

# PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi Kar

Földtudományok Doktori Iskola



## Rinnenkarrok fejlődésének modellvizsgálata

PhD értekezés

**Mitre Zoltán**

Témavezetők:

**Dr. Lóczy Dénes DSc.**

egyetemi tanár

**Dr. Veress Márton DSc.**

professor emeritus

**Pécs, 2024**

# Tartalomjegyzék

NOMENKLATÚRA.....	4
1. BEVEZETÉS.....	5
2. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS .....	7
2.1. Rinnenkarrok általános tulajdonságai, morfológiája.....	7
2.2. Mészdő oldódásra vonatkozó elméleti megközelítések .....	14
2.3. A Totes Gebirge – kutatási terület bemutatása.....	18
2.4. Rinnenkarrok fejlődésének vizsgálatai, modelljei.....	21
2.4.1. Vályúfejlődési modellek terepi morfometria alapján .....	21
2.4.2. Vályúfejlődési modellek fizikai laboratóriumi kísérletek alapján.....	24
2.4.3. Matematikai modellek .....	27
2.4.4. Az áramlás numerikus modellezése .....	29
2.5. Rinnenkarr fejlődési modellek aktuális kérdései.....	31
3. CÉLKITŰZÉSEK .....	33
4. KUTATÁSI MÓDSZEREK.....	34
4.1. Terepi adatok.....	34
4.1.1. A vályúk szélességének és mélységének meghatározása.....	36
4.1.2. A vályúk lejtőszögének és a mellékvályúk becsatlakozási szögének megadása.....	37
4.1.3. A vízgyűjtő terület lejtésének és szélességének megadása .....	38
4.1.4. A helyi kiöblösödés hosszúságának megadása.....	39
4.1.5. A terepi vályú digitális leképezése .....	40
4.1.6. Helyi kiöblösödést jellemző számított adatok .....	40
4.2. Laboratóriumi mérések.....	44
4.3. A rinnenkarr vízgyűjtő területének vizsgálata.....	45
4.4. Rinnenkarr áramlásának modellezése szimulációval .....	48
4.4.1. Vizsgált esetek.....	48
4.4.2. Az áramlás modellezése .....	52
4.4.3. A modellkísérletek beállításai .....	57
4.4.4. Szimulált adatok kiértékelése és alkalmazása .....	58
4.4.4.1. Az örvényesség térbeliségének tanulmányozása .....	58
4.4.4.2. A terepi vályúk keresztmetszet-növekedése és az örvényesség kapcsolata.....	59
4.4.4.3. Az intenzív örvényes szakasz kijelölése .....	60
4.4.4.4. A terepi helyi kiöblösödések és intenzív örvényes szakaszok hosszának összevetése .....	61
4.4.4.5. Helyi kiöblösödések hosszát befolyásoló terepi hatások értelmezése.....	62
4.4.4.6. Helyi kiöblösödések keresztmetszetét befolyásoló terepi hatások értelmezése .....	63
5. EREDMÉNYEK.....	65
5.1. A vízgyűjtő terület és vályúfejlődés kapcsolata .....	65
5.1.1. A vízösszegyűlés a vízgyűjtőn .....	65
5.1.2. Mellékvályúk megjelenési formái a vízgyűjtőn .....	66

5.2. A helyi kiöblösödés kialakulásának háttere .....	75
5.2.1. Az áramlási sebesség .....	75
5.2.2. Örvényesség a vályúkban .....	77
5.2.2.1. Az örvényesség szerkezete a fővályúban a mellékvályú becsatlakozásnál.....	77
5.2.2.2. Terepi morfológia és szimulált örvényesség.....	81
5.3. A helyi kiöblösödés hossza .....	85
5.3.1. A szakaszhosszak összevetése.....	85
5.3.2. A helyi kiöblösödés szakaszhosszának lejtési és becsatlakozási szögtől való függése .....	90
5.3.3. A vízgyűjtő hatása a helyi kiöblösödés hosszára .....	93
5.3.4. A helyi kiöblösödés hossza sűrűn és ritkán mellékvályús részeken.....	96
5.4. Helyi kiöblösödések keresztmetszetének és alakjának fejlődése .....	103
5.4.1. A helyi kiöblösödés keresztmetszete.....	103
5.4.2. A helyi kiöblösödések alakjának fejlődése.....	106
5.4.2.1. Az alak fejlődése különböző mellékvályú szám esetén .....	106
5.4.2.2. Az alak fejlődése a mellékvályú becsatlakozási szögének függvényében.....	112
6. EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA.....	115
7. TOVÁBBI KUTATÁSI IRÁNYOK.....	118
8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....	119
IRODALOMJEGYZÉK.....	120

# Nomenklatúra

Jelölés	Jelentés	Definiálás oldalszáma
<b>Fogalmak</b>		
<i>Keresztmetszet növekedés:</i>	A vályú keresztmetszetének kismértékű megnövekedése, általában vízgyűjtőről beáramló víz oldódhatása miatt.	13, 32
<i>Helyi kiöblösödés:</i>	A fővályú keresztmetszetének jól elkülönülő lokális megnövekedése mellékvályúból befolyó víz örvényes oldódhatása következtében.	14, 32
<i>(Közös) helyi kiöblösödés:</i>	Olyan kiöblösödő forma, amibe látszólagosan egynél több mellékvályú csatlakozik be.	41
<b>Latin betűs jelölések</b>		
<i>A:</i>	Alak (szélesség/mélység) egy adott keresztmetszet-szelvény mentén. [m/m]	41
<i>A*:</i>	Egy (közös) helyi kiöblösödés átlagos alak értéke. [m/m]	43
<i>D:</i>	Helyi kiöblösödés legvalószínűbb hossza. [m]	62
<i>D<sub>L</sub>:</i>	Laboratóriumban mért örvényes szakasz hossza. [m]	45
<i>D<sub>S</sub>:</i>	Szimulációban mért intenzív örvényes szakasz hossza. [m]	60
<i>D<sub>T</sub>:</i>	Terepen mért helyi kiöblösödés hossza. [m]	39
<i>h:</i>	Szimulált intenzív örvényes szakasz hossz kijelölésére jellemző együttható.	61
<i>LJA:</i>	Nagy becsatlakozási szög ( $65^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$ ).	112
<i>MJA:</i>	Mérsékelt becsatlakozási szög ( $35^\circ \leq \varphi < 65^\circ$ ).	112
<i>n:</i>	Adott közös helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma. [db]	41
<i>N:</i>	Mérési szelvények száma egy adott helyi kiöblösödés mentén. [db]	43
<i>P:</i>	<i>D<sub>T</sub></i> érték eltérése a <i>D</i> értéktől. [%]	62, 63
<i>Q*:</i>	Becsült vízmennyiség egységérték a vízgyűjtőn.	46
<i>Q:</i>	Becsült vízmennyiség egységérték a fővályú mentén.	46, 47
<i>S:</i>	Keresztmetszetre átlagolt örvényesség érték. [ $s^{-1}$ ]	59
<i>S<sub>B</sub>:</i>	Átlagos örvényesség a talpi térfogatban a becsatlakozás közelében. [ $s^{-1}$ ]	64
<i>SJA:</i>	Kis becsatlakozási szög ( $0^\circ \leq \varphi < 35^\circ$ ).	112
<i>S<sub>max</sub>:</i>	A keresztmetszetre átlagolt örvényesség lokális maximum értéke a vályúban. [ $s^{-1}$ ]	61
<i>S<sub>K</sub>:</i>	Átlagos örvényesség a folyásirány szerinti jobb oldali térfogat a becsatlakozás közelében. [ $s^{-1}$ ]	64
<i>T:</i>	Keresztmetszet terület az egyes szelvények mentén. [ $m^2$ ]	39
<i>T*:</i>	Átlagos keresztmetszet-terület egy (közös) helyi kiöblösödésben. [ $m^2$ ]	43
<i>x, d, z':</i>	Fővályú szerinti kereszt, hossz és vertikális irányú koordináták. [m]	37, 48
<i>v:</i>	Sebességvektor (a vályúban áramló víz sebessége). [ $ms^{-1}$ ]	56
<i>v<sub>i</sub>:</i>	Sebességvektor komponensei ( $i = x, d, z'$ ). [ $ms^{-1}$ ]	48, 56, 57, 58
<i>w:</i>	Átáramlási vektor a vízgyűjtő cellán.	46
<i>w<sub>i</sub>:</i>	Átáramlás irányának komponensei a vízgyűjtő cellában ( $i = x, d$ )	46, 47
<b>Görög betűs jelölések</b>		
<i>α:</i>	Hordozó térszín(rész) lejtőszöge. [°]	37
<i>β:</i>	Vízgyűjtő csapásirányú lejtése. [°]	38
<i>Δx:</i>	Vályú szélessége. [m]	36, 37
<i>Δz':</i>	Vályú mélysége. [m]	36, 37
<i>φ:</i>	Becsatlakozási szög. [°]	37, 38
<i>φ*:</i>	Átlagos becsatlakozási szög. [°]	43
<i>ρ:</i>	Két mellékvályú közti távolság. [m]	42
<i>ρ:</i>	Átlagos mellékvályú távolság egy közös helyi kiöblösödésen belül. [m]	42
<i>ω:</i>	Örvényesség ( <i>rot v</i> ). [ $s^{-1}$ ]	57
<b>Római számos jelölések</b>		
I/f:	Becsatlakozási előtti vályúszakasz a fővályún.	80, 81
II/f:	Becsatlakozás környezetében lévő szakasz a fővályún.	80, 81
III/f:	Becsatlakozástól folyásirányban távolabbi szakasz a fővályún.	80, 81
I/m:	Folyásirányban legfelső, egyenes szakasz a mellékvályúban.	81
II/m:	Irányváltó szakasz a mellékvályúban.	81
III/m:	A fővályú áramlásával érintkező (legalsó) szakasz a mellékvályúban.	81

