

**GLACIOKARSZT OLDÁSOS DOLINÁINAK KIALAKULÁSA ÉS
KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETE ALPI ÉS DINÁRI PÉLDÁK
FELHASZNÁLÁSÁVAL**

**THE EVOLUTION AND DEVELOPMENT ENVIRONMENT OF
SOLUTION DOLINES OF GLACIOKARST BASED ON EXAMPLES
FROM ALPINE AND DINARIC AREAS**

VERESS MÁRTON

ELTE SEK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Földrajz Tanszék, 9700
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. veress.marton@sek.elte.hu

Abstract: In this study, the evolution, the development and the development environment of solution dolines of glaciokarst (the Alps and the Dinarides) are studied. Based on morphological observations (partly with the help of literary data), the dolines of sample sites were put into doline types (giant solution doline, small-sized solution doline and schachtdoline). The various features of the dolines belonging to different doline types were analysed and compared: their size, shape-parameter, elongated nature and the slope angle of their side slope. According to their characteristics (shape-parameter, inclination of the side slope), giant solution dolines are similar to dolines of the temperate zone. Therefore, they developed below the tree line, then they were transformed by glacial erosion in a way that they mainly grew along their length. The shape-parameters of small-sized solution dolines and schachtdolines (their depth is large as compared to their diameter) prove that their increase happened by deepening. Their deepening was caused by the meltwater of the snow patches of snow drifts which water does not move laterally because of the rock debris of the floor and thus, solution works downwards in the features. Deepening and snow accumulation strengthen each other. These karstic depressions are connected to the periglacial zone because treeless environment favours snow drifts. If the depression is completely filled with snow in most part of the year, the snow patch is wide thus, dissolution affects the total width of the doline. A doline (schachtdoline) with vertical sides and plain floor develops. If snow-fill is only partial in most part of the year, the snow patch and thus, dissolution will have a smaller area and a small-sized solution doline with funnel shape develops.

Keywords: glaciokarst, giant solution doline, small solution doline, schat doline, temperal doline, glacial erosion solution

Bevezetés

Ebben a tanulmányban a glaciokarszt dolinatípusainak a genetikáját és képződési környezetét elemezzük alpi és dinári területekről szerzett adatok felhasználásával.

A jég által átalakított karszt a glaciokarszt (*SWEETING* 1973, *MAIRE* 1990, *SMART* 2004). Glaciokarszton ezért a karsztos eredetű formák mellett jelen vannak a glaciális eredetűek is (de előfordulnak a periglaciális eredetűek, valamint korlátozottan a folyóvízi erózió formák is).

A glaciokarszt jellemzői az alábbiak:

- Akkor, ha a glaciokarszt magashegységben van, övekre különül. Jelen lehet a glaciális öv, amely a jelenleg jéggel borított területeket foglalja magába. Ez alatt és a fahatár felett helyezkedik el a periglaciális öv, a fahatár alatt mérsékelt övi folyóvízi eróziós öv. Ez utóbbiban folyóvízi erózió csak korlátozottan hat (pl. agyagos morénával fedett térszíneken, ill. ahol a felszín a karsztvízszintnél húzódik).

- A karsztokat osztályozzák fedettségük szerint. *GVOZDETSKIY* (1965) elkülönített csupasz karsztot (karsztos kőzet van a felszínen), talajos karsztot (a karsztot talaj fedi), fedett karsztot (a karsztot nem karsztos kőzet fedi) és buried karsztot (a karsztos kőzet fedett nem karsztos kőzettel, de ez olyan mértékű, hogy a karsztosodás hiányzik). A fedett karszt eltemetett karszt, ha a fedő vízzáró, ill. rejtett karszt, ha a fedő vízáteresztő (*VERESS* 2016a). A karszt allogén karszt, ahol a karsztos kőzetet nem karsztos kőzet határolja (*JAKUCS* 1977). Glaciokarszton egymás szomszédságában csupasz karszt, talajos karszt, allogén-, fedett karsztok váltakozhatnak, de utóbbiak lehetnek eltemetett-, ill. rejtett karsztok is (*VERESS* 2016a). Glaciokarszt fedett karsztjának a sajátossága, hogy a fedő a fekéből származik, amely így többnyire karsztos eredetű.

- Glaciokarszton a kiterjedt felszíni vízlefolyás hiányzik, vagy korlátozott (*COLHOUM* et al. 2010) a vízvezetés vertikális. Ebben szerepet játszik a karsztos kőzet jó vízvezető képessége, a felszíni formák jellege (gleccservölgyek és egyes karsztformák zárt kifejlődésűek).

- Glaciokarszt karsztformái lehetnek preglaciális-, interglaciális-, glaciális (szubglaciális)- és recens (posztglaciális) korúak (*FORD* 1979). A preglaciálisak az eljegesedés előtti korúak, a glaciális korúak a gleccserekkel egyidősek, míg a posztglaciálisok a jég visszahúzódását követően alakultak ki. Glaciokarszton kialakulásuk és/vagy fejlődésük szerint karsztos glaciális, glaciokarsztos és kevert formák létezhetnek (*FORD* 1979). Karsztos glaciális a forma, ha a jégeróziós alakzat karsztosodással átalakult. Glaciokarsztos, ha a karsztos forma jégerózióval formálódott át. A kevert formákat több, különböző idejű glaciális és karsztos hatás érte. A posztglaciális formákat nem érte glaciális hatás. A glaciokarszt karszt formái a karrok, az óriás hasadékok, az aknák, a karsztos depressziók és a barlangok. A karsztos depressziók közt említhetők a dolinák (uvalák). a víznyelők és a poljék (elsősorban a piedmont poljék) és az utánsüllyedékes dolinák (*BÖGLI* 1960, 1961, *MIOTKE* 1968, *FORD* 1979, *KUNAVÉR* 1983, 2009a, 2009b, *SWEETING* 1973, *WALTHAM*, *FOOKES* 2003, *SMART* 1986, 2004, *WALTHAM* et al. 2005, *FORD*,

WILLIAMS 2007, STEPIŠNIK et al. 2010, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b, VERESS 2012, 2016b).

- A karsztos glaciális formák jobban megőrizték eredeti állapotukat, míg a glaciokarsztos formák és a kevert formák különböző mértékben lepusztultak, ill. átalakultak, vagy feltöltődtek (FORD 1979, SMART 2004).

- Az idősebb karsztos formákban a fiatalabb karsztosodás jellege megváltozik (ennek eredményeként, pl. dolina talpán víznyelő alakul ki). Gyakori, hogy a karsztos folyamat az eredeti formának csak egy részén hat, de ilyenkor esetleg több helyen (pl. oldódásos- vagy utánsüllyedéses dolinák alakulnak ki az idősebb depresszióban (FORD 1979, DJUROVIČ et al. 2010, VERESS 2016a, 2016b).

A glaciokarszt oldódásos dolináinak jellemzői

A glaciokarszton a trópusi dolináktól eltekintve, az összes dolinatípus előfordul. Így említhetők az oldódásos-, az omlásos-, az átöröklődéses- és az utánsüllyedéses dolinák (FORD 1979, SWEETING 1973, PLAN, DECKER 2006, FORD, WILLIAMS 2007). Közülük a leggyakoribbak az oldódásos- és az utánsüllyedéses dolinák. Amíg az oldódásos dolinák fedetlen karszton jellegzetesek, addig az utánsüllyedéses dolinák fedett karszton (VERESS 2016a). Az oldódásos dolinák mészkőben, az utánsüllyedéses dolinák a karszt fedőjében alakulnak ki. Glaciokarszton az oldódásos dolinák változatai az óriás oldódásos dolina, a kisméretű oldódásos dolina és az aknadolina (KUNAVÉR 1983, FORD 1979, 1984, SWEETING 1973, BOČIČ et al. 2012, VERESS 2016b, STEPIŠNIK et al. 2010, DJUROVIČ et al. 2010). A kisméretű oldódásos dolinákat, jellegzetes alakjuk miatt (ld. alább) trichterdolinának is nevezik (FINK 1973, PLAN 2005). A fenti típusokba tartozó dolinák előfordulnak mind talaj nélküli, mind talajjal fedett felszíneken.

A kisméretű oldódásos dolinák kicsik. Az általunk mért dolinák közül a legnagyobb átmérője 35 m, mélysége 25 m (1. ábra). A kisméretű oldódásos dolinák BAUER (1962) szerint posztglaciális korúak. Elterjedtek a periglaciális övben (főleg annak alsó részén a havasi törpecserjés térszíneken). E formák oldallejtője meredek, lefelé tölcészerűen elkeskenyednek, miáltal aljzatuk kis kiterjedésű. Aljzatukon uralkodik a törmelék, oldallejtőiken talaj és növényfoltok váltakozhatnak mészkő előbukkanásokkal. Többnyire lejtős felszíneken fejlődnek ki sorokat alkotva. A lejtői helyzetűek aszimmetrikus keresztmetszetűek: dőlésirányba eső lejtőjük az átellenes lejtőjükhöz képest meredekebb és rövidebb. Összetettek is lehetnek. Ekkor nagyobb, megnyúlt oldódásos eredetű

mélyedés talpán sorakoznak oly módon, hogy a közöttük lévő válaszfalak alacsonyabbak, mint a hordozó mélyedés pereme. Változatos morfológia környezetben fordulhatnak elő: a kisméretű oldódásos dolinák, így tekónvölgyekben, a tekónvölgyek óriásdolináiban, a fennsíkok óriás dolináiban, vagy a fennsíkok különböző dőlésű térszínein.



