánsüllyedékes dolinák kialakulását mindkét szilárd fázis különböző paraméterei egyaránt befolyásolják, ezért ezt az analógiát felhasználva építettük fel azt a modellt, amelyen a folyamatot vizsgáltuk.

Az itt bemutatott modellkísérlet nem előzmény nélküli. Egy korábbi modellkísérletben a gipszre különböző szemcseméretű fedőt helyeztek,

majd a fedőre, ill. a gipszre vizet bocsátottak. Ezáltal tanulmányozható volt a fedő és a gipsz oldódásának kapcsolata, valamint a gipsz oldódása során a fedőn kialakuló depresszió (VERESS et al. 2014). A kísérlet eredményeként megállapítható volt, hogy a fedőn kialakuló forma méretét, alakját meghatározza a fekűn létrejött anyaghiány mérete és a vízmozgás jellege. Jelen tanulmányunkban arra fókuszálunk viszont, hogy az átmérő a fedő tulajdonságaitól függően hogyan befolyásolja a dolina képződést és a létrejövő depresszió jellemzőit.

Hipotézis

Fedett karsztok esetében a fedő és tulajdonságai nagymértékben megszabják a formaképződést annak felszínén. Feltételezésünk szerint a fedőben bekövetkező porozitás-növekedés indukálja az utánsüllyedékes dolinák kialakulását. A porozitás-növekedést az váltja ki, hogy a fedő anyaga különböző kürtőkön, járatokon keresztül a fekűközvetbe szállítódik. A fedő anyagának karsztba jutási helye felett részleges porozitás-növekedés következhet be, ami felszínsüllyedést és így utánsüllyedékes dolina kialakulását eredményezi. Feltételezésünk szerint a porozitás-növekedés mértéke függ a kürtő, vagy a járat átmérőjétől, a fedő vastagságától, illetve annak szemcseméretétől.

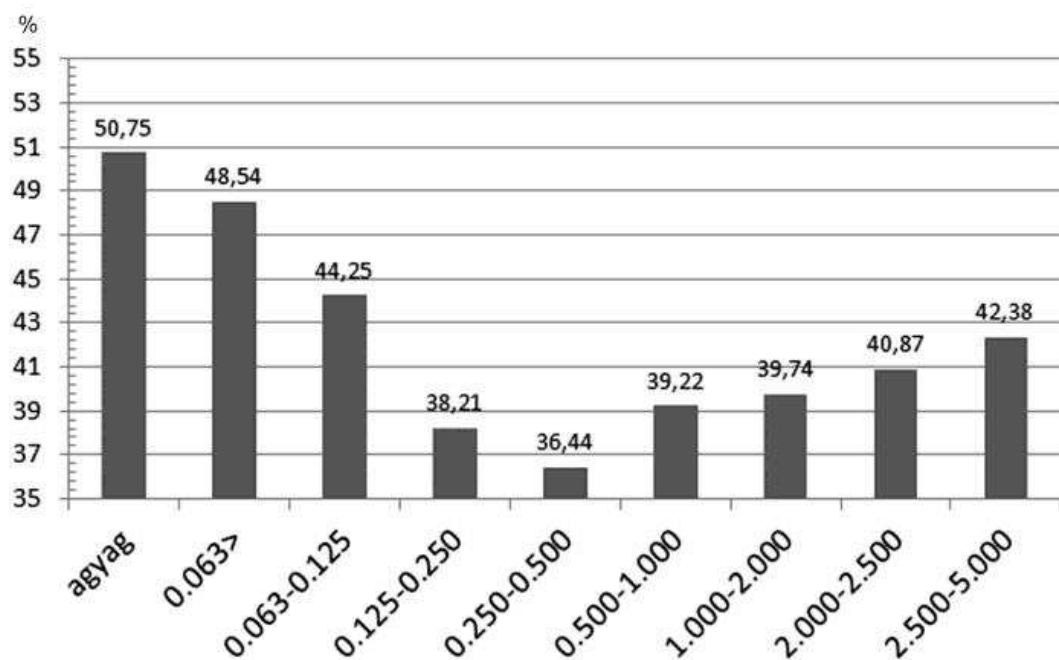
Módszer

A kísérleti eszköz

Adott méretű gipsztömböket készítettünk, melyeket különböző vastagságban (6, 8, 15 mm) átfúrtunk. Az átfúrt gipsztömb reprezentálja a fedett karsztok fekűjét és az azon kialakult kürtőket, járatokat. A fedő reprezentálásához folyóvízi üledéket használtunk. Az üledéket légszáraz

állapotig történő szárítása után szitasorozattal frakcionáltuk. A porozitás kiszámításához a szemcsék közötti üres tér (aggregát hézagterfogat) térfogatának ismeretére volt szükség. Az aggregát hézagterfogat azonban önmagában nem számítható, mérhető, csak az összhézagterfogat.