# 1. Bevezetés

A karsztterületek felszín alatti és felszíni kis- valamint nagyformái régóta vizsgálatok tárgyát képezik. Manapság az egyes karsztfejlődési folyamatok alapjai jól ismertek. Ezért a jelenben a kutatások a fejlődési modellek pontosítására, illetve azok gyakorlati alkalmazására törekednek.

A Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi és Műszaki Karának Karsztkutató műhelye Veress Márton vezetésével 1993 és 2016 között évente végzett terepi vizsgálatokat az ausztriai Totes Gebirge területén. E vizsgálatok a karsztterület – és különösen a kisméretű formák, a karrok – morfológiáját részletesen feltárták, ezirányú nemzetközi kutatásokhoz sok új megállapítással járultak hozzá. Ennek során több olyan kérdést is megnyitottak a karrokra vonatkozóan, amelyeket korábban más kutatók nem vizsgáltak. Különösen fontos kérdések egyike a korábban részletesen nem vizsgált rinnenkarrok fejlődése. A vizsgált területet is magába foglaló periglaciális alpi környezet karrformáinak több, mint felét ez a típus teszi ki.

A rinnenkarrok megismerésében meghatározó fontosságú a fő- és mellékvályúk összecsatlakozásainál a vályúmorfológia fejlődésének vizsgálata. A terepi felmérések igazolták e helyeken a jelentős lokális méretnövekedést, amely a karrvályúk egyéb részeitől jól elkülöníthető. A vályúfejlődés hátterének feltárásában gondot okoz, hogy a terepi és laboratóriumi módszerek korlátoltak a vízáramlás jellegének és a vízgyűjtőről összegyűlő víz hatásának pontos vizsgálatához. A terep nem közelíthető meg hóolvadás vagy nagy mennyiségű csapadék idején, amikor vízáramlás van a rinnenkarban. A laboratóriumi vizsgálatok időigényesek és technikai korlátokba ütköznek. Így kulcsfontosságú kérdések maradtak nyitva a Totes gebirge-i rinnenkarrok korábbi kutatásait követően.

A témaválasztásomat a rinnenkarr morfológia és az áramlás jellege közötti kapcsolat komplex problémája motiválta. Rendelkezésre állnak terepi felmérések a rinnenkarrok méreteiről és laboratóriumi megfigyelések a vályúk összecsatlakozásánál megjelenő áramlásról. E két adatforrás új nézőpontból történő kiértékeléséhez és értelmezéséhez a problémakör számítógépes modellezésének lehetősége nyit meg új perspektívát. Ezáltal motivációm és dolgozatom vezérfonalát e három adatforrás összekapcsolt vizsgálata képezi.

Egyre több geomorfológiai kutatás dolgozik áramlások megoldására kidolgozott numerikus szimulációkkal. Ezek a lehetőségek az áramlás struktúrájába engednek betekintést, amelyre a terepi és laboratóriumi kutatási módszerekkel nincs lehetőség. A rinnenkarrok esetében az áramlásszimuláció használatát az is motiválta, hogy a numerikus megközelítések későbbi komplex vizsgálatokat alapozhatnak meg, sőt, akár más karsztformákra is kiterjeszthetők lehetnek.

A dolgozatban felhasznált terepi felmérések még hagyományos (kézi adatfelvételi) módszerekkel készültek, ezért pontos, oldásos vályúfejlődési modell kidolgozására nem is vállalkozhattam. Részben azért, mert az ilyen terepi felmérések mindenképpen tartalmazhatnak szubjektív mérési hibákat. Másrészt az egyes kisméretű formák morfometriájának kialakulási hátterét még ma sem tudták megnyugtatóan megmagyarázni.

Ezért érdeklődési területem és készségeim alapján azt a célt tudtam csak kitűzni, hogy párhuzamba állítsam a terepi felmérések adatait számítógéppel modellezett adatokkal. Ezáltal a terepi adatfeldolgozás és laboratóriumi modellkísérletek során tapasztalt jelenségek értelmezését, lehetséges ok-okozatok feltárását kívánom új szemszögből megközelíteni.

Dolgozatommal szeretném annak az analitikus és numerikus iránynak a fonalát felvenni és folytatni, amelyekkel a karrok és rinnenkarrok esetén korábbi vizsgálatok próbálkoztak. A dolgozatban bemutatott módszerek révén a jövőbeli – pontosabb adatfelvételi módokkal nyert – adatok egyik lehetséges kiértékelési módjához is szeretnék irányt rámutatni.

A dolgozatban számos elnevezést és jelölést fogok használni. A tartalmi rész könnyebb tanulmányozásához a fontosabb, gyakran használt fogalmakat és jelöléseket e bevezető fejezet előtt egy nomenklatúra foglalja össze.

## 2. Szakirodalmi áttekintés

### 2.1. Rinnenkarrok általános tulajdonságai, morfológiája

A karrok széleskörűen elterjedtek a karszton, de különösen jellemzőek a glaciokarszt gleccservölgyeinek csupasz felszínein (pl. Alpok, Pireneusok, Dinári hegység, Kaukázus, stb). E formák a karsztfelszínnek kisméretű, oldódásos eredetű alakzatai. A csupasz felszínnek leggyakoribb karrformái a rovátkakarrok, a vályúkarrok, a falikarrok, a meanderkarrok a hasadékkarrok a madáritatók, a saroknyomkarrok és a rinnenkarrok (Szunyogh et al., 1998; Veress, 2010).

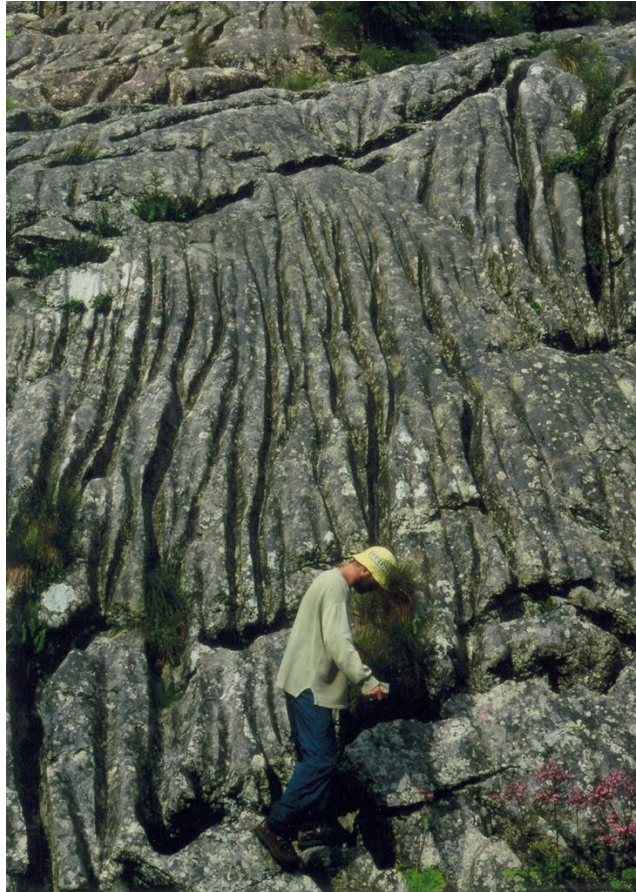
Karokat elsőként Favre (1867), majd Eckert (1898) írt le. A karrok környezet szerinti osztályozását (amely szerint azok kialakulhatnak csupasz-, fedett-, félig fedett karszton, valamint barlangokban, tó- és tengerpartokon), az egyes formák leírását, eloszlását, környezetét néhányan a genetikáját Bögli (1951, 1960, 1961, 1976, 1980) végezte el.