1. ábra: Kisméretű oldódásos dolina (Hochschwab)
Fig. 1 Small-sized solution doline (Hochschwab)

Az aknadolinák függőleges, vagy közel függőleges, sík aljzatú formák (2, 3. ábrák). Talpukon törmelékkel szálban álló mészkövel (néha járattal) és a nyári hónapokban is megmaradó hóval (KUNAVÉR 1983). Az aljzat szálban álló kőzete és a vékony törmelék azt bizonyítja, hogy a sík aljzat nem feltöltéssel alakult ki. Az aknadolinák oldallejtői talaj és növényzet nélküliek, amely csak részben vezethető vissza a nagy magasságukból következő alacsony hőmérsékletre. A növényzet hiányát részben a meredek oldallejtő és a nagyméretű hó kitöltésből fakadó hó borítás (a hosszú idejű hó elborítás alatt nincs mód fotoszintézisre) is okozza. Méretük a kisméretű oldódásos dolináknál is kisebb. A Kanin-hegységben KUNAVÉR (1983) szerint átmérőjük átlagosan 7,1 m (a legnagyobb átmérő sem nagyobb 20 m-nél), átlagos mélységük 5,9 m. KUNAVÉR (1983) adatai szerint a Kanin-hegységben 2000 m feletti magasságokban is elterjedtek és a 2000 m felettiak kisebb méretűek, míg a 2000 m alattiak között nagyobbak is előfordulnak.

Az aknadolinák gyakran csoportos előfordulásúak és egymáshoz közeli helyzetűek. Sűrűségük igen nagy lehet. BAUER (1962) szerint az

Alpokban 1 km²-en 900 db is előfordul. Egymáshoz közeli helyzetük miatt a válaszfalaik részlegesen elpusztulhatnak.



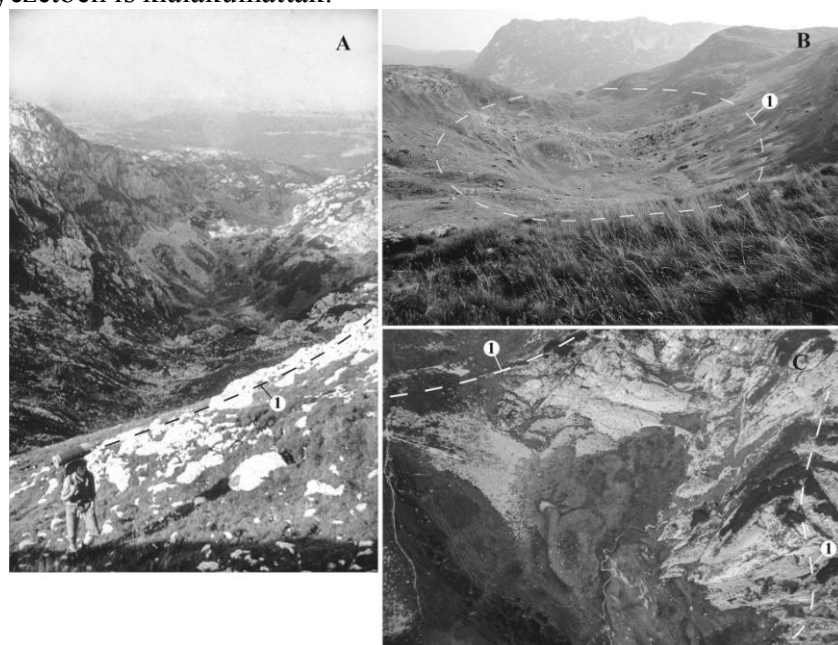
2. ábra: Aknadolina (Totes Gebirge)
Fig. 2 Schachtdoline (Totes Gebirge)



3. ábra: Réteglap mentén kialakult aknadolina (Durmitor)
Fig. 3 Schachtdoline that developed along bedding plane (Durmitor)

Lejtésirányban, vagy kialakulásukban szerepet játszó törésvonalak irányába megnyúltak (KUNAVÉR 1983) és ekkor aszimmetrikus keresztmetszetűek. Gyakran alakulnak ki nagyobb dőlésű rétegek réteglapjai mentén. Ilyenkor az oldallejtőik miután több réteglap mentén jöttek létre lépcsősek (a lépcsőket réteglapok és rétegfejek képezik). Ha a réteg, amely mentén a faluk kialakult, igen nagy dőlésű (közel 90°-os), akkor a dolina falát egyetlen réteg réteglapja alkotja (3. ábra). A periglaciális ezen öv formái, gyakran a kisméretű dolinákkal együtt fordulnak elő, de az öv felső növénytelen részén is jellegzetesek. A periglaciális övön belül előfordulnak a gleccservölgyek kis dőlésű lejtőin, kárgerincen, vagy a gleccservölgyön kívül eső fennsík részeken.

Az aknadolinák posztglaciális korú formák (KUNAVÉR 1961, 1983, FORD 1979). Bár KUNAVÉR (1983, 2009a) szerint előfordulhatnak jégerózióval lecsonkolt, fosszilis aknadolinák is, amely arra utalhat, hogy kialakulásuk feltételei az utolsó interglaciálisban, vagy az utolsó glaciálisban is megvoltak. KUNAVÉR (1983) és FORD (1979) szerint a hó felhalmozódások olvadékvizeinek, míg STEPIŠNIK et al. (2010) szerint a gleccserek olvadékvizeinek oldódása által alakulnak ki. Ez esetben glaciális környezetben is kialakulhattak.



4. ábra: Óriásdolinák: A: Lokvice Valley (Durmitor), B: Urdeni do (Durmitor), C: a Wildgöszl-csúcs melletti óriás dolina (Totes Gebirge)
 Jelmagyarázat: 1. dolina pereme
 Fig. 4 Giant dolines: A: Lokvice Valley (Durmitor), B: Urdeni do (Durmitor), C: giant doline next to Wildgössl peak (Totes Gebirge)
 Legend: 1. margin of giant dolines

Az óriás dolinák (4. ábra) jégerózióval, de más folyamatok által is (ld. alább) átalakított formák (FORD 1979, KUNAVÉR 1983, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b, VERESS 2016a, 2016b). Az oldódásos dolinák (és így az óriás dolinák is) talaj alatti oldódás (JAKUCS 1977a, 1977b, 1980), ill. az epikarsztban végbemenő oldódás során képződnek (WILLIAMS 1983, VERESS, PÉNTEK 1996). Nem képződnek oldódásos dolinák, ha az epikarsztban a víztározás túlzottan rövid idejű, mert a vadózus zónában a vízvezetés gyors (FORD, WILLIAMS 2007), vagy ha a karsztvízszint a karszt felszínénél helyezkedik el.

Az óriás dolinák (és uvalák) mérete (különösen az átmérőjük) jelentős mértékben meghaladja a kisméretű oldódásos dolinák méretét. Átmérőjük 40-50 m-től terjedhet a több km-ig. A nagyobb átmérőjüket a Dinári-hegységben kontának (STEPIŠNIK et al. 2010, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b), a Picos de Europe hegységben jounak (MIOTKE 1968) nevezik.

Az óriás dolinák gleccservölgyekben, fennsíkokon, keskenyebb gerincszerű fennsíkokon, gerinceken, magaslatokon fordulnak elő (BOGNAR, FAIVRE 2006, BOČIČ et al. 2012, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015b). A gleccservölgyek óriás dolinái kárfülkében és teknővölgyekben is előfordulhatnak.

Belsejükben VERESS (2016a, 2016b) szerint egyaránt előfordulhat csupas-, soil-, fedett karszt (utóbbinak az eltemetett- és rejtett karszt változata is), allogén karszt. Ezért, de a változatos felszínformáló erők miatt is, morfológiájuk változatos. Belsejükben karsztos (kisméretű oldódásos dolinák, aknák, karrok, víznyelők, utánsüllyedéses dolinák) és nem karsztos jégeróziós (báránysziklák, sziklamedencék, rétegbordák, morénahalmok), periglaciális (törmelékkúpok, hegyomlások halmjai), eróziós (völgyek, medrek) formák egyaránt előfordulhatnak.

Az óriás dolinák a periglaciális övben és a mérsékeltövi folyóvízi eróziós övben fordulnak elő. Karsztos eredetűek, de mai állapotukat tekintve komplex, polimorf formák (FORD 1979, PLAN, DECKER 2006, ANNYSÁ et al. 2014, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, DJUROVIČ et al. 2010). Fejlődésükben (növekedésükben) a hóerózió (KUNAVÉR 1983), a periglaciális folyamatok (ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a) egyaránt szerepet játszottak és játszanak a glaciális eróziót követően. Az óriás dolinák preglaciális, vagy interglaciális kialakulását (vagy annak kezdetét) bizonyítja, hogy talpukon kisebb-nagyobb foltokban moréna, glaciális (báránysziklák), valamint posztglaciális formák (kisméretű oldódásos dolinák, utánsüllyedéses dolinák) vannak. De az is, hogy egyes depressziók alatti barlangokban fluvioglaciális üledékek halmozódtak fel (BOČIČ et al.

2012), tehát az utolsó glaciálisban üledékbefogadók voltak. Továbbá az is, hogy a burreni (Írország) glaciokarst depresszióinak hosszabbik tengelye egybeesik az egykori jégtakaró mozgásának irányával (*DREW* 2004). Tehát a depressziók az utolsó glaciálisban már léteztek. *VERESS* (2016a) szerint a belsejükben lévő nem karsztos és karsztos formák azt bizonyítják, hogy az óriás dolina fejlődése már elhalt ezért paleoformák (paleo dolina).

Módszer

A dolinák morfometriáját számos kutató elemezte. *WILLIAMS* (1971) a dolinák tengelyeinek, ill. tengelyrészeinek felhasználásával e formák külső- és belső aszimmetriáját, *JENNINGS* (1975) horizontális méretük, valamint mélységük közti kapcsolatot vizsgálta. *KUNAVÉR* (1983) a morénán kialakult dolináinak a szélességét és mélységét hasonlította össze. A dolinák megnyúltságának és irányultságának a vizsgálatához *FARSANG* et al. (1992) és *PÉNTEK* et al. (2000) hoztak létre módszert. A dolinák osztályozását függvényekkel *PÉNTEK* et al. (2007) végezte. Térinformatika felhasználásával vizsgálható a dolina-mélység gyakoriság, a dolina alapterületek lognormál gyakoriság eloszlása (*TELBISZ* et al. 2009). Vizsgálható továbbá a hordozó terület dőlése és a töbrök területe közti kapcsolat is (*LIPPMANN* et al. 2008).