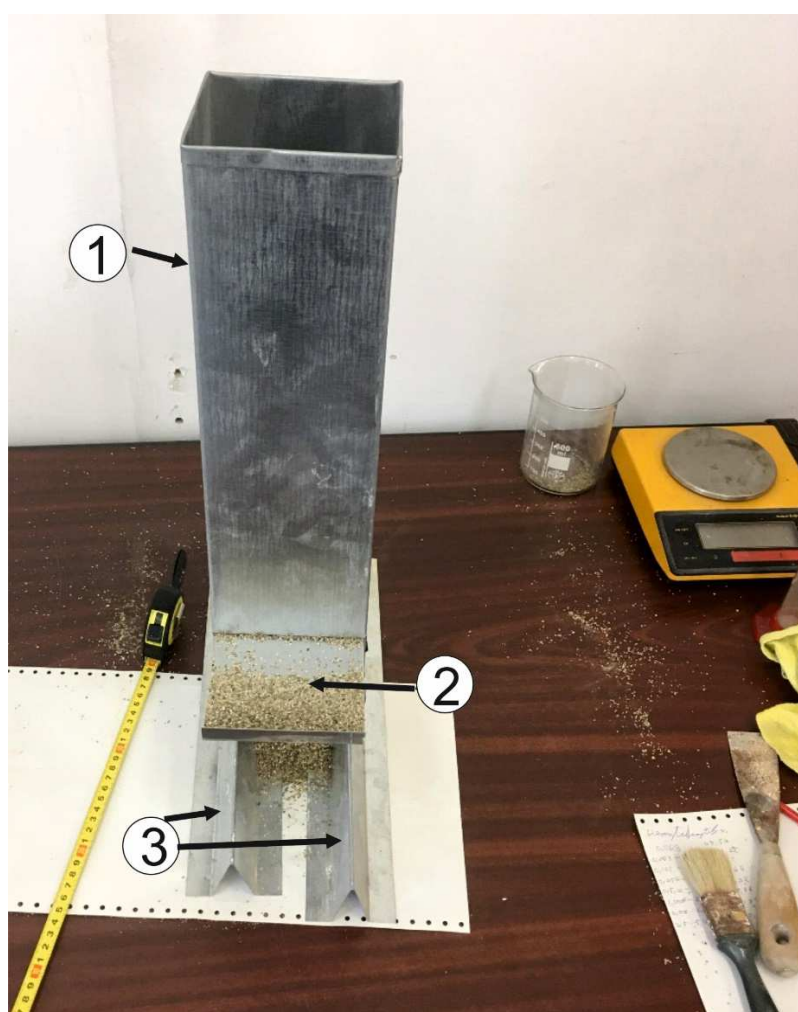
Modellkísérletünkben a 0,5000-1,000 mm és az 1,000-2,000 mm szemcseméreteket használtuk, mivel e szemcseméretek esetében az összhézagterfogatot nagyobb arányban az aggregát hézagterfogat teszi ki, mint az ennél kisebbek esetében, ahol az összhézagterfogat nagyobb részét a kapilláris hézagterfogat adja (1. ábra).



8. ábra: Az összes hézagterfogat változása a különböző szemcseméretek esetében (Deák et al. 2015)
Fig. 1.: The change of the total void volume of the different grain sizes (Deák et al. 2015)

A különböző vastagságban átfúrt gipsztömböket egy külön erre a célra tervezett téglatest alakú eszközbe helyeztük. Ezekre helyeztük a különböző szemcseméretű fedőüledéket különböző vastagságban, oly

módon, hogy a fedő és a gipsztömb egymástól elszeparálható legyen. Ez, egy az eszköz oldalán becsúsztatott fémlemez segítségével történt. E fémlemez kihúzásával ráengedtük a frakcionált fedőüledéket az átfúrt gipsztömbre. Az eszköz két fém sínen helyezkedett el, így biztosítva elég helyet a fedő anyagának áthullására (2. ábra).