Újabban leírnak megakarokat is, extrém csapadékosságú területekről (Maire et. al., 2009), valamint trópusi karsztokról (Ginés, 2009; Grimes, 2012). Amíg a mezokarroknál a formák mélysége és szélessége néhány cm-től néhány dm-ig (esetleg méterig) terjedhet, sőt a mikrokarroknál ezek a méretek még ennél is kisebbek (Grimes, 2012), addig a megakarroknál a mélység és szélesség több 10 méteres is lehet.

Kialakulás szerinti csoportosításukat White (1988), Ford & Williams (1989, 2007) és Veress (2010) végezte el. White (1988) a karrok egyik csoportját „hydraulic forms” Ford & Williams (2007) „hydrodynamically controlled forms”, míg a másik csoportját White (1988) „etched forms”, Ford & Williams (2007) „fracture controlled forms” elnevezésű csoportokba sorolta.

Veress (2010) szerint a karrformák egyik csoportja vízáramlás a másik szivárgás során jön létre. Előzőek a csupasz kőzetfelszínen áramló víz, míg utóbbiak a kőzetbe törések, réteglapok mentén beszivárgó víz oldó hatása során alakulnak ki és nemcsak csupasz kőzetfelszíneken fordulnak elő. Az áramlásos eredetű karrformák a rovátkakarrok, vályúkarrok, meanderkarrok, saroknyomkarrok, falikarrok. A szivárgásos eredetűek a hasadékkarrok, kürtőkarrok, madáritatók, réteghézagkarrok. A fenti karrformák és azok magasabb szintű szerveződésai (karregyüttes, karroscella) széleskörűen elterjedtek a Föld karszterületein, de leginkább a glaciációt elszenvedett karsztokon (glaciokarszt) dominálnak (Veress, 2010, 2019).

A magashegységek glaciokarsztjainak periglaciális övében a legelterjedtebb és leggyakoribb karrforma a *vályúkarr* (*rinnenkarr*, Veress, 1995, 2009, 2010). A rinnenkarr csupasz, talaj nélküli karszterületeken lejtésirányú, oldásos eredetű lefolyástalan barázda (1. ábra, Sweeting, 1973).



1. ábra. Rinnenkarrok a Júliai Alpokban (Szlovénia). (Fotó: Széles László Gyula)

A terepen a vályúk (rinnenkarrok) egymással többé-kevésbé párhuzamos, különböző sűrűségű, hosszanti bemélyedések (1. ábra, Veress, 1995, 2010). Vonalas leoldódás eredményeként jönnek létre, amely a lejtőn lefolyó víz (*vízágak*) hatására következik be, ugyanis az (mint oldószer) vályúkat formál egyenes vonalú oldódási sáv mentén. A hordozó térszín lejtése és a vályú iránya megegyezik (Veress, 2010). Néha előfordulhat, hogy a vályú iránya rövid szakaszon eltér a lejtés irányától. Ilyen irányváltás létrejöhet akkor, ha vályút kialakító vízág a nagyobb méretű felszíni akadályokon nem tud átbukni, hanem azt meg kell kerülnie. Megkerülés után viszont újra lejtésirányú a vízág (Zentai & Horváth, 1995).

A vízágak csapadékból vagy a hóoltokból vagy madáritatóból táplálkoznak (Bögli, 1960). Vízágak csak csapadékos vagy hóolvadási időszakban fordulnak elő a már létrejött vályúkban (aktív időszak, Veress et al., 2012). Az év nagyobb részén a rinnenkarrok (vályú) talpa teljesen víztelen (nem aktív időszak).

A rinnenkarrok szélessége néhány cm mérettől több dm-es méretig terjedhet, hosszúságuk több 10 m is lehet lejtésirányban (Sweeting, 1973; Ford & Williams, 2007; Veress, 2009, 2010, 2020). Korábban (Wagner, 1950; Louis, 1968) a *rillenkarrok* (ezek néhány dm hosszú és



néhány cm széles lejtésirányú kicsi vályúk, Ford & Williams, 1989) egy változatának tartották a rinnenkarokat, azonban későbbi vizsgálatok (Veress, 2010; Veress, 2019) egyértelműen elkülönítették e két formát.

A lejtőn áramló víz oldóhatására kialakuló karrformák a lejtő mentén övezetes elrendezésűek. Egy lejtőn felül rillenkarok, alul rinnenkarok jelennek meg, amelyeket sík, oldásmentes, vagy csak kismértékben oldódó felszínek (Ausgleichsfläche) különítenek el (Bögli, 1960, 1976; Ford & Williams, 1989).

A rinnenkarok előfordulása viszonylag gyakori. A vályúk előfordulhatnak klíma szerint magashegységi környezetben, de akár trópusi éghajlaton is (Veress, 2019). Előfordulhatnak dolomiton (Pluhar & Ford, 1970) valamint evaporiton, de kevésbé oldódó kőzeteken is megfigyeltek ilyen formákat (Veress, 2004b). Az Alpok törpefenyőövében (periglaciális öv) az összes fajlagos szélesség (ez megadja a lejtő 1 m-én a különböző karrformáknak, vagy valamely karrformának az összegzett szélességét) 67 %-át, míg a növénytelen övben 54 %-át a rinnenkarok képezik (Veress, 2009). Az Alpok egyes helyein a magashegységi felszínek leoldódása 80%-ban a vályúk és hasadékkarok kifejlődéséhez köthető. Ezért a felszínek karrosodása során elsősorban ezek a karrformák alakulnak ki (Veress, 2010). A gyakori előfordulásnak köszönhetően a rinnenkarokat már Eckert (1898) elkülönítette, foglalkozott a formák kialakulásával, a növényzet szerepével, majd később is számos kutató tanulmányozta (Wagner, 1950; Sweeting, 1955; Haserodt, 1965; Louis, 1968; Bögli, 1976; Sauro & Perna, 1978; Jennings, 1985; Gladysz, 1987; White, 1988; Hutchinson, 1996; Veress, 2009, 2010) e formákat.

A rinnenkarok eredetére vonatkozóan Parry (1960) azon a véleményen volt, hogy a glaciálisokban alakultak ki, nem pedig a jelen körülményei között. Ugyanis a glaciálisokban jelentős mennyiségű olvadékvíz állt rendelkezésre, amely e formák létrejöttét eredményezhette. Továbbá feltételezte, hogy a légköri szén-dioxid tartalom is magasabb lehetett a jelenlegihez képest. Későbbi mérések (pl. Smith, 1969) azonban ezt nem támasztották alá.

A rinnenkarok gyakorisága a jégeróziós felszínek széleskörű elterjedésével és a hosszú oldódási idővel magyarázható (Veress, 2010, 2016). Ugyanis a jégerózió síkfelületek sorozatát (limestone pavement) hozta létre, ami főleg az áramlásos karrformák kialakulásának kedvez. A hosszú oldódási időt, ami ugyancsak kedvez a karrosodásnak, az teszi lehetővé, hogy egyre magasabban, egyre több hó hull, és ami egyre hosszabb ideig olvad.

A rinnenkarok előfordulása 480-2300 m magasságokban jellemző az Alpokban (Haserodt, 1965; Veress, 2010). Kunaver (1984) szerint (legalábbis a Júliai Alpokban) a rinnenkarok

inkább alacsonyabb magasságban elhelyezkedő szűkebb tartományban, 1650-1700 m magasan jelennek meg.

A rinnenkarrok alacsony és magas *dőlésszögű* lejtőkön is megjelennek. Wagner (1950) szerint  $30^{\circ}$ - $90^{\circ}$  dőlésű lejtőkön képződnek. A nagy lejtésű lejtőkön azonban ún. *falikarrok* (Bögli, 1960) jönnek létre, nem rinnenkarrok. (A falikarrok függőleges, vagy közel függőleges falakon egymással párhuzamos félkör keresztmetszetű barázdák, Veress, 2004a.) Mottershead (1996) szerint a rillenkarrok száma  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  dőlésű lejtőkön a legnagyobb. A rinnenkarrok  $9$ - $10^{\circ}$ -os illetve ennél nagyobb lejtőkön jelennek meg (Glew & Ford, 1980; Vincent, 1996; Crowther, 1997), de előfordulnak  $5^{\circ}$  körüli dőlésszögeken is (Veress et al., 2015a). Alacsony lejtőszögnél ( $0^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ) a vályúk gyakorisága kicsi (Veress et al., 2019).

A lejtő dőlésszöge a rinnenkarrok előfordulási sűrűségére, hosszára és *keresztmetszetére* is hatással van. A rinnenkarrok előfordulása  $60^{\circ}$ -os dőlésig növekszik, a fejlődési körülmények ennél nagyobb dőlésnél kedvezőtlenebbek (Zentai, 2000). A rinnenkarrok sűrűsége meredekebb és hosszabb lejtőkön nagyobb. Egyben azonos lejtőszögnél a lejtőn lefelé haladva a vályúsűrűség csökken, különösen, ha a lejtő dőlése nagy (Zentai & Horváth, 1995). Veress et al. (2007) szerint a vályúk sűrűsége a lejtő peremétől vett távolsággal a kisebb lejtőszögű lejtőkön nő, nagyobb lejtőszög esetén ugyanakkor csökken. A vályúk sűrűsége a lejtőn az egymás alatt felvett szelvények mentén a közepes,  $40^{\circ}$ -os lejtőszögnél csökken a nagyobb mértékben (Zentai, 2000).