A feldolgozásba bevont dolinákat részben irodalmi adatokból gyűjtöttük. Így nyertük az óriás oldódásos dolinák egy részének, valamint az aknadolinák egy részének az adatait, *KUNAVÉR* (1983) munkájának a felhasználásával. Más dolinák adatait a rendelkezésre álló térképekről véletlenszerűen gyűjtöttük le (ezek a mérsékeltövi oldódásos dolinák). Terepről is gyűjtöttünk adatokat (kisméretű oldódásos dolinákat, az aknadolinák egy részét, az óriás dolinák egy részét) az általunk kutatott területekről. Morfológiai megfigyelésekkel (részben irodalmi adatok felhasználásával) a mintaterületek dolináit dolinatípusokba soroltuk. Az elemzésekhez felhasznált óriás oldódásos dolinák száma 28 db, a kisméretű oldódásos dolináké 16 db, míg az aknadolináké 8 db.

A tanulmányban alkalmazott módszer a különböző dolinatípusokba tartozó dolinák méretének, alak-paraméterének, oldallejtőjük meredekségének, megnyúltságának az összehasonlítása.

Az alak-paramétert a depresszió átmérőjének és mélységének hányadosa adja. Megjegyzendő, a dolinaalak vizsgálatára a mélység és az átmérő hányadosát is használják, amit relief aránynak neveznek (*KEVEINÉ, BÁRÁNY* et al. 2015). Az alak-paraméter a dolinát leíró szintvonalak felhasználásával előállított függvényvel is megadható (*PÉNTEK* et al.

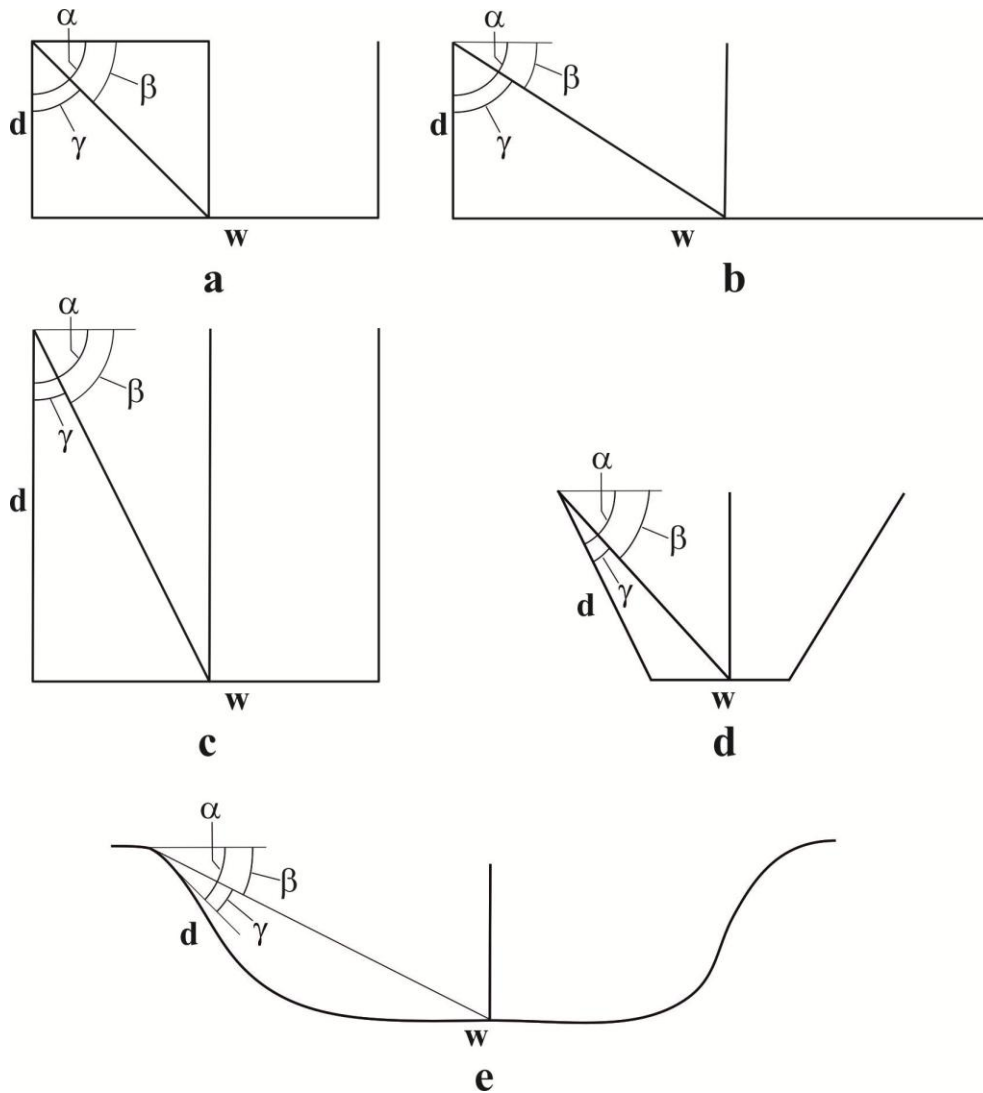
2007). Ezen alakképzéstől eltekintünk egyrészt mert ez esetben az alak három paraméterrel adható meg, másrészt az eljáráshoz megfelelő részletességű szintvonalas térkép szükséges. (Ilyen térképet az aknadolináknál nem mindig lehetne készíteni, a függőleges oldallejtők miatt). Ha az alak-paraméter nagy, a dolina átmérője a mélységéhez képest nagy, ha az alak-paraméter kicsi, az átmérő kicsi, vagy kisebb a mélységhez képest. A megnyúlt dolináknál képezhető az alak a hosszúság, ill. a szélesség felhasználásával is.

Az alak-paramétert módosíthatja (növelheti) a dolina aljzatának a feltöltődése. (Ezért tájékoztatásul az adatokat hordozó táblázatokban jelöltük ennek tényét.) Valószínű, hogy az alak-paraméter változás a feltöltődés miatt nem számottevő. Ugyanis számos óriás oldódásos dolina aljzatán előbukkan a mészkő. A kisméretű oldódásos dolináknál és az aknadolináknál talpán többnyire mészkőtörmelék van, ami a mészkőnek az aljzat felszínéhez közelségére utal.

Képeztük az átlagos megnyúltságot, úgy hogy az ugyanazon típusokba tartozó dolinák hosszának és szélesség átlagának a hányadosát számítottuk.

A dolinák összehasonlításánál a dolinák oldallejtőinek a meredekségét is célszerű figyelembe venni. A meredekség (az oldallejtő dőlése) megállapítható számítással és méréssel. Számítás során a mélység és az átmérő felének a hányadosa adja az átlagos lejtőszög tangensét (5a. ábra).

Az átlagos lejtőszöggel (vagy számított) a dolina pereménél felvett vízszintes (a fél átmérő), valamint a peremet és a dolina középpontját összekötő egyenes közötti szöget adjuk meg. Ez eltérést mutat a tényleges lejtőszögtől. Minél meredekebb az oldallejtő, és minél kiterjedtebb a sík aljzat (ugyanakkora mélységnél), annál nagyobb az eltérés szöge (γ), a tényleges lejtőszög (α) és az átlagos lejtőszög (β) között (5a. ill. b. ábra). Minél nagyobb a depresszió mélysége ugyanakkora sík aljzatnál, annál kisebb lesz az eltérés szöge (5a. ill. c. ábra). Ugyanakkora mélységnél és átmérőnél ugyancsak kisebb lesz a két lejtő különbsége, ha a sík aljzat kisebb (5a, b, ill. d. ábra). Akkor, ha az oldallejtő nem egyenes, hanem íves, az eltérés pontról pontra változhat. Ennek azonban nincs jelentősége, mert az átlagos lejtőszöget a peremre adtuk meg. Tehát ez esetben is a sík talp kiterjedése, a mélység és az oldallejtő dőlése határozzák meg a tényleges és az átlagos lejtőszög közötti eltérést. Az átlagos lejtőszög is képezhető a hosszúság és a szélesség felhasználásával ugyancsak.



5. ábra: A depresszió pereménél képzett átlagos lejtőszöget befolyásoló tényezők

Jelmagyarázat: d : depresszió mélysége, w : depresszió átmérője, α : tényleges lejtőszög, β : átlagos lejtőszög, γ : a tényleges lejtőszög és az átlagos lejtőszög közötti eltérés, a. az eltérés adott sík aljzatnál adott mélységnél és egyenes függőleges oldallejtőnél, b. az eltérés értéke nagyobb sík aljzatnál, de ugyanakkora mélységnél, mint az a. esetben, c. az eltérés értéke nagyobb mélységnél, egyenes és vertikális oldallejtőnél, de ugyanakkora sík aljzatnál, mint az a. esetben, d. eltérés értéke, ugyanakkora mélységnél és ugyanakkora peremi átmérőnél, mint az a. esetben, de nem függőleges, egyenes oldallejtőnél, e. eltérés nem egyenes (íves) oldallejtőnél

Fig. 5 Factors influencing average slope angle formed at the margin of depression

d : depth of depression, w : diameter of depression, α : actual slope angle, β : average slope angle, γ : difference between actual slope angle and average slope angle, a. the value of difference in case of a given plain floor, a given depth and straight and vertical side slope, b. the value of difference in case of a larger plain floor, straight and vertical side slope, but at the same depth like in case a., c. the value of difference in case of a larger depth, and straight and vertical side slope, but in case of the same plain floor like in case a., d. the value of difference in case of the same depth and marginal diameter like in case a., if the side slope is not vertical, but straight, e. the value of difference in case of a non-straight (arcuate) side slope

A lejtőszög mérésével háromféleképpen állapítható meg, amelyek az alábbiak:

- Szintvonalas térképről történő meghatározással. Ezt az eljárást nem használtuk, mivel a kisméretű dolinákról nincsenek szintvonalas térképek.
- Terepi méréssel, amikor az oldallejtők mindegyikén mértük a dőlést, majd a kapott értékeket átlagoltuk. A dőlést a lejtők közepénél a legjellegzetesebb helyen mértük. A jellegzetes hely kiválasztása azonban szubjektív, így az óriás dolináknál (de még a kisméretű dolináknál is), ahol igen változatos lejtőszögek is lehetnek nem alkalmazható.
- Keresztszelvényekről mérésével, *KUNAVÉR* (1983) adatait felhasználva. Ekkor kettő adat mérhető, amely ugyancsak átlagolható. Ez az eljárás jól használható az egyenes lejtőjű aknadolináknál.