9. ábra: A porozitás-változás mérésére tervezett kísérleti eszköz. 1 az eszköz oldalfala, 2. az átfúrt gipsztömböt és a fedőt elválasztó fémlemez, 3. fém sínek

Fig. 2.: The experimental tool made for measuring the porosity-change. 1. the side of the tool, 2. the metal plate what separates the drilled gypsum block and the cover, 3. metal lines

A kísérlet során az alábbi paramétereket mértük illetve számítottuk:

D_k ; D_{sz} ; l_1 ; l_2 ; Δl ; m_1 ; m_2 ; Δm ; V_1 ; V_2 ; ΔV ; V_1 ; V_2 ; ΔV ; φ_1 ; φ_2 ; $\Delta\varphi$,

ahol D_k a kürtő szélessége mm-ben, D_{sz} a szemcse átmérője mm-ben, l_1 a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén cm-ben, l_2 a fedő vastagság a kísérlet befejeztével cm-ben, Δl a fedő vastagságának változása cm-ben, m_1 a fedő tömege a kísérlet kezdetén g-ban, m_2 a fedő tömege a kísérlet befejeztével g-ban, Δm a fedő tömegének változása g-ban, V_1 a fedő térfogata a kísérlet előtt cm^3 -ben, V_2 a fedő térfogata a kísérlet befejeztével cm^3 -ben, ΔV a fedő térfogatának változása cm^3 -ben, V_1 hézag a fedő hézagtérfogata a kísérlet kezdetén cm^3 -ben, V_2 hézag a fedő hézagtérfogata a kísérlet befejeztével cm^3 -ban, ΔV hézag a fedő hézagtérfogatának változása cm^3 -ben, φ_1 a fedő porozitása a kísérlet előtt, φ_2 a fedő porozitása a kísérlet befejeztével, $\Delta\varphi$ a fedő porozitásának változása.

A porozitás-változás kiszámítása

A porozitás, egy a közetekre, jellemző tulajdonság, definiálása a fajlagos hézagtérfogattal történik. A porozitás változás kiszámításához először kiszámoltuk a kísérletben használt fedő kezdeti porozitását, majd a kísérlet végeztével újra felmértük az ehhez szükséges adatokat és meghatároztuk az új porozitást. Ezután a végállapotra jellemző porozitás értékből kivontuk a kezdeti állapot porozitását, megkapva így a porozitás változást. Kiszámítása a következő módon történt:

a kezdeti porozitás: $\phi_1 = \frac{V_1 h_{\text{ézag}}}{V_1}$,

a végállapot szerinti porozitás: $\phi_2 = \frac{V_2 h_{\text{ézag}}}{V_2}$.

a porozitás-változás: $\Delta\phi = \phi_2 - \phi_1$,

A V_1 térfogatra a hézagterfogat meghatározható. A V_2 térfogatra azonban nem, ha ez utóbbi előzőből jön létre, min ahogy az a kísérlet során történt. Ezt valószínűleg akkor lehet elvégezni, ha különböző szemcseméretű anyaggal végezzük el a kísérletet. Ezért alább a porozitás változásával nem foglalkozunk. De a kísérlet során a fedő paramétereinek változásainak mérésével és az adatok felhasználásával a dolina kialakuláshoz további információkhoz jutottunk.

Eredmények

Mérési eredményeinket az alábbi táblázatban (I. táblázat) foglaltuk össze.

I. táblázat: A modellkísérlet során a fedőn mért változások
Table I.: Measured parameters on the cover in the experiment

Dk (mm)	Dsz (mm)	l_1 (cm)	Δl (cm)	mért ΔV (cm ³)	Megjegyzés
6	1,000-2,000	10	0,5	-	Nem alakult ki mélyedés
6	1,000-2,000	5	0,5	-	Nem alakult ki mélyedés
6	0,500-1,000	20	2	221	2,5 cm mély, 3 cm átmérőjű mélyedés
6	0,500-1,000	10	1	230	3 cm mély 6 cm átmérőjű mélyedés

6	0,500-1,000	5	0,5	242	4,5 cm mély 10 cm átmérőjű mélyedés
15	1,000-2,000	20	2	220	2 cm mély 3 cm átmérőjű mélyedés
15	1,000-2,000	10	1,5	239	2,5 cm mély 5,5 cm átmérőjű mélyedés
15	1,000-2,000	5	0,5	252	3,5 cm mély 10,5 cm átmérőjű mélyedés