A vályúszerű formák hossza és a lejtőszög dőlése közti kapcsolatra rillenkarrok esetén készültek részletes vizsgálatok. Glew & Ford (1980) esőztetési kísérletet végzett gipszlapon, megállapították, hogy a rillenkarrok hossza és a lejtőszög között egyenes arányosság mutatható ki. Rinnenkarrok esetén a lejtő adott szelvényei mentén észlelt vályúsűrűség (Zentai & Horváth, 1995; Veress, 2010) szintén erre a tendenciára utal.

A rinnenkarrok átlagos keresztmetszete a lejtőszög növekedésével egyre kisebb (Zentai & Horváth, 1995; Mottershead, 1996; Zentai, 2000). Növényzetből (gyepfolt, törpefenyőfolt) induló karrvályúk átlagosan nagyobb keresztmetszetűek (Sauro & Perna, 1978) egyben nagyobb mélységűek, keresztmetszetük a lejtőszög növekedésével az előzővel egybevágó tendenciát mutat (Veress et al., 2006).

Adott dőlésű lejtőn, a dőlés szögétől függetlenül (törpefenyő foltból kiindulva is) a rinnenkarrok keresztmetszete lejtésirányban, felső elvégződésüktől távolodva egyre növekedik (Zentai & Horváth, 1995; Veress et al., 2007). A keresztmetszet növekedése adódhat a szélesség növekedésből kevésbé változó mélységgel (Zentai & Horváth, 1995), mélység növekedésből akár szélesség csökkenéssel (Veress et al., 2016) vagy mindkettő növekedéséből (Veress et al.,

2013). A rinnenkarrok a lejtő mentén lefelé egyre nagyobbak és összetettebbek lesznek, mivel egyre több helyről kapnak vízutánpótlást (Bögli, 1976).

A rinnenkarrok között elkülönítenek hosszszelvény szerinti egyenes aljzatúakat és változó lejtőszögű aljzatúakat, a vályútalp lépcsőzetesen feltagolt is lehet (Crowther, 1997). Az összetett vályúk olyanok, amelyeknél a hordozó vályú talpán kisebb vályúk vannak (Veress, 2009, 2010).

A rinnenkarrok érdessége változó, de a gyakori vízkitöltésű részekben leginkább kismértékű. A karrformák érdességével Crowther (1997) foglalkozott, aki megvizsgálta (95%-os szignifikancia szinten), hogy az egyes karrformák érdessége eltér-e szignifikánsan egymástól. Megállapításai szerint a rinnenkarrok aljzataik érdességét tekintve semmilyen más karrformákkal nem mutatnak hasonlóságot, azonban jelentősebb érdességük a turbulens áramlás nyomára utal. Szunyogh (1995a) úgy becsülte, hogy a rinnenkarrok érdessége a sziklásmedrű csatornák érdességével egybevágó, melynek bizonyítására in situ mérések elvégzését is tanácsolta.

A vályúperemek általában élesek. A vályúk oldalfala sok esetben tagolatlan, karrformáktól mentes. A vályúoldalfalak a vályú teljes hosszában hasonló meredekségűek. Egymás szomszédságában nincsenek eltérő meredekségű vályúoldal részek (Veress, 2010). A rinnenkarrok közötti felszín, a *vályúközi gerinc* (ez az eredeti térszín maradványa) lehet sík vagy oldás hatására lekerekített. Az utóbbi a kerekarr. Kerekarr esetén a vályú pereme is lekerekített (Haserodt, 1965; Bögli, 1976). Előfordulhat, hogy a vályúközi gerinceken is képződik vályú (gerincvályú, Veress, 1995).

Minél nagyobb egy vályú, annál nagyobb a morfológiai tagozottsága (Veress, 2010). E vályúk (és környezetük) morfológiája igen változatos, morfológiailag összetett képződmények (Gladysz, 1987; Hutchinson, 1996; Crowther, 1997). Így talpukon madáritatók, kürtők és medencék, kiszélesedő részek (lokális kiszélesedések), belső (összetett) vályúk, meanderkarrok fordulhatnak elő. Gladysz (1987) szerint a vályúk kezdetétől 3-5 méter távolságban a változatos morfológia már jelen van. A vályúk felső szakaszát, illetve környezetét rendszerint olyan formák jellemzik (*vízgyűjtő, madáritató* stb.) amelyek a vízutánpótlás funkcióját szolgálják. Középső részüket az áramló víz hatására kialakult formák, alsó részüket vízelvező *kürtők* (Horváth & Zentai, 1998; Veress, 2010) jellemzik. Madáritatónak akkor tekinthető egy karrforma, ha szélessége nagyobb, mint a mélysége. Kürtőnek pedig akkor, ha mélysége nagyobb, mint a szélessége (Veress, 2010). A madáritatók morfológiája változatos, faluk lehet meredek vagy aláhajló, és rendelkezhetnek vízbevezető és vízelvező csatornákkal (Horváth & Zentai, 1995).

A vályúknak többféle változata fordul elő. Vannak túlfolyási vályúk (Bögli, 1976; Ford & Williams, 1989). A túlfolyási vályúkkal kapcsolatban Sauro (1976) azon a véleményen volt, hogy a rinnenkarrok mindegyike madáritatóból induló túlfolyási vályú. Ezt azonban későbbi rinnenkarr vizsgálatok nem támasztották alá. Ford & Williams (1989) szerint a túlfolyási vályúk madáritatókat megcsapoló formák.

A vályúk méretük szerint lehetnek I., II., III. típusúak. Az I. típusú vályúk nagy méretűek, néhány deciméter szélességgel és mélységgel. A III. típusú vályúk mérete néhány centiméter (vagy akár 1 cm-nél kisebb), a II. típusú vályúk, azok, amelyek mérete I. és III. típus között van (Veress, 1995).

Vályúk lehetnek keresztmetszetük szerint egyszerűek és – a korábban említettek szerint – összetettek. Ez utóbbi esetben az I-es típusú vályú talpán III-as típusú vályú is kialakulhat (Lechner, 1953; Veress, 2009, 2010).

A meanderező rinnenkarrok a karrmeanderek (Bögli, 1976; Veress, 1995; Barna, 1998; Veress, 1998a, 1998b; Veress & Barna, 1998). A karrmeanderek aszimmetrikus keresztmetszetű vályúk, amelyek lehetnek hurok-, roncs-, megszűnő-, és kifejlődő meanderek. A meanderkarrok a nagyobb (I. típusú) vályúk talpán is létrejöhetnek (Veress & Tóth, 2004). Kialakulásuk a rinnenkarrok előregedését kísérő természetes folyamathoz (Hutchinson, 1996) köthető, de jellemezhetőek az áramláshoz igazodó legkisebb ellenállású alakzatként (Davies & Sutherland, 1980) is.

A vályúk összekapcsolódhatnak, *vályúrendszereket* alkothatnak, amit Ford & Williams (1989) Horton-típusú csatornaként ír le. A Horton-típusú csatornák szintén vízág eredetűek, összetett rendszerek. Ezek nagyméretű (gyakran 30-50 m hosszúságot is elérő) *fővályúból* és abba becsatlakozó (kisebb méretű) *mellékvályúból* épülnek fel (Ford & Williams, 2007). Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm. Ezek a vályúk lejtésirányban egyre növekednek és egyre összetettebbek, hiszen peremeikről és a lejtő alsóbb részeiről is kaphatnak vizet. A nagyobb méretű vályúba torkolló kisebb vályúk követik a lejtésirányt. A lejtő alsóbb részén a vályúk nagyobbak, ezért a kőzet felszíne jobban feltagolt. A vályúrendszerek sok esetben vályúvégi kürtőben végződnek (Szabó, 1995; Szunyogh, 1995b). A mellékvályúk kisebb méretűek és 90°-ot nem meghaladó szöggel csatlakoznak be a fővályúba.