A mérésével előállított lejtőszögek közelítőleg mutatják az átlagos lejtőszög és a tényleges lejtőszög különbségeket. Ennek az aknadolinák lejtőszögének megállapításánál van jelentősége. Ugyanis a sík aljzat miatt az átlagos lejtőszög e formáknál tér el leginkább a tényleges lejtőszögtől.

Mintaterületek

A dolinákat hordozó mintaterületek az alábbi karszterületeken találhatóak: Durmitor (Dinári-hegység, Montenegro), Kanin (Dinári-hegység, Szlovénia), Hochschwab (Keleti-Alpok, Ausztria), Totes Gebirge (Keleti-Alpok, Ausztria), Alsó-hegy (Északi-középhegység, Magyarország), Mecsek (Magyarország).

Az Alsó-hegy az Aggteleki-karszt része, amely a Gömör-Tornai karszt Magyarországra eső része. Felső-perm, alsó-triász gipsz-anhidrites, valamint triász karbonátos kőzetek építik fel (*LESS* 1998). A karszt a Szilicei takaróhoz tartozik (*KOVÁCS* 1984). Az Alsó-hegy az Aggteleki-karszt önálló folyóvölgyekkel nem tagolt fennsíkja, amelyen számos dolina, uvala és akna található. A feldolgozásba innen mérsékeltövi dolinák kerültek be, amelyek a fennsík középső részén a szlovák határ mentén helyezkednek el.

A Durmitor-területéről a Mlječni do kisméretű oldódásos dolinái, egy aknadolinája, valamint a Mlječni do mellett elhelyezkedő óriás dolina (az Urdeni do) került a feldolgozásba. A Durmitort triász, kréta mészkövek építik fel. A hegység takarós szerkezetű, a Durmitori blokk része (*MILJUSH* 1978, *USTASZEWSKI* et al. 2009). Két glaciáció történt a hegységben. A fiatalabb után már csak a kárfulkében volt jég. A hegységben mára csak egyetlen gleccser őrződött meg (*DJUROVIĆ* 2009). A Mlječni do és az Urdeni do glaciális erózióval átalakított karsztos depressziók, amelyek

aljzatát függőleges helyzetű vastagabb és vékonyabb mészkőrétegek alkotják.

A Hochschwab az Északi-Mészkő-Alpokhoz tartozik és a Juvavic egység része, alsó triász homokkövekből, palából, középső triász mészkő és dolomit valamint felső triász homokkőből épül fel (MANDL et al. 2002). Területéről a feldolgozásba kisméretű oldódásos dolinák kerültek be. E dolinák egyik csoportja a hegység keskeny (gerincszerű) platójának a K-i végénél elhelyezkedő nagyméretű karsztos depresszió ÉNy-i lejtőjén helyezkedik el. Másik csoportja az említett depresszió K-i pereménél található keskeny, hosszú, zárt karsztos mélyedésnek a talpán.

A Kanin-hegység a Júliai-Alpok része. Felső triász mészkő, földolomit, valamint jura mészkő építi fel (BUSER, 1986, CARULLI 2006). Szerkezetileg nyugat-keleti irányi antiklinális, amelyet vetők darabolnak fel (ANTONINI, SQUASSINI 1982). Karsztos depresszióinak morfometriáját TELBISZ et al. (2011) tanulmányozták. A Kanin területéről KUNAVÉR (1983) adatainak a felhasználásával óriás oldódásos dolinák, valamint aknadolinák kerültek be a feldolgozásba.

A Mecsek-hegység, a Tiszai nagyszerkezeti egység felszínén levő szigethegysége (STEGENA et al. 1975). Permi és alsótriász homokkövek, triász és jura mészkövek építik fel (FÜLÖP 1989). Karsztja a Nyugat-Mecsek területén fejlődött ki, pliocén és középső miocén korú abrázíós teraszokon (LOVÁSZ 1971). A feldolgozásba bevont mérsékeltövi oldódásos dolinák egyik csoportja a hegység peremén található, Abaliget községtől néhány 100 m-re, a másik csoportja az Abaliget, Orfű községek és a Virágos-völgy által közrefogott területen helyezkedik el.

A Totes Gebirge az Északi-Mészkő-Alpok része felső-triász és jura mészkőből épül fel. A Felső-Ausztróalpi takaró Tiroli Fácies egységbe tartozik (PLAN et al. 2009). A feldolgozásba bevont óriás dolinák a Tauplitz alm nevű területen található, amely egy gleccser által formált, viszonylag sík térszín. A Totes Gebirgeből bekerült egy aknadolina is, amely a Redender Stein és a Winderkarkg csúcsok között található a 201 jelű turistaút mentén.

Eredmények

Amíg a vizsgált kisméretű dolinák hossza 1,0-35,0 m közötti (átlag 7,14 m), addig az aknadolináké 4,00-20,00 m, amelynek az átlaga 9,38 m (I, II. táblázat). Az aknadolinák nagyobb vertikális fejlettségét mutatja, hogy a kisméretű oldódásos dolinák átlagos mélysége (1,96 m) kisebb, mint az aknadolinák átlagos mélysége (6,53 m). Fenti értékek mutatják, hogy e két

típusba tartozó dolinák kis méretűek, de azt is, hogy e két típus dolináinak méretei megegyeznek, vagy hasonlóak. Viszont jelentősen eltérnek (kisebbek) az óriás dolinák és a mérsékelt övi dolinák méreteitől (*III, IV. táblázat*). A kisebb méret a fiatal kialakulási korról (posztglaciális korúak), illetve azzal magyarázható, hogy előfordulási környezetükben a biológiai aktivitás csekély intenzitású, ill. rövid időtartamú. Ismert, hogy az oldáshoz közvetlenül hozzájárul a CO₂, amely főleg a talaj élőlények disszimilációjához köthető (*JAKUCS 1977a, 1977b, 1980*). Látható, hogy a kisméretű oldódásos dolinák méretei változatosabbak, mint az aknadolinák méretei. Ez arra vezethető vissza, hogy a Mlječni do (Durmitor) területén a kisméretű oldódásos dolinák számottevően kisebbek, mint a Hochschwabi kisméretű dolináké. Ennek több oka is lehet. Így a Mlječni do dolinái tengerszint feletti magassága nagyobb, mint a Hochschwabi dolinák magassága. Emiatt fiatalabbak (a jéggel borítottság megszűnése későbbi), ill. kisebb a biológiai aktivitás is a nagyobb magasság miatt. De szerepe lehet a kisebb méretükben annak is, hogy itt a mészkőnek jelentős a kova tartalma (*VERESS 2016a*). Az *I. táblázat* adatai azt is mutatják, hogy a Hochschwabi dolinák oldallejtőinek meredeksége kisebb, mint a Durmitoriaké. Ez arra utal, hogy e típus dolináinak növekedése együtt jár az oldallejtő ellankódásával.

Az óriás dolinák hossza 140-680 m közötti, ennek átlaga 289,55 m. Látható, horizontális méreteik többszörösen nagyobbak, mint a kisméretű oldódásos dolinák, vagy aknadolinák horizontális mérete. Ha méretüket a mérsékeltövi oldódásos dolinákéval vetjük össze, utóbbiaktól az eltérés jóval kisebb. A mérsékeltövi dolinák hossza 100-210 m közötti, melynek átlaga 140 m (az eltérés még kisebb lenne, ha az uvalák adatait is figyelembe vettük volna). Mélységüket tekintve az eltérések változatosan alakulnak. Az óriás dolinák mélysége 5-40 m között változik, amelynek az átlaga 19,96 m. Az átlag jelentősen meghaladja a kisméretű oldódásos dolinák átlagos mélységét, kismértékben az aknadolinákét és nem különbözik a mérsékeltövi dolinák átlagos mélységétől (19,42 m). Bár az óriás dolinák és a mérsékeltövi dolinák mélységét módosíthatja a feltöltődés. Ez azonban a mérsékeltövi dolináknál akár még nagyobb is lehet, mint az óriás oldódásos dolináknál. Amíg az óriás oldódásos dolinák talpán előbukkan a mészkő, addig a mérsékeltövi dolináknál a feltöltés jelentős is lehet. Így *ZÁMBÓ (1986)* adatai szerint az Aggteleki-karszt dolináinál a kitöltés 7 m-nél is nagyobb lehet.

I. táblázat
Table I.

Kisméretű oldódásos dolinák
Small-sized solution dolines

Jele és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
D-1	3.0	1.0	1.0	3.00	1.00	33.69	63.43	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-2	2.0	1.0	0.5	4.00	2.00	26.56	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-3	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-4	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-5	2.0	1.0	0.8	2.50	1.25	38.65	57.99	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-6	3.0	2.0	1.5	2.00	1.33	45.00	56.30	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-7	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-8	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
H-1	35.0	25.0	7.2	4.86	3.47	22.36	29.34	41.5°	1780	2.3 méréskor: 4	V.
H-2	13.3	9.4	4.1	3.24	2.29	31.65	41.10	65.00°	1800	2.3 méréskor: 4	V.
H-3	9.1	7.2	2.5	3.64	2.88	28.79	34.78	51.00°	1805	2.3 méréskor: 4	V.
H-4	14.5	10.2	3.8	3.81	2.68	27.66	36.69	44.00°	1805	2.3 méréskor: 4	V.
H-5	9.9	9.5	3.0	3.30	3.17	31.22	32.28	52.50°	1800	2.3 méréskor: 4	V.
H-15	8.5	7.3	1.7	5.0	4.29	21.80	24.97	33.00°	1790	2.3 méréskor: 4	V.
H-16	4.5	4.3	1.1	4.09	3.91	26.05	27.10	54.00°	1760	2.3 méréskor: 4	V.
H-17	5.5	4.8	2.1	2.62	2.29	37.37	41.18	52.5°	1760	2.3 méréskor: 4	V.
átlag	7.14	5.42	1.96	3.13	2.41	34.25	41.88	49,19°	-	-	-