Kapcsolatot sikerült kimutatni a kürtő átmérőjének nagysága, a fedő vastagsága és szemcsemérete és a fedőn kialakult mélyedés paraméterei között. Azt tapasztaltuk, hogy 6 mm-es kürtő átmérőnél a nagyobb szemcseméretből felépített fedő esetében, egyik esetben sem alakult ki mélyedés a fedőn. Ugyanilyen paraméterek mellett, a fedőt felépítő szemcseméret nagyságát felére csökkentve különböző méretű depressziók alakultak ki a fedőn. Így 20 cm-es fedővastagságnál 2,5 cm mély és 3 cm átmérőjű mélyedés képződött. Felére csökkentve a fedő vastagságát 3 cm mély és 6 cm átmérőjű mélyedés alakult ki. Ismételten felére csökkentve a fedő vastagságát 4,5 cm mély és 10 cm átmérőjű depresszió keletkezett a fedőn. A kürtőn áthullott anyag térfogata és a fedő vastagsága egymással fordított arányosságban áll. Minél kisebb a fedővastagság, annál nagyobb méretű mélyedés képződhet azon (I. táblázat).

Ugyanilyen fedőparamétereket használva 15 mm átmérőjű kürtővel is végeztünk kísérleteket. Az előzőekhez nagyon hasonló eredményeket kaptunk. Így 20 cm-es fedővastagságnál 2 cm mély 3 cm átmérőjű, 10 cm-es fedővastagságnál 2,5 cm mély 5,5 cm átmérőjű, 5 cm-es fedővastagság esetében 3,5 cm mély és 10,5 cm átmérőjű mélyedés alakult ki (1. táblázat).

Az adatok azt mutatják, hogy a fedő kezdeti vastagságától, valamint részben a kürtő átmérőjétől és a szemcsemérettől függ, hogy a kísérlet befejeztével mekkora lesz a fedő felszínének süllyedése (Δl). Így 6 mm-es kürtőszélesség esetében 20 cm-es fedővastagságnál a teljes fedő felszínére vonatkozó süllyedés 2 cm, 10 cm-es fedővastagságnál ez az érték 1 cm, 5 cm-es fedővastagságnál 0,5 cm volt. 15 mm-es kürtőszélesség esetében 20 cm-es fedővastagságnál a süllyedés 2 cm, 10 cm-es fedővastagságnál 1,5 cm, 5 cm-es fedővastagságnál 0,5 cm (1. táblázat).

A fedő elmozduló, lehulló anyaga a gipsztábla alatti térben és a kürtőben halmozódott fel. A nagyon kicsi kürtő átmérőnél (6 mm) azonban a lehullott anyag kis mennyisége miatt nem alakult ki depresszió. A depresszióképződés meghatározó tényezője a gipsztömb alatti tér. Ebben a mintegy 5 cm magasságú térben halmozódott fel a lehullott anyag jelentős mennyisége, ha a kürtő átmérője 6 mm vagy annál nagyobb (mintegy 220-250 cm³).

Megvitatás

Karszterületeken a vizsgálatok szerint a depresszióképződési hajlam és a fedővastagság között kapcsolat mutatható ki. Így Kínában a számba vett utánsüllyedéssel rendelkező dolinák 60%-a 5 m-nél, 85%-a 10 m-nél kisebb vastagságú fedőn alakult ki (YUAN 1987, CHEN 1988). Floridában BEGGS és RUTH (1984) szerint a legtöbb dolina 20 m-nél kisebb vastagságú fedőn jött létre. Bár modellkísérletünkben nem tudtuk egy terület depresszióképződési hajlamát vizsgálni, mert egyetlen kürtő feletti folyamatot tanulmányoztunk, de méréseink szerint egyetlen kürtő felett a fedő elmozdulása (süllyedése) vastagságának csökkentésével, egyre kisebb területre összpontosul. Ezáltal az egyre vékonyabb fedőnél a kürtő feletti fedőrész egyre nagyobb hányada

hull le. Ez azt eredményezi, hogy az egyre vékonyabb fedőben egyre mélyebb depresszió alakul ki. Karszterületre alkalmazva a fenti megállapítást, az adódik, hogy a vékonyabb fedőn azért alakulnak ki nagyobb eséllyel utánsüllyedékes dolinák, mert a fedő egyre inkább csak a kürtő (járat, akna) feletti fedőből jut a karsztba, míg vastagabb fedőnél a kürtőtől távolabbi (a távolság növekedésével valószínűleg egyre kisebb hányadban) helyekről a fedő egy része is a kürtőbe jut.