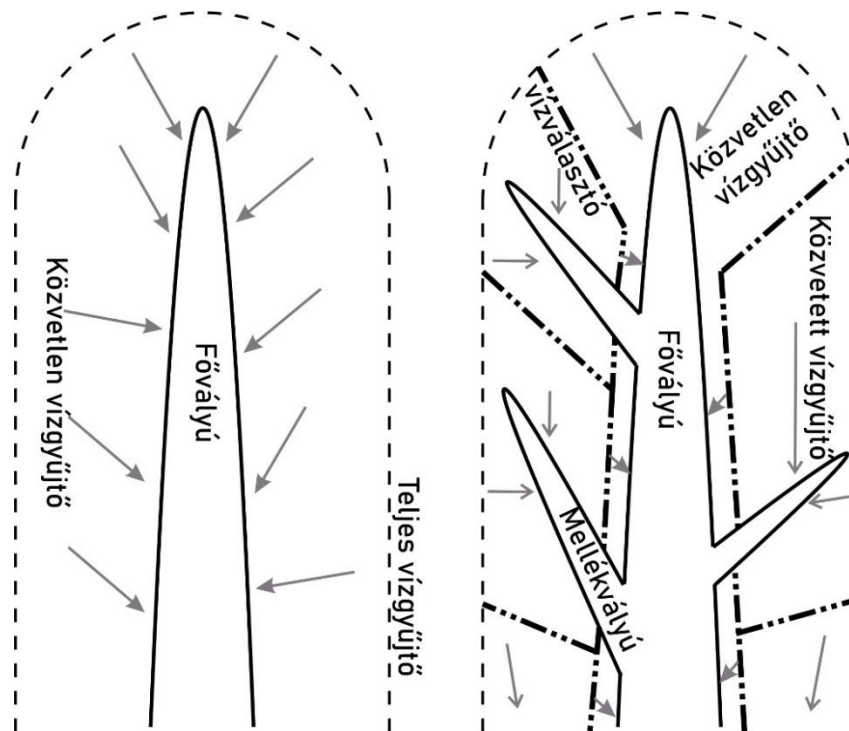
Az összekapcsolódó rinnenkarrok 5°-ot meghaladó lejtőszög felett jelennek meg. 20°-os dőlésszög alatt a vályúrendszerek, tehát az összekapcsolódó vályúk jelenléte gyakori. Itt gyakoriak olyan vályúrendszerek, ahol a mellékvályúba további mellékvályú csatlakozik be. 20° dőlésszög felett az utóbbi többszörös becsatlakozások sokkal ritkábbak (Veress et al.,

2015a). Az összecsatlakozó vályúk 30°-nál nagyobb dőlésen egyre kevésbé jellemzőek, 60° felett pedig nem fordulnak elő (Kozma & Mitre, 2012).

A vályúrendszerek A és B típusú vályúkra különíthetők (Veress et al., 2009). Az A típusú vályúk kis méretűek, kis fajlagos vízgyűjtővel, mellékvályú nélküliek és lankásabb oldalfaluk nyomán „V” alakú keresztmetszetük van (Veress, 2010; Kozma & Mitre, 2012; Veress et al., 2015a). A B típusú vályúk nagyobb keresztmetszetűek (I-es vagy II-es típusú), oldalfaluk meredek ezért „U” alakú keresztmetszettel, nagy vízgyűjtővel, nagy fajlagos vízgyűjtővel és mellékvályúval rendelkeznek. A fővályú mindig B típusú. A B típusú mellékvályúk szintén lehetnek összetettek. A mellékvályúknak kisebb B típusú, valamint A típusú további mellékvályúi lehetnek (Veress et al., 2015a).

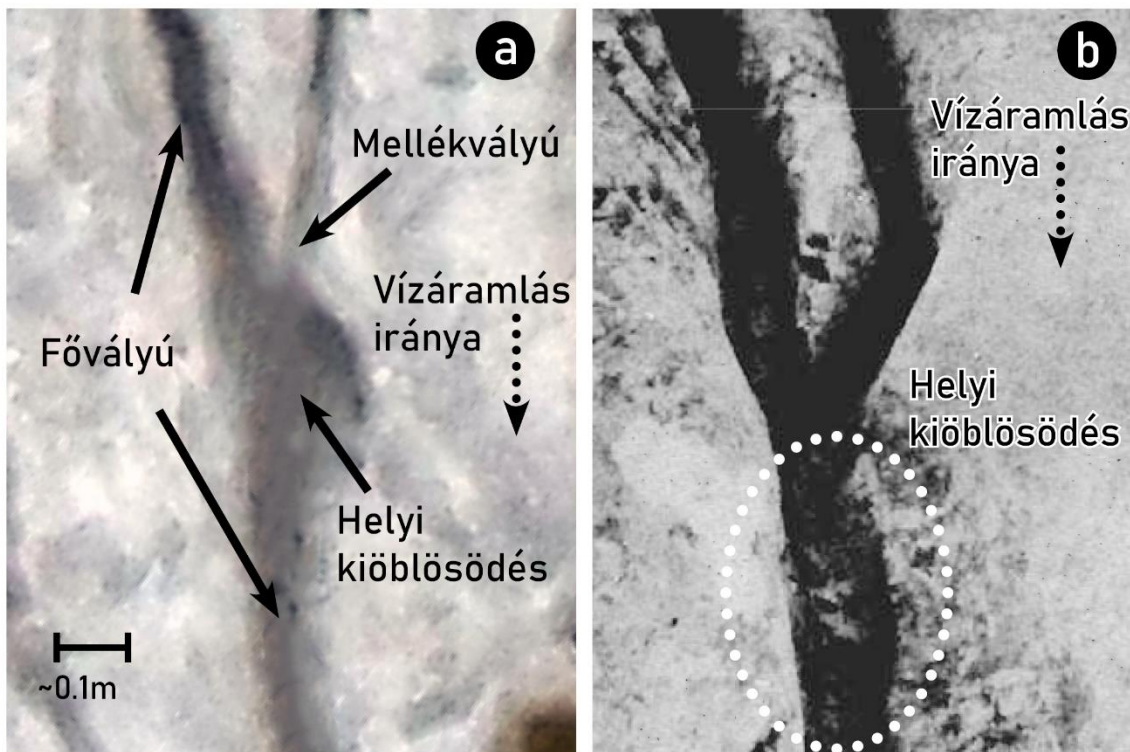
Mind az A-, mind a B típusú mellékvályúk lehetnek *függő* és nem *függő* helyzetűek is. A függő mellékvályúk talpa a becsatlakozásnál a fővályú talpa felett több cm-rel, vagy több dm-rel magasabban helyezkedik el, ezáltal a becsatlakozásuknál lépcső van. A nem függő mellékvályúk talpa a fővályúk talpának a szintjében húzódik (Veress et al. 2013, 2015a, 2016).

A vályú *vízgyűjtője* a vízbepótlás módja szerint lehet *közvetlen* és *közvetett*. A közvetlen vízgyűjtőről a víz közvetlenül a fővályúba folyik, e helyeken a vályúk keresztmetszete megnövekszik (Kozma & Mitre, 2012; Veress et al., 2012, 2013). A mellékvályú saját közvetlen vízgyűjtője a fővályú számára közvetett vízgyűjtőnek számít, amely vizét a mellékvályú vezeti a fővályúba (2. ábra).



2. ábra: A vízgyűjtők típusainak elvi ábrája a fővályúra vonatkozóan. (Saját szerkesztés)

Két összekapcsolódó vályú alatt a fővályú keresztmetszete nagyobb, mint a két mellékvályú keresztmetszetének összege (Zentai, 2000). Rinnenkarr összecsatlakozások környezetében a fővályúban *helyi kiöblösödés* is megfigyelhető (Veress et al., 2011, 2013). A helyi kiöblösödés olyan szakasz, ahol a vályú keresztmetszete (szélessége, mélysége vagy mindkettő) lokálisan, egy rövid szakasz ( $\approx 0,3-1$  m) mentén megnövekszik (3. ábra, Veress et al., 2013).



3. ábra: Vályúk összecsatlakozása és helyi kiöblösödés, két helyszínen. (a) Totes Gebirge, Ausztria (Fotó: Kalmár Sándor Flóris). (b) Moiazza, Olaszország (Sauro & Perna, 1978).

A rinnenkarrok általános morfológiáját és jellemzőit a sok évtizedet átölelő vizsgálatok alaposan feltárták és leírták, amelyről a hivatkozott irodalmak átfogó képet nyújtanak. A következőkben az összecsatlakozó rinnenkarr, a helyi kiöblösödések és a vízgyűjtő rinnenkarr fejlődésre gyakorolt hatásának témakörei kerülnek előtérbe. A rinnenkarr fejlődési modelljei és terepi morfológiájuk közötti kapcsolat az oldásos fejlődés tulajdonságainak ismeretében értelmezhető.