D: Durmitor, H: Hochschwab, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), $\frac{a}{c}$: mélység (m), alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$: alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, II: Veress (2016a), V: nem publikált saját mérés, ill. észlelés, a Hochschwabi dolináknál a hó egy őszi havazás (2016 október) maradványa, mért lejtőszög átlaga n=8 adatból képezve

D: Durmitor, H: Hochschwab, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$: shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$: shape-parameter with along length, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow N: No data, II: Veress (2016a), V: non-published own measurement and observation, the average of the measured slope angle formed from data n=8; In depressions marked H-1...H-17, snow accumulation developed because of fresh snow fall at the time of measurement (October 2016)

Aknadolínák
Schachtdolines

II. táblázat
Table II.

Jele és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
K-1	20.00	17.14	15.71	1.27	1.09	57.52	61.39	80°	N	4	I.
K-2	14.28	N	8.57	1.67	N	50.20	N	73°	N	1	I.
K-3	9.43	N	6.28	1.50	N	53.13	N	60°	N	4	I.
K-4	6.28	N	4.86	1.29	N	57.13	N	75°	N	1, 4	I.
K-5	9.42	N	4.86	1.94	N	45.90	N	90°	N	4	I.
K-7	7.14	N	5.43	1.31	N	56.68	N	90°	N	4	I.
T-1	4.00	N	3.00	1.33	N	56.31	N	N	N	2, 3	V.
D-1	4.50	N	3.5	1.29	N	57.26	N	N	1950-1960 között	2, 3	V.
átlag	9.38	-	6.53	1.45	-	54.26	-	78°	-	-	-

K: Kanin, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), c: mélység (m), $\frac{a}{c}$ alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$ alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, I: Kunaver (1983), V: nem publikált saját mérés, ill. észlelés, mért lejtőszög átlaga, n=6 adatból képezve

K: Kanin, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$ shape-parameter with along length, $\frac{b}{c}$ shape-parameter with along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow: N: No data, I: Kunaver (1983), V: non-published own measurement and observation, the average of the measured slope angle formed from data n=6

III. táblázat
Table III.

Óriás oldódásos dolinák
Giant solution dolines

Jelen és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
K-1Pod V.Babo	450	120	30	15.00	4.00	7.59	26.56	N	N	N	I.
K-2 Pod V.B Skednjem	230	140	15	15.33	9.33	7.43	12.09	N	N	N	I.
K-3 V suhi dol.pod št.2	220	150	20	11.00	7.50	10.30	14.93	N	N	N	I.
K-4 Malo Poldne-Konte	250	200	25	10.00	8.00	11.31	14.04	N	N	N	I.
K-5 Veliko- Poldne-Konte	260	180	20	13.00	9.00	8.75	12.52	N	N	N	I.
K-6 Krota Morjana- Konte	300	220	15	20.00	14.67	5.71	7.77	N	N	N	I.
K-7 Velikj Dol	680	450	35	19.43	12.86	5.88	8.84	N	N	N	I.
K-8 Mali Dol	500	250	25	20.00	10.00	5.71	11.31	N	N	N	I.
K-10 Pod Črnim Voglom	300	300	20	15.00	15.00	7.59	7.59	N	N	N	I.
K-11 Zadnji Dol	250	150	15	16.67	10.00	6.84	11.31	N	N	N	I.
K-12 Spodnjo Osajnica	450	370	45	10.00	8.22	11.31	13.67	N	N	N	I.
K-13 Pod Gnilo Glavo	220	100	10	22.00	10.00	5.19	11.30	N	N	N	I.
K-14 Pod Zg.Konjcem	140	100	10	14.00	10.00	8.13	17.30	N	N	N	I.
K-17 Kotel	330	250	40	8.25	6.25	13.63	17.74	N	N	N	I.
K-19 sz.od Vrha Lašt	200	100	15	13.33	6.67	8.53	16.70	N	N	N	I.
K-22 V Jami	410	200	40	10.25	5.00	11.04	21.80	N	N	N	I.
K-23Zah.od Jame	160	80	10	16.00	8.00	7.12	14.04	N	N	N	I.
K-24 Vzh.od Plešivca	140	80	12.5	11.20	6.40	10.12	17.35	N	N	N	I.
K-25 s.od Zelene Glave	250	200	22.5	11.11	8.89	10.20	12.68	N	N	N	I.
K-26 Konta	460	230	17.5	26.28	13.14	4.35	8.65	N	N	N	I.
K-27 j.ad Vrha Lašt	170	110	15.0	11.33	7.33	10.01	15.25	N	N	N	I.

K-28 Konte	jjz.od 140	110	15.0	9.33	7.33	12.09	15.25	N	N	N	I.
K-29 Konte	ju.od 180	100	17.5	10.29	5.71	11.00	19.29	N	N	N	I.
K-30 Jelenje Rupe	sp. del 220	90	10.0	22.00	8.00	5.19	14.04	N	N	N	I.
K-31 Ruda- pod Rombonom	400	200	20	20.00	10.00	5.71	11.31	N	N	N	I.
T-2	76.31	47.31	5.0	15.26	9.47	7.47	11.92	N	1620	1, 2, 3	II.
T-3	71.05	55.26	5.0	14.21	11.05	8.01	10.26	N	1620	1, 2, 3	II.
Urdeni do (D)	650	450	25.00	26.00	18.00	4.40	6.34	N	1740	1, 2, 3	IV.
átlag	289.55	179.38	19.96	15.22	9.28	8.24	13.42	-	-	-	-

K: Kanin számozás a Kunaver (1983) féle számozás szerint, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), c: mélység (m), $\frac{a}{c}$ alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$ alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, I: Kunaver (1983) által megadott depressziók közül kimaradtak azok, ahol nem volt szélességi adat, vagy az nagyon kicsi volt a hosszúsághoz képest, I. Kunaver (1983) II. Veress (2016a) IV: 1:25000 térképről

K: Kanin, numeration according to Kunaver's (1983) numeration, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$ shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$ shape-parameter along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow: N: No data, I: some of the depressions given by Kunaver (1983) were left out where there was no width data, or it was very small as compared to length, I. Kunaver (1983) II. Veress (2016a) IV: from a 1:25000 map

IV. táblázat
Table IV.

Mérsékeltövi oldódásos dolinák
Solution dolines of the temperate zone

Jelen és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
A-1	210	170	35	6	4.86	18.43	22.38	N	480	1, 2	III.
A-2	110	90	12.5	8.8	7.2	12.80	15.52	N	490	1, 2	III.
A-3	110	110	20	5.5	5.5	19.88	19.98	N	490	1, 2	III.
A-4	170	120	20	8.5	6	13.24	18.43	N	490	1, 2	III.
A-5	180	130	20	9	6.5	12.53	17.10	N	490	1, 2	III.
A-6	160	120	27.5	5.82	4.36	18.97	24.62	N	490	1, 2	III.
A-7	160	70	7.5	21.33	9.33	5.35	12.09	N	390	1, 2	III.
M-1	140	100	15	9.33	6.67	12.09	16.70	N	300	1, 2, 3	III.
M-2	140	130	25	5.6	5.2	19.65	21.03	N	300	1, 2, 3	III.
M-3	110	90	17.5	6.29	5.14	17.65	21.25	N	310	1, 2, 3	III.
M-4	120	100	17.5	6.86	5.71	16.26	19.29	N	310	1, 2, 3	III.
M-5	100	70	20	5	3.5	21.80	29.74	N	320	1, 2, 3	III.
M-6	110	70	15	7.33	4.67	15.25	23.20	N	320	1, 2, 3	III.
átlag	140	105.38	19.42	8.10	5.74	15.68	20.10	-	-	-	-

A: Aggteleki-karszt, M: Mecsek-hegység, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), $\frac{a}{c}$: c: mélység, (m), alak-paraméter hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$: alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, N: Nincs adat, 1. törmelék: 2, talaj: 3, lösz: III: 1:10000 térképről

A: Aggtelek karst, M: Mecsek Mountains, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$: shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$: shape-parameter along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width N: No data, 1, debris: 2, soil: 3, loess, III: from a 1:10000 map

V. táblázat
Table V.

Dolinatípusok dolináinak átlagos megnyúltsága
Average elongated nature of the dolines of doline types

Dolinatípus	megnyúltság
mérsékeltövi oldódásos dolina (n=13)	1,33
kisméretű oldódásos dolina (n=16)	1,31
óriási oldódásos dolina (n=28)	1,61

a: átlagos hosszúság

b: átlagos szélesség

Megjegyzés: aknadolinák kimaradtak, mert a szélesség nem ismert

a: average length

b: average width

Notice: schachtdolines were left out because width is unknown

Az óriás oldódásos dolinák nagy horizontális mérete olyan hosszabb idejű fejlődést sugall, ami elsősorban erőteljes oldalirányú növekedésükkel történhetett.

Az aknadolinák alakjai a hosszuk mentén 1,27-1,50 közöttiek, míg a kisméretű oldódásos dolináknál 2,00-5,00 közöttiek (átlag 1,45 ill. 3,13). Ezzel szemben az óriás dolinák alak-paraméterei a hosszuk mentén nagyok (az átlagos alak-paraméter 15,22) és nagyon változatos méretűek (8,25-26,28 közöttiek). Az alak-paraméter értékeik többszöröse a kisméretű oldódásos dolinákénak, vagy az aknadolinákénak. Az óriás dolinák alak-paraméter értékei hasonlóságot mutatnak a mérsékeltövi dolinák alak-paraméter értékeivel, amelyeknél az alak 5,00-21,33 között változik (tapasztalható, hogy a két dolina típus dolináinak alak-paraméter értékei „egymásba csúsznak”), az átlag 8,10. Mindez arra utal, hogy az óriás dolinák egykori képződési környezete jobban hasonlított a mérsékeltövi dolinákéra, mint az aknadolinák, vagy a kisméretű oldódásos dolinák képződési környezetére.