A kürtő átmérőjének növekedése és a szemcseméret csökkenése is növeli a depresszió kialakulásának esélyét. Ez két okra vezethető vissza. Az egyik, hogy ugyanakkora átmérőnél az egyre kisebb szemcséjű fedőnél (vagy ugyanakkora szemcséjű fedő, de nagyobb átmérőjű kürtőnél) egyre nagyobb eséllyel jut a kürtőbe az anyag és azon keresztül a gipsztömb alatti térbe. A másik ok, hogy a kürtő átmérőjének növekedésével egyre több anyag távozhat el a fedőből. Ezt a már fentebb említett modellkísérletek is alátámasztották (VERESS et al. 2014). A feküben keletkezett anyaghiány jelentőségét a természetes depressziók kialakulásában, pl. a gipszen folytatott vizsgálatok is alátámasztják (KLIMCHOUK – ANDRECHUK 2003). Ugyanis minél nagyobb a kürtő alatt a feküben az anyaghiány, annál több fedőanyag tározódhat ott.

Következtetés

A depresszió kialakulása úgy történik, hogy a feküben keletkezett anyaghiány áterjed a fedőre és így a fedőben keletkezett anyaghiány annak felszínére öröklődik át, oly módon, hogy a szemcsék elmozdulása egyre nagyobb területre terjed ki, egyre kisebb vastagságú fedőnél.

Laboratóriumi körülmények között a kialakuló depresszió mérete függ a fedő vastagságától, a kürtő átmérőjétől, a kürtő alatti anyaghányos tér méretétől, és a fedőt felépítő anyag szemcseméretétől. E tényezők közül a kürtő átmérője, a gipsztábla alatti tér és a szemcseátmérő a szükséges feltétel a depresszió kialakulásához, míg a fedővastagság megszabja a létrejövő depresszió mélységét. Karszterületeken a fedővastagság szerepe a kialakuló utánsüllyedékes depressziók sűrűségében nyilvánul meg: egyre kisebb fedővastagságnál egyre nagyobb eséllyel egyre mélyebb utánsüllyedékes dolinák jöhetnek létre, a fentebb említett feltételek megléte esetén.

Irodalom

BEGGS, T. F. – RUTH, B.E. (1984) Factors affecting the collapse of cavities. – In: Beck BF (ed.) Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact, Balkema: Rotterdam, pp. 183-188.

CHEN, J. (1988) Karst collapses in cities and mining areas, China. – Environmental Geology Water Science, 12, pp. 29-35.

CURL, R. L. (1966): Scallops and flutes – Transactions Cave Research Group Great Britain, 7. p. 121-160.

DEÁK GY. – PÉNTEK K. – FÜZES I. – VETÉSI-FOITH SZ. – VERESS M. (2017): A karsztosodás során kialakult törmelékszóna modellezése. – Karsztfejlődés XXII. pp. 61-75. DOI:10.17701/17.61-75.

DEÁK GY. – SZEMES M. – VERESS M. (2015): A gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analógmodelleken – Karsztfejlődés XX. pp.215-229. DOI: 10.17701/15.215-229

DEÁK GY. – VETÉSI-FOITH SZ. – PÉNTEK K. (2018): A telítődési szint helyzete és a felszínfejlődés vizsgálata modellkísérlettel. – Karsztfejlődés XXIII. Kézirat

DZULYNSKI, S. – GIL, E. – RUDNICKI, J. (1988): Experiments on kluftkarren and related lapid forms. *Z. Geomorphology*, 32 (1), pp. 1-16.

FABRE, G. – NICOD, J. (1982): Lapiés, modalités et rôle de la corrosion, crypto- karstique – Phénomène karstique III, *Mémoires et documents de géographie*, 3 pp.115–131

GLEW J. R. – FORD D. C. (1980): Simulation study of the development of rillenkarren. *Earth Surf. Proc.* 5: pp. 25-36.

KLIMCHOUK, A. – ANDRECHUK, V. (2003): Karst breakdown mechanism from observation in the gypsum caves of the western Ukraine: implications for subsidence hazard assessment – *International Journal Speleology*, 31 (4), pp. 55-88.

QUINIF, Y. (1973): Contribution a l'étude morphologique des coupoles – *Annales de spéléologie* 28 (4) pp. 565-573.

VERESS M. - PÉNTEK K. (1996): Theoretical model of surface karstic processes – *Zeitschrift für Geomorphologie* 40. 4. pp. 461-476.

VERESS M. – PIDL K. – MANTLER M. (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között. *Szombathelyi Berzsenyi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei XI. Természettudományok* 6. Szombathely, pp. 147-166.

VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY. (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán. – *Karsztfejlődés XIX.* Szombathely, pp. 159-171.

YUAN, D. (1987) Environmental and engineering problems of karst geology in China – In: Beck BF, Wilson WL (eds.) *Karst Hydrogeology*:

Engineering and Environmental Applications, Balkema: Rotterdam, pp. 1-11.