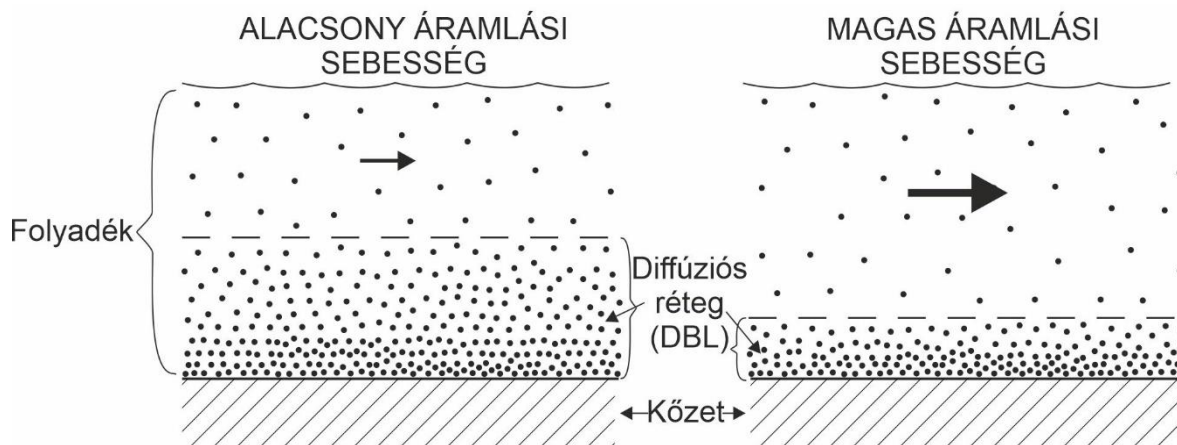
## 2.2. Mészkö oldódásra vonatkozó elméleti megközelítések

A rinnenkarr és annak morfológiája – akárcsak minden más karrforma – vízáramlás alatt oldás hatására fejlődik ki. A vízáramlásban a mészkö oldását a *molekuláris diffúzió* vezérli egy

*diffúziós határrétegen* keresztül, amely a kőzet felszíne és az áramlás turbulens belső része között helyezkedik el. Az oldás folyamata három részfolyamatra osztható, melyek abban különböznek, hogy sebességüket más-más fizikai folyamat határozza meg (Dreybrodt, 1988):

- felszíni reakció sebesség,
- elszállítási sebesség,
- produkciós sebesség, amely a szén-dioxidnak az oldást kiváltó  $H^+$  és  $H_2CO_3$  ionokat létrehozó sebességét jelenti. Ennek a folyamatnak a hatékonysága nagyban függ a diffúziós határréteg vastagságától.

A diffúziós határréteg vastagságát az áramlási sebesség és az áramlás turbulenciájának kiterjedése szabályozza. Az áramlási sebesség növekedésének következtében a diffúziós határréteg vastagsága lecsökken (4. ábra). Ennek hatására az oldást kiváltó ionoknak a kőzet felszínéig, illetve a kioldott anyagnak a kőzet felszínéről történő eltávolítás során rövidebb utat kell megtennie (Kaye, 1957; Trudgill, 1985; Dreybrodt, 1988).

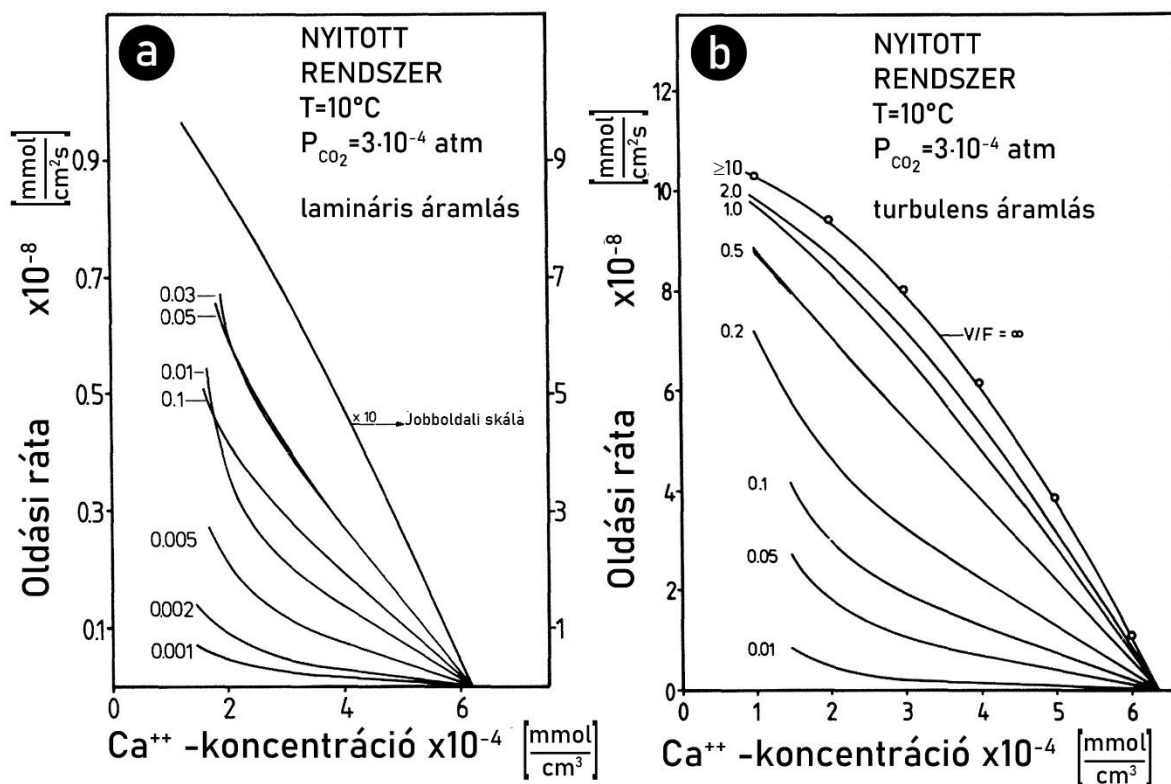


4. ábra. A diffúziós határréteg vastagsága különböző áramlási sebesség esetén (Trudgill, 1985 nyomán, saját szerkesztés).

Az áramlás turbulenciájának növekedésével az áramlást az örvények megjelenése is jellemzi (White, 2016; Thorne & Blandford, 2017; Katodopes, 2019). Amikor az áramlás turbulens és örvényes, akkor a diffúziós határréteg vastagsága jelentősen lecsökken, ennek nyomán a produkciós sebesség és a molekuláris diffúzió szerepe elhanyagolhatóvá válik. Ekkor a mészkő oldási folyamata *örvényes diffúzióval* jellemezhető (Bird et al., 2002; Trudgill, 1985; Dreybrodt, 1988).

A karsztfelületeken folytatott részletes kutatások rámutattak, hogy az örvényes diffúzió hatékonysága  $10^2$ - $10^4$ -szer nagyobb lehet a molekuláris diffúzióhoz képest (5. ábra, Dreybrodt, 1988). Az örvényes diffúzió okozta oldás akkor hatékony, ha az elszállítási sebesség

megfelelően magas, mert akkor van a felszín és az áramló oldószer között tartósan koncentrációkülönbség (a koncentrációkülönbség teszi lehetővé az anyag transzportját).



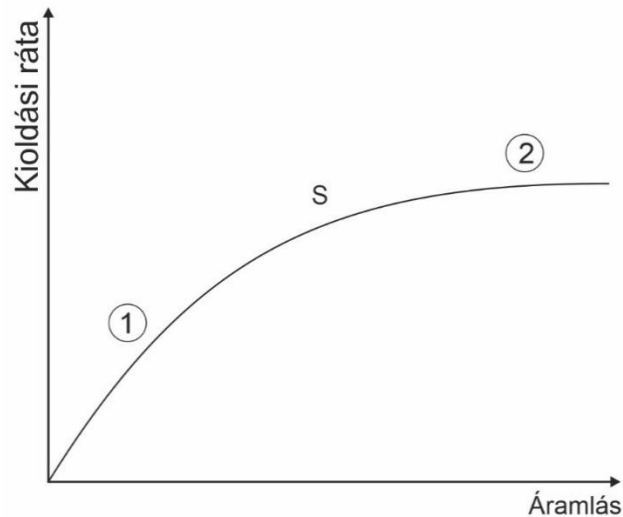
5. ábra. Dreybrodt (1988) adatközlései az oldás mértékéről nyitott rendszerek esetén, különféle vízvastagság esetére (görbék melletti szám, cm). Az (a) grafikonon a molekuláris diffúzió, a (b) grafikonon az örvényes diffúzió oldási adatai láthatóak. Figyelem! A két grafikon függőleges tengelyének skálája eltérő! A két diffúziós folyamat hatékonyságának összehasonlítása érdekében az (a) grafikonon egy örvényes diffúzióra vonatkozó érték is megadásra került. A (b) grafikon legfelső (karikákat is tartalmazó) görbéje 10 cm (és azt meghaladó) vízvastagság eredményeit mutatja be. Ezen látható, hogy az oldás mértéke a vízvastagság növekedésével egyre kevésbé növekszik.