A számított lejtőszögek legkisebbek az óriás oldódásos dolináknál. A hosszúság felhasználásával kapott lejtőszög 4,35°-13,63° értékek között van, átlaga 8,24°. Az óriásdolínákéhoz közeli lejtődőlésűek a mérsékeltövi dolinák. Ezek lejtőszögei 5,35°-21,80° közötti, átlaga 15,68°. Nagy lejtőszög értékek jellemzik a kisméretű oldódásos dolinákat és az aknadolinákat. Előzőeknél a lejtőszög 21,80°-45,00° közötti (átlag 34,25°). Utóbbiaknál 45,90°-57,52° közötti (átlag 54,26°). Látható, hogy az aknadolinákat meredekebb lejtők övezik, mint a kisméretű oldódásos dolinákat. Az eltérés még markánsabb, ha a tényleges lejtőszögeket tekintjük. Ez az aknadolináknál 60°-90° közötti, míg a kisméretű oldódásos dolináknál 41,5°-65,0° között változik.

Megállapítható, hogy az aknadolináknál és a kisméretű oldódásos dolináknál olyan kialakító folyamatok hatottak, amelyek vertikálisan fejlett formák kialakulását eredményezték, míg az óriás dolináknál olyanok, amelyek horizontálisan fejlett formák létrejöttének kedveztek. Az aknadolinák és a kisméretű oldódásos dolinák meredek oldallejtői arra utalnak, hogy területükön az oldódás meredek lejtők kialakulását eredményezte.

Ha összehasonlítjuk az óriás dolinák és a mérsékeltövi dolinák átlagos megnyúltságát, akkor megállapítható, hogy előzőnél ez nagyobb (V. táblázat). Az óriás dolináknál még nagyobb lenne, ha a *KUNAVÉR* (1983) féle adatokból nem hagytuk volna ki azokat a dolinákat, amelyeknek a legkisebb átmérője csak 10 m volt, míg a leghosszabb a 150 m-t is meghaladta. E formák nem valószínű, hogy tipikus oldódásos dolinák. Ha az óriás oldódásos dolinák és a mérsékeltövi dolinák átlagos hosszának és átlagos szélességének a különbségét tekintjük, akkor megállapítható, hogy a hosszúságuk különbsége nagyobb (149,55 m), mint a szélességüké (74,00 m). Az óriás oldódásos dolinák nagyobb megnyúltsága és az, hogy a két dolina típusa tartozó dolinák hosszkülönbsége nagyobb, mint szélességük különbsége arra utal, hogy az óriási oldódásos dolinák hosszirányukba gyorsabban növekedtek, mint a mérsékeltövi oldódásos dolinák.

A kisméretű oldódásos dolináknál a két átmérő közti különbség nagyon kicsi. Ez közvetetten fiatal kialakulásukra bizonyíték. Bár valószínűleg az összes, vagy a többség törés mentén alakult ki, rövid fejlődésük alatt még nem volt idő ahhoz, hogy a törés menti hosszuk kellően megnőjön.

A dolinák kialakulása

A kisméretű oldódásos dolinák és az aknadolinák az óriás dolinákhoz képest nem csak kisebbek, hanem a vertikális méretük az átmérőjükhöz viszonyítva a nagyobb. Ezt jól reprezentálják a dolinatípusok dolináinak átlagos alakparaméter értékei. Ez úgy lehetséges, ha a kisméretű oldódásos dolinák és az aknadolinák növekedése főleg lefelé és nem oldalirányba történt és történik.

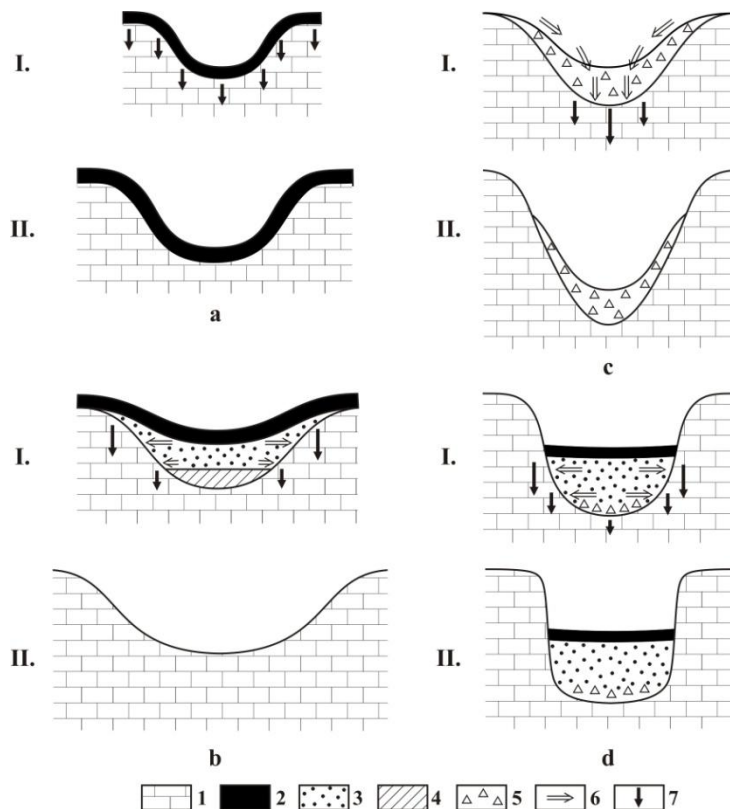
Ha a karsztos formában az oldódás horizontális, akkor a forma növekedése során elsősorban szélesedik. Horizontális oldódással növekednek a madáritatók (*JENNINGS* 1985), de *GAMS* (1978) a poljék szélesedését is horizontális oldódással értelmezi. A folyamat a polje aljzat üledékeinek és a polje oldal érintkezésénél történik. *ZÁMBÓ* (1970, 1986), *ZÁMBÓ* és *FORD* (1997) az Aggteleki-karszt (Magyarország) dolináinál mutatott ki horizontális oldódást. Ezt arra vezette vissza, hogy a dolina

kitöltés alsó része vízzáró lesz, miután az agyagásványok a vízfelvétel során megduzzadnak és ezért az üledék felső részében a víz oldalirányban szivárog a dolina oldallejtője felé. Miáltal alakja növekedése során nőhet (6bI. ábra). Oldalirányú szivárgást azonban nem csak a kitöltés alsó részének a vízzárása okozhat. A szivárgási irány függ a szemcsemérettől, a laboratóriumi kísérletek szerint (VERESS et al. 2014, VERESS et al. 2015, DEÁK et al. 2015, VERESS 2016a). A finom szemcseméretű (0,250 mm-nél kisebb szemcséjű) fedőben nagy a kapilláris hézagterefogat, ezért a fedőben lévő vízre a hajszálcsovesség emelő tényezője hat. Ezt bizonyítja a különböző szemcseméretű üledék eltérő mértékű vízemelése. A 0,063 mm-nél kisebb szemcséjű fedőben a vízemelés 24 óra alatt elérheti a 100 cm-t, míg az 1,00-2,00 mm szemcséjű fedőben mindössze a 2 cm-t (Veress et al. 2015, VERESS 2016a). A víz emiatt a fedőben nem lefelé, hanem felfelé, ill. oldalirányban mozog. Ezzel szemben a durvább szemcséjű fedőben (szemcseméret 0,500 mm-nél durvább), miután nagy az aggregát hézagterefogat a vízre gravitáció hat és így lefelé mozog.

A kisméretű oldásos dolinákban és az aknadolinákban a hólé, miután azok talpán durva közettörmelék van (szemcseátmérő uralkodóan több cm) lefelé mozog. Ezt a vízmozgási irányt a közettörmelékre települt néhány dm-es talaj nem képes megváltoztatni. Emiatt az oldódás e formák aljzatán megy végbe, ami mélyüléseket eredményezi, ezáltal az alak csökken (6cI. ábra). Ha a talaj kellően kivastagszik, akkor a vízszivárgás részben horizontálisra módosulhat. Ez horizontális oldódást okozva hozzájárulhat a lejtők dőlésének a növekedéséhez, miközben a dolina alakja ugyanakkora maradhat (6d. ábra).

A kialakuló mélyedésekben a periglaciális övben, fák hiányában, a hófúvások hó felhalmozódásokat hoznak létre. A mélyedés növekedés és a hó felhalmozódások egymást erősítik. A mélyedésben több hó halmozódik fel, mind a környezetében, így az intenzívebben mélyülhet, mélysége nő. A mélyebb formában még több hó halmozódhat fel, így a forma mélyülése még intenzívebb lesz, ez további mélység növekedéssel jár.

A lejtő meredeksége a formát kitöltő hó kitöltés kiterjedésétől függ. Akkor, ha a dolinát az év zömében teljesen (vagy majdnem teljesen) hó tölti ki, az oldódás a hófolt teljes szélességében végbemegy a keletkező olvadékvíz által. Ekkor meredek lejtőjű aknadolina alakul ki (7a. ábra). Ezért aknadolinák fordulhatnak elő a periglaciális öv felső részén, ahol a hó lassabban olvad, de ott is ahol a morfológiai viszonyok kedveznek a nagyméretű hó kitöltésnek, valamint a hó lassú fogyásának. Továbbá ott is, ahol a meredek dőlésű réteglapok irányítják az oldódást (3. ábra).

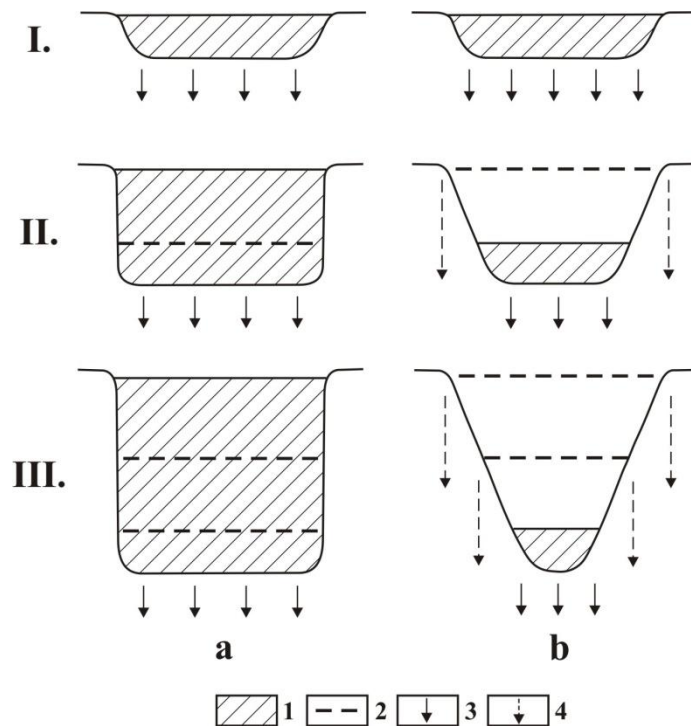


6. ábra: Karsztos depressziók alak-paraméter változásai
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. talaj, 3. finomszemcsésű fedő, 4. vízfelvétel során vízzáróvá alakuló agyagos fedő, 5. durvaszemcsésű fedő, 6. vízmozgás a fedőben, 7. oldódás (a nyíl hossza utal az oldódás intenzitására), a. a depresszió minden részén hasonló az oldódás (alak-paraméter nem változik), b. a depresszió lejtőjén az oldódás nagyobb, az oldallejtők ellankásodnak (alak-paraméter nő), c. a depresszió talpán az oldódás nagyobb, az oldallejtők meredekebbekké alakulnak (alak-paraméter csökken), d. a depresszió oldallejtői ugyancsak meredekebbekké formálódnak a lejtők alsó részének az oldódása miatt (alak-paraméter csökkenhet) (b. ábra Zámbo 1986 nyomán)

Fig. 6 Changes of shape-parameter of karstic depressions

1. limestone, 2. soil, 3. fine-grained superficial deposit, 4. clayey superficial deposit becoming impermeable during water absorption, 5. coarse-grained superficial deposit, 6. water movement in the superficial deposit, 7. dissolution (the length of the arrow refers to the intensity of dissolution), a. dissolution is similar in all parts of the depression (the shape-parameter does not change), b. dissolution is greater on the slope of the depression, the side slopes become gentle (the shape-parameter increases), c. dissolution is greater on the floor of the depression, side slopes become steeper (the shape-parameter decreases), d. the side slopes of depressions become steeper because of the dissolution of the lower part of the slopes (the shape-parameter can decrease) (Fig. 6. after Zámbo 1986)

Ha a hó kitöltés az év zömében kisebb mértékű a dolinában, mert a hó kitöltés eleve kisebb, vagy gyors olvadás során összezsugorodik, akkor a hófolt szélessége kisebb lesz. Az oldódás kisebb területre koncentrálódik. A mélyülő dolina alul kisebb szélességű lesz. Ez kisebb dőlésű (az aknadolinához képest) oldallejtők kialakulását eredményezi. Kialakul a kisméretű oldódásos dolina (7b. ábra).



7. ábra: Aknadolinák, kisméretű oldódásos dolinák alak-paramétere és az éves hó kitöltésük időtartama közötti elvi kapcsolat

Jelmagyarázat: 1. hó kitöltés, 2. a rövidebb időtartamú hó kitöltés szintje, 3. hó olvadék általi folyamatos oldódás, 4. hó olvadék általi rövid idejű oldódás, I. kezdeti állapot: a mélyedések sekélyek, a hó teljesen kitölti azokat, II-III. kifejlődő állapot: az a. ábra mélyedése hosszú időn keresztül hóval teljesen kitöltött, így a forma teljes szélességében mélyül, a b. ábra mélyedése csak rövid ideig kitöltött teljesen hóval; a hosszú idejű, alacsonyabb hó kitöltés idején a hófolt szélessége is kisebb, így az oldódás területe is kisebb kiterjedésű lesz, a forma elkeskenyedve mélyül

Fig. 7 Theoretical relation between the shape-parameter of schachtdolines and small-sized solution dolines and the duration of their annual snow fill

1. snow fill, 2. level of snow fill of shorter duration, 3. continuous dissolution by snow melt, 4. dissolution of short duration by snow melt, I. original state: depressions are shallow, snow completely fills them, II-III. juvenile state: depression of Fig. a. is completely filled with snow for a long time thus, the feature becomes deep in its total width, depression of Fig. b. is completely filled with snow for a short time; during lower snow fill that is of long duration, the width of the snow patch is also smaller thus, the area of dissolution will be also of smaller extent, the feature deepens by becoming narrow

Az óriás dolinák jellemzőinek jelentős eltérése a kisméretű oldódásos dolináktól és aknadolináktól, hasonlósága a mérsékeltövi dolinák jellemzőihez arra utal, hogy nem a jelenlegi (periglaciális) környezetben jöttek létre. Fejlődésük az alábbi módokon történhetett.

- Kialakulásuk talajjal fedett térszínen kezdődött, amely kedvezett a nagy átmérőjű (nagy alak-paraméter) dolinák létrejöttének.
- Később a lejtők talaj alatti oldódása során a depresszió szélesedett. (A horizontális méret tovább nő, ez azonban nem eredményezi az alak-

paraméter további növekedését, miután a dolina talajjal fedett talpa is mélyül (*6a. ábra*). Sőt ahogyan a dolina talpra az oldallejtőkről a talaj lemosódik a kivastagodó kitöltésben a megnövekedett víztározás miatt a talajélet intenzitása és így a biogén CO₂ termelés fokozódik. Tehát az oldódási intenzitás a dolinatalpon meghaladhatja az oldallejtőkét. Emiatt az alak-paraméter akár csökkenhet is.

- Ezt követően mállási maradékból, beszállított üledékből a dolinában fedő halmozódhat fel. Ha ennek alsó része vízzáróvá alakul a vízfelvétel során, vagy elegendően finom szemcséjű üledék halmozódik fel, oldalirányú vízmozgás lép fel, amely a dolina szélesedését okozhatja (az alak-paraméter nő, *6b. ábra*). Az óriásdolinákból azonban jelenlegi állapotokban a finom szemcséjű, nem moréna eredetű üledék hiányzik. Ismert azonban, hogy a glaciális erózió a depressziók üledékkitöltését eltávolította (*SWEETING 1973*), ami a fent említett hiányt magyarázhatja.

- Az óriás oldódásos dolinák a pleisztocénben jégeróziót szenvedtek el. Ez a dolinák méreteinek figyelembevételével, továbbá, hogy talpukon moréna van, arra utal, hogy a glaciális erózió elsősorban a lejtők pusztulását eredményezte (az alak-paraméter így tovább nőhetett).

A fenti genetikai sajátosságok a jégeróziót megelőzően erdős környezetre utalnak. Ezért az óriás oldódásos dolinák a fahatár alatt alakultak és fejlődtek. Fejlődésük glaciális erózióval akkor folytatódott, amikor a hordozó térszín megemelkedett, továbbá a pleisztocén klímaromlás miatt a fahatár alacsonyabb helyzetű lett. Önmagában a pleisztocén klímaromlás a fahatár feletti helyzetüket nem okozhatta, hiszen a mai klimatikus körülmények mellett is többségük a fahatár felett helyezkedik el.

Az óriás oldódásos dolinák és a mérsékelt övi dolinák hosszának a nagyobb különbsége, mint szélességeiké arra utal, hogy a jégerózió az óriás oldódásos dolinák már meglévő megnyúltságát nagyobb mértékben növelte, mint a szélességüket. Vagyis az óriás oldódásos dolinák elsősorban a jégmozgás irányába növekedtek glaciális erózió által.

Következtetés

Az óriás oldódásos dolinák fahatár alatti környezetben alakultak ki. E környezetben talaj alatti oldódással nagy átmérőjű formák alakulhattak ki. A horizontális növekedésüket még erősíthette finom szemcséjű üledék kitöltésük és a jégerózió. A jégerózió során főleg hosszabbik átmérőjük mentén növekedtek. Ugyanakkor a fás növényzet miatt hó felhalmozódások kevésbé alakulhattak ki belsejükben és így vertikális növekedésük kevésbé volt meghatározó. Mai helyzetükbe kialakulásukat követően a hordozó

területük emelkedése során kerültek. Ahol hiányoznak képződési feltételeik nem voltak meg. Így a hordozó terület gyors és nagymértékű kiemelkedése miatt a felszín még létrejöttük előtt a fahatár fölé került, vagy a karszt fedett volt és fedőjét csak akkorra vesztette el, amikor már a fahatár feletti helyzetben volt.

Az aknadolinák és a kisméretű oldódásos dolinák a periglaciális övben hó (hófolt) alatt alakultak ki, miután a fás növényzet hiánya miatt területükön hó felhalmozódások jöhetnek létre. A mélyedés kialakulás és a hó felhalmozódás egymást erősítik. Vertikális növekedésüket (mélyülésüket) az okozza, hogy talpukon főleg durvaszemcsésű fedő (törmelék) van. Hogy a létrejövő depressziók közül melyik lesz kisméretű oldódásos dolina, vagy aknadolina, az attól függ, hogy a teljes hó kitöltés milyen hosszú. Ha a teljes hókitöltés majdnem kiterjed az év egészére, aknadolina alakul ki, miután a hó kitöltés széles, így az oldódás a forma teljes területén végbemegy. A teljes hó kitöltés nem csak a magasságtól, hanem a helyi morfológiai viszonyoktól is függ. Ezért előfordulhatnak alacsonyabban is, ill. ott is, ahol a függőleges helyzetű rétegek irányítják az oldódást, hozzájárulva ezáltal a függőleges oldallejtő létrejöttéhez. Ha a hó kitöltés csak részleges az év zömében, a hófolt és így az oldódás is kisebb lesz, kisméretű oldódásos dolina alakul ki.

IRODALOM

ANNYSA K., FRANKL A., SPALEVIC' B V., C'UROVIC' B M., BOROTAC D., NYSSENA J. (2014): Geomorphology of the Durmitor Mountains and surrounding plateau Jezerska Povrs' (Montenegro) – Journal of Maps, 2014 <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2014.909338>

ANTONINI, R. & P. SQUASSINO (1992): Fenomeni carsici di Planina Goricica – Alpine caves: alpine karst system and their enviromental context, 33–39, Asiago.

BAUER F. (1962): 'Nacheiszeitliche Karstalpen' – Proc. 2nd Inst. Congr. Speleol., Bari-Lecce-Salerno 1958.1 pp. 299-329.