A kőzetből kilépő ionok mennyisége a kőzet és a kémiai reakciók véges kapacitása miatt csak egy adott mértékig tud növekedni. Az elszállítás rátája csak addig növekedhet, amíg a felületi reakciósebesség magasabb marad nála. Amikor az áramlás magasabb elszállítási rátát is lehetővé tesz, mint a felületi reakciósebesség, az oldás függetlenné válik az elszállítás rátájától és felszíni reakciósebesség által korlátozottá válik (6. ábra, Berner, 1978; Trudgill, 1985). Amennyiben az elszállítási ráta és a kőzetből történő kilépési ráta (felületi reakciósebesség) azonos, a rendszer ún. vegyes kinetikájú (Covington, 2014).

Covington et al. (2012) szerint az oldás mértéke turbulens áramlásban lineárisan növekszik a nedvesített keresztmetszet függvényében (így pl. vályúban is), a felszíni reakciósebesség által korlátozott oldás pedig független bármilyen forma alakjától. Dreybrodt (1988) eredményei arra is utalnak, hogy az oldás hatékonysága nagyjából addig növekszik, amíg az áramló víz



vastagsága eléri a 0,1 métert (5. ábra). A mészkőfelszínen kialakuló formákat egyes modellek a fali nyírófeszültséggel hozzák kapcsolatba (Covington, 2014; Perne et al., 2014a), mivel a felszíni reakciósebesség által korlátozott oldás nem ad magyarázatot kialakulásukra.



6. ábra. Az áramlás sebessége és a kioldás mértékének elvi grafikonja Trudgill (1985) nyomán. Az (1) pont közelében az áramlási sebesség (elszállítási ráta) növekedésével hatékonyan növekszik a kioldás mértéke. A (2)-es pont közelében hiába növekszik már az áramlási sebesség, a kőzetfelszínről csak adott határértékhez tartó mennyiségű ion tud kilépni, ezért nem növekszik nagyon a kioldás mértéke. Az (S) az optimális telítettség feltételének helyét jelöli, ahol az áramlási sebesség és felszíni reakció mértéke egyensúlyban van.

Az örvényes diffúzió hatékonyságát több vizsgálat is egyértelműen igazolta. Így az egyik legtöbbet alkalmazott laboratóriumi vizsgálat az ún. forgó-lemezes kísérletek (Dreybrodt, 1988; Liu & Dreybrodt, 1997). A Diego de Almagro szigeten végzett (Veress et al., 2010b) egyik kiegészítő, (nem publikált) vizsgálat során ellenállásmérővel a kalcium-ion tartalom növekedését is kimutatták örvényeknél. A barlangi felszíneken kialakuló örvénylésre utaló formák (Curl, 1966; Slabe, 1995) és elméleti modellek (Covington et al., 2012; Perne et al., 2014a; Covington & Perne, 2015) is egybevágóak. A vízágak összecsatlakozásánál kialakuló örvények (Deák et al., 2012) és a rinnenkarok összecsatlakozásainál megjelenő helyi kiöblösödések (Veress et al., 2013) kapcsolata is örvényes diffúzióra utal.

Az örvényes diffúzió hatékonyságát tovább növeli a víz szén-dioxid tartalmának növekedése (Dreybrodt, 1988). Rinnenkarok esetén ez lehet légköri eredetű, például szél hatására növekedhet a légköri szén-dioxid parciális nyomása, így az bekerülhet a vízbe (Veress et al., 2010b), valamint turbulens, örvényes áramlás miatt is kerülhet a levegőből további szén-dioxid a vízbe (Vincent, 1983). Lejtőn lefolyó kivekonyodó vízbe szintén léphet be szén-dioxid. Származhat hóréteg alatti olvadék vízből, valamint talaj, növényfoltok és törpefenyő foltok

disszímilációjából is (Jennings, 1985; Ford & Williams, 1989; Mariko et al., 1994; Körner, 1999; Veress et al., 2006, 2007).

Bár a mészkő oldásos fejlődési modelljei a speleogenezisre irányuló vizsgálatok nyomán tovább finomodtak (Dreybrodt et al., 2005; Covington, 2014), de az oldás folyamatának teljeskörű megértésében még mindig vannak megoldatlan kérdések (Covington, 2014; Cooper & Covington, 2020)\*. E kérdések megoldatlansága a továbbiakban fókuszba kerülő vízgyűjtő-hatás és vízágak összecsatlakozása okozta rinnenkarr fejlődés modellezését nem befolyásolják.

### **2.3. A Totes Gebirge – kutatási terület bemutatása**

A rinnenkarok fejlődését feltáró vizsgálatokhoz a részletes terepi adatfelvételek az ausztriai Totes Gebirge-ben történtek. A vizsgálati területet a 7. ábra szemlélteti.

A Totes Gebirge az Északi-Mészkő-Alpok része. Ez utóbbi a Felső-Ausztriai-alpi takaró megmaradt homlok része és a Tiroli Fácies egységéhez tartozik. A Totes Gebirge – amelyet az Enns-völgyi-Alpok, a Dachstein és a Traunstein hegységek fognak közre – Ny-i része triász (werfeni, dachsteini), K-i része júra korú mészkövekből épül fel (Plan et al., 2009). A kutatási terület felépítő kőzete dachsteini mészkő. A hegység glaciokarszt, ahol jellegzetesek a gleccservölgyek, a sziklamedencék, a kárscúcsok, valamint különböző korú és típusú dolinák (Veress, 2016).

Legmeghatározóbb karsztos formái azonban a karrok, amelyek dachstein-i mészkőben elsősorban gleccservölgyek lejtőin és talpain fejlődtek ki. A karrok különösen ott jelennek meg, ahol a jég lépcsős felszíneket alakított ki. A rinnenkarok a lépcsők kis dőlésű, a glaciális erózió

---

\* A részletes vizsgálatok ellenére a turbulens áramlásban történő oldás folyamata (Bird et al., 2002) mészkővön még jelenleg sincs teljes egészében tisztázva. A különféle kalcitoldási kísérletre (pl. Plummer et al., 1978) épülő barlangfejlődési modellek, illetve a kísérleti eredmények további modellekben (pl. Dreybrodt & Buhmann, 1991) történő alkalmazásai azt sugallják, hogy a turbulens és örvényes áramlási körülmények között az oldási sebességet a kőzetfelszín felületi reakciósebessége korlátozza (Covington, 2014). Ez azt jelenti, hogy az oldás csak a víz kémiai összetételétől függ és független a fali nyírófeszültségtől.

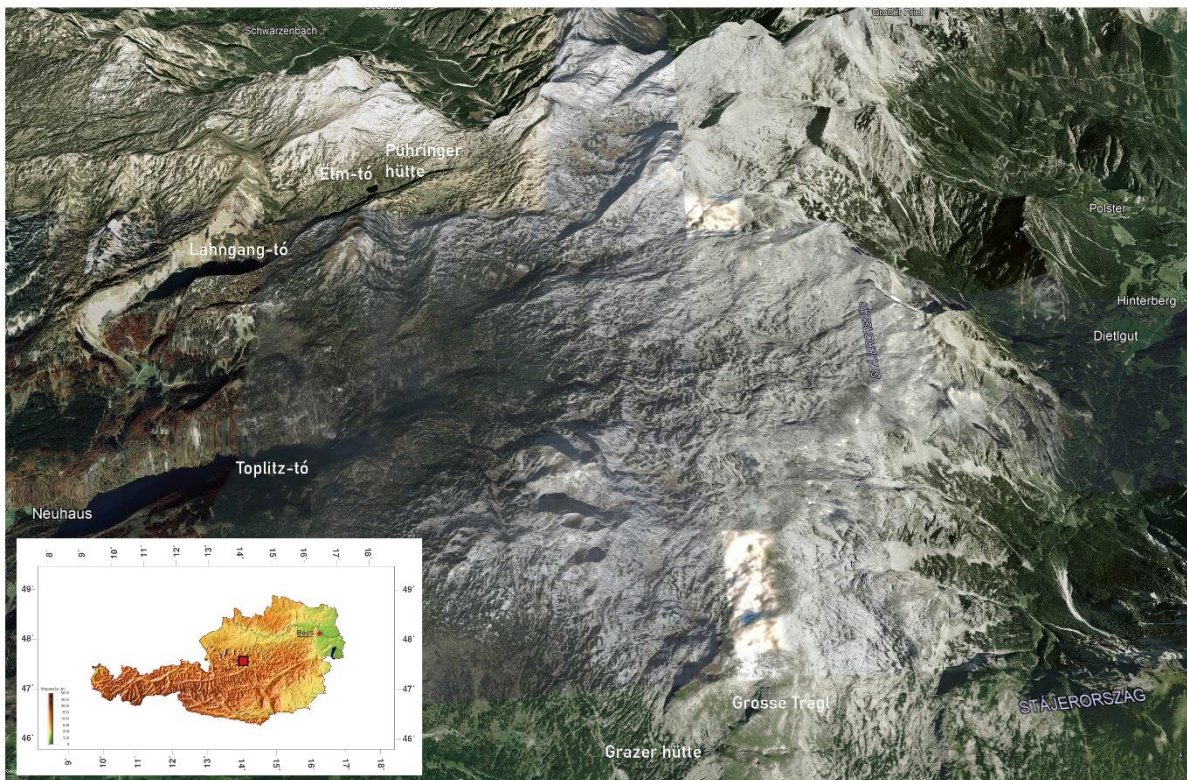
Azonban más megközelítés szerint a felszíni formák méretei a fali nyírófeszültséget képezik le (Curl, 1966). Ebből az következik, hogy a kioldásnak a fali nyírófeszültség függvényében kell változnia. A mészköves felszínen megjelenő formák – így pl. a scallops formák (Slabe, 1995) is – a turbulens áramlás struktúrájára utalnak (Curl, 1966; Covington, 2014; Cooper & Covington, 2020).

Viszont, az ismert (félleg empirikus) összefüggések alapján készült modellszámítások bizonyos formákra nagyságrendekkel nagyobb morfológiai paramétereket eredményeznek, mint ahogyan a terepen ezt tapasztalni lehet (Covington, 2014). Mindezek arra utalnak, hogy vagy a kalcit oldódási modelljével, vagy a kísérleti eredmények értelmezésével van valami probléma.

Ez az ellentmondás a legutóbbi modellalkotások (pl. Cooper & Covington, 2020) során továbbra is megoldatlan. Azonban ez nem zárja ki a korábbi analitikus és empirikus modellek alkalmazását, mivel a formakincs létrejöttét értelmező modellek az örvénylés kapcsolatára utalnak, a fennálló tudományos kérdés pedig az oldási a folyamat hátterének leírására és megértésre vonatkozik.

által erodált és tartós oldásnak kitett réteglapos felszínein jönnek létre (Veress, 2010, 2016; Veress et al., 2019).

A vizsgált területen a Dachstein-i mészkő tömör mészkőállományú, többnyire jól rétegzett. A rétegek közel vízszintesek, mivel a Felső-Kelet-Alpi takaró részei. A jól rétegződött (esetleg helyenként másodlagosan gyűredezett) mészkőrétegek vastagsága néhány deciméter és méter közé tehető (Plan et al., 2009; Veress, 2010). Bár a réteglapok által határolt tömör mészkőanyag elsődleges porozitására vonatkozóan nem készült vizsgálat, általánosságban elmondható, hogy a tömör mészkőállományban az elsődleges porozitás legfeljebb kb. 2% (Williams, 2008).

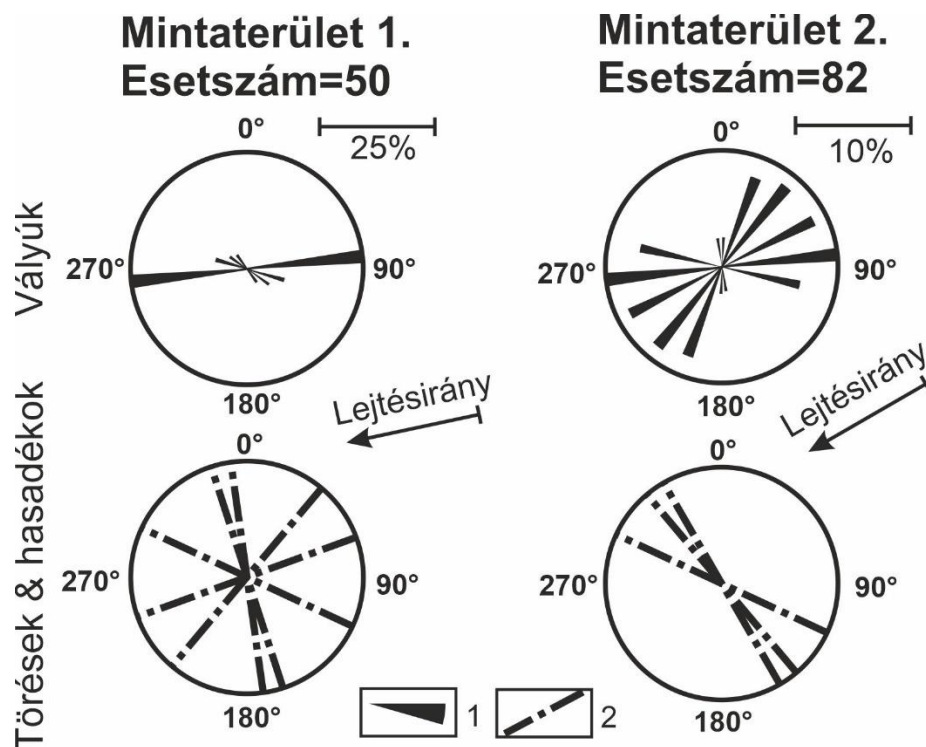


7. ábra. A Totes Gebirge-i kutatási terület áttekintő látképe műholdas képfelvételen. (Google Earth műholdképek alapján, saját szerkesztés.)

A vizsgálati területre jellemzőek főként a húzásos (diaklázis eredetű) törések, de paraklázisra és litoklázisra is találni példát (Veress, 2010). A diaklázisok többnyire kalcittal kitöltöttek. A mészkő epikarsztja – amely lehet az előbbieken kívül egykori paleokarsztosodás eredménye vagy a tengeri fossziliák üreges része – szintén többnyire kalcitokkal van kitöltve. A kőzet szövetében néhány részen lencsés, réteges, kovás foltokban márgás betelepülések fordulnak elő. Fossziliák sűrű jelenléte nem jellemző, ugyanis a zátonymészkő (Riftkalk) alárendelt szerepet tölt be a területen. A fossziliák – nem túl gyakran – bizonyos helyeken összesűrűsödhetnek (Schöllnberger, 1973; Piller, 1976).

A kitöltött töréseknél és hasadékoknál a karsztosodás módosul, lecsökken, a vályúk iránya megváltozhat. Azonban a vizsgálati területen a helyi kiöblösödésre és vályúfejlődésre ez nincs hatással, mert a kiöblösödések túl rövidek és a szennyeződések túl ritkák. A törések a lejtőn főként csapásirányúak (sűrűségük 2-4 db/dm, Veress, 2010), rinnenkarrok és a helyi kiöblösödések pedig a réteglapokon minden esetben lejtésirányúak. Tehát a rinnenkarrok iránya a törések irányával nem egyezik, azokkal többnyire nagy szöget zár be és a törések mérete rinnenkarros felszínen általában nem jelentős (8. ábra, Veress, 2010). Ezáltal a felszínen összegyűlő vizet a réteglap törései nem befolyásolják számottevően.

A vizsgálati terület másodlagos porozitásra nem készült vizsgálat. Általában a felszínközeli kőzetben (epikarszt) ez a 20%-ot is meghaladja (Williams, 2008). A vályúk vize nem beszivárgással kerül az epikarsztba, ugyanis azok a réteglap felszínén összegyűjtött vizet kürtökhöz, hasadékokon át vezetik az epikarsztba. A rinnenkarrok vége kapcsolódik általában ilyen kürtökhöz (Szabó, 1995; Szunyogh, 1995b). Ezáltal a másodlagos porozitás a rinnenkarrok fejlődését nem befolyásolja. Maguk a rinnenkarrok adják részben a másodlagos porozitást.



8. ábra. A vályúrendszerek és törésvonalak irányai a vizsgálati területen (két mintaterület) Veress et al. (2006) és Veress (2010) nyomán. Jelmagyarázat: 1. Vályúk irányai. 2. Törések és hasadék(karr)ok irányai.

A vizsgálati terület geológiája, porozitása és a réteglapok mészkőanyagában lévő szennyeződés mértéke, valamint a kőzettest szerkezete egységesnek tekinthető. Ekképpen a

terepi felmérések adatai összevonhatóak és egységesen vizsgálhatóak. A rinnenkarokra (is) vonatkozó terepi adatfelvétel folyamatosan, 1993 és 2016 között zajlott. E folyamatos terepi adatfelvételekkel párhuzamosan készültek el a rinnenkarok fejlődésének legutóbbi modelljei.

## ***2.4. Rinnenkarok fejlődésének vizsgálata, modelljei***

A vályúfejlődésre következtető geomorfológiai modellek megfogalmazásához alkalmazott vizsgálatok – módjaik szerint – négy csoportba sorolhatók. A vályúfejlődési modellek és a vályúfejlődés hátterének megismerését kitűző vizsgálatok áttekintése során e szempont szerinti felosztást követjük.

### **2.4.1. Vályúfejlődési modellek terepi morfometria alapján**

E csoportba sorolható kutatások a vályúfejlődésre terepi morfometriai felmérések, és saját készítésű tematikus geomorfológiai térképek alapján következtek. E geomorfológiai modellek két korai, alapvető megállapításra építenek. Az egyik az örvényes diffúziót is elkülönítő