BOČIČ N., FAIVRE S., KOVACIC M., HORVATINCIC N. (2012): Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia) – Zeitschrift für Geomorphologie Vol. 56(4) pp. 409–433.

BOGNAR A., FAIVRE S. (2006): Geomorphological Traces of the Younger Pleistocene Glaciation in the Central Part of the Velebit Mt. – Hrvatski geografski glasnik 68(2) pp. 19–30.

- BÖGLI A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung– Zeitsch. f. Geomorph. N. E. (2) pp. 4-21.
- BÖGLI A.* (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeits. f. Geomorphologie 5 pp. 185-193.
- BUSER, S.* (1986): Osnovna geološka karta SFRJ, List Beljak in Ponteba, Beograd, 1:100 000.- Beograd.
- CARULLI, G.B.* (2006): Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia, 1:150 000.- Servizio Geologico, SELCA, Firenze.
- COLHOUN, E.A. KIERNAN, K., BARROWS, AND T.T. GOEDE, A.,* (2010): Advances in quaternary studies in Tasmania – In: Bishop, P., Pillans, B. (Eds.), Australian Landscapes, Geological Society of London, Special Publication, 346 pp. 165-183.
- DEÁK GY., SZEMES M., VERESS M.* (2015): A gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analóg modelleken – Karsztfelődés XX pp. 215-229.
- DJUROVIĆ P.* (2009): Reconstruction of the Pleistocene Glaciers of Mount Durmitor in Montenegro – Acta geographica Slovenica 49 (2) pp. 263-289.
- DJUROVIC' P., PETROVIC' A.S., SIMIC' S.* (2010): The overall impact of Pleistocene glaciation on morphological diversity of uvalas at Durmitor and Zijovo – Serbian Geographical Society, 90 pp. 17–34. doi:10.2298/GSGD1001017D.
- DREW D.* (2004): Burren Glaciokarst, Ireland – In: Gunn J. (ed.) Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn, New York pp. 169-171.
- FARSANG A., M TÓTH T.* (1992) Bükk-i dolinák morfológiai vizsgálata – In: A Bükk karsztja, vizei, barlangjai I. Miskolc, pp. 39-50
- FINK M.H.* (1973): Multilingual glossary of karst and speleological terminology – ISU, Subcommission on Karstterminology Project, 53 p.
- FORD D.C.* (1979): A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada – Bulletin of the National Speleological Society, 41 pp. 53-65.
- FORD D.C.* (1984): Karst groundwater activity and landform genesis in modern permafrost regions of Canada– In: LaFleur RG (ed.): Groundwater as a Geomorphic Agent, Allen&Unwin, London, pp. 340-350.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley and Sons, Ltd. Chichester 562 p.
- FÜLÖP J.* (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába – Akadémia Kiadó, Budapest, 246 p.
- GAMS I.* (1978): The polje: The problem of definition – Zeits. für Geomorphology 22 pp. 170-181.

- GVOZDETSKIY N.A.* (1965): Types of Karst in the U.S.S.R. – Separatum, Prob. Speleol. Res. (Prague) pp. 47-54.
- JAKUCS L.* (1977a): Morphogenetics of karst regions – Adam Hilgar, Bristol, 284 p.
- JAKUCS L.* (1977b): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – Karszt és Barlang I-II. pp. 1-16.
- JAKUCS L.* (1980): A karszt biológiai produktum – Földrajzi Közlemények XXVII pp. 331-339.
- JENNINGS J.N.* (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples – New Zealand Geog. 31 pp. 6-28
- JENNINGS J.N.* (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York, 293. p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I., KISS M., NELIS S.* (2015): Néhány további adat a hazai karsztdolinák aszimmetriájának kialakulásához – Karsztfejlődés XI. pp. 125-144.
- KOVÁCS S.* (1984): Tisia-probléma és lemeztekonika-kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák eloszlása alapján – Földtani Kutatás 27 (1) pp. 55-72.
- KUNAVER J.* (1961): Visokogorski Kras v Vzhodnih Julijskih in Kamniskih Alpah – Geografski Vestnik 33 pp. 95-135.
- KUNAVER J.* (1983): Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst – Geografski zbornik XXII.(1) pp. 201-343.
- KUNAVER J.* (2009a): The nature of limestone pavements in the central part of the southern Kanin plateau (Kaninski podi) Western Julian Alps – In: Ginés A, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W. (szerk.): Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9. pp. 299-312.
- KUNAVER J.* (2009b): Corrosion terraces, a megaausgleichsfläche on a specific landforms of bare glaciokarst – In Ginés A, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W (eds): Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9. pp. 161-168
- LESS GY.* (1998): Földtani felépítés – In: Boross G (ed): Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda, Budapest, pp. 26-66.
- LIPPMANN L., KISS K., MÓGA J.* (2008): Az Abaligeti-Orfűi karsztos felszínformák vizsgálata térinformatikai módszerekkel – Karsztfejlődés XIII. pp. 151-166.
- LOVÁSZ GY.* (1971): Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez – Földrajzi Értesítő XX(3) pp. 283-296.

- MAIRE R.* (1990): La haute montagne calcaire – Karstologia-Memoires 3 La Ravoire, 731 p.
- MANDL G., BRYDA G., KREUSS O., MOSER M., PAVLIK W.* (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet – Unpubl. final report to the Viennese Waterworks, Geologische Bundesanstalt, Wien, 225 p.
- MILJUSH P.* (1978): Tectonic framework and evolution of the Dinarides – Tectonophysics, 44 (1-4) pp. 321-344.
- MIOTKE, F.D.* (1968): Karstmorphologische Studien in der glazialüberformten Hohenstufe der Picos de Europe' Nordspanien. Jahrbuch der geographischen Gesellschaft zu Hannover Sonderheft, 4 161 p.
- PÉNTEK K., VERESS M., LÓCZY D.* (2007): A morphometric classification of solution dolines – Zeitschrift für Geomorph 51(1) pp. 19-30
- PÉNTEK K., VERESS M., SZUNYOGH G., DAZAMITS R., TENDELITS A.* (2000): A karsztos mélyedések morfometriájának függvénytani eszközökkel történő leírása – BDF Tudományos Közlemények, Szombathely 7 pp.73-96.
- PLAN L.* (2005): Karstwasserschutz und andere umweltrelevante Fragestellungen im Bereich der Schneeberg und Hochswab – Projektbericht.
- PLAN L., DECKER K.* (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau Eastern Alps, Austria – Zeits. f. Geomorph. N. F. 147 pp. 29-54.
- PLAN L., FILIPPONI M., BEHM M., SEEBACHER M., JEATTER P.* (2009): Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology – A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria). – Geomorphology 106 (1-2) pp. 118-129.
- SMART C.* (1986): Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. – Zeits. f. Geomorph. N. F. 30 (4) pp. 423-443.
- SMART C.* (2004): Glacierized and glaciated karst – In: Gunn J (edit.): Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy-Dearborn, New York, London pp. 389-390.
- STEGENA L., GECZY B., HORVATH F.* (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin – Tectonophysics, v. 26 pp. 71-90.
- STEPIŠNIK U., FERK M., KODELJA B., MEDENJAK G., MIHEVC A., NATEK K., ŽEBRE M.* (2010): Glaciokarst of western Orjen, Montenegro – Cave and Karst Science 36(1) pp. 21-28.
- SWEETING, M.M.* (1973): Karst Landforms – Columbia University Press, New York, 362 p.

- TELBISZ T., MÓGA J., KÓSIK SZ.* (2009): A Pelsőci-fennsík digitális domborzat elemzése és töbör-morfometiriai jellemzése – *Karsztfejlődés XIV* pp. 121-137.
- TELBISZ, T., MARI L., SZABÓ L.* (2011): Geomorphological characteristics of the Italian side of Canin massif (Julian Alps) using digital terrain analysis and field observations – *Acta Carsologica* 40(2) pp. 255-266.
- USTASZEWSKI K., SCHMID SM., LUGOVIĆ B., SCHUSTER R., SCHALTEGGER U., BERNOULLI D., HOTTINGER L., KOUNOV A., FÜGENSCHUH B., SCHEFER S.* (2009): Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina – Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos*, 108 (1-4) pp. 106-125.
- VERESS M.* (2016a): Covered Karst – Springer, Berlin, Heidelberg, New York 536 p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2
- VERESS M.* (2016b): Postglacial evolution of paleodepressions in glaciokarst areas of the Alps and Dinarides – *Zeitschrift für Geomorph* 60(4) pp. 343-358.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – *Zeitschrift für Geomorph.* 4 pp. 461-476.
- VERESS M., GÁRDONYI I., DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán – *Karsztfejlődés XIX* pp. 159-171.
- VERESS M., GÁRDONYI I., DEÁK GY.* (2015): Gipsz hasadékkarrjainak vizsgálata modellkísérletekkel – *Karsztfejlődés XX* pp. 231-250.
- WALTHAM A.C., FOOKES P.G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology* 36 pp. 101–118
- WALTHAM T., BELL F., CULSHAW M.* (2005): Sinkholes and Subsidence. Springer, Berlin – Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS P.W.* (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – *Zeitschrift für Geomorph* 15 pp. 40-61
- WILLIAMS P.W.* (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology – *Journal Hydrology* 61 pp. 45-67.
- ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösagyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén –. *Földrajzi Közlemények* 94(18) pp. 281-293.
- ZÁMBÓ L.* (1986): Karsztvörösagyagok CO₂ termelés és a karsztkorrózió összefüggése – *A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei I. sorozat Bányászat* 33/1-4 pp. 125-138.

ZÁMBÓ L., FORD, D.C. (1997): Limestone dissolution processes in Beke doline. Aggtelek National Park, Hungary – Earth Surface Processes and Landforms 22 pp. 531-543.

ZEBRE, M., STEPIŠNIK, U. (2015a): Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps – Earth Surface Processes and Landforms DOI: 10.1002/esp. 3731

ŽEBRE, M., STEPIŠNIK, U. (2015b): Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia) – Journal of Maps, DOI: 10.1080/17445647.2015.1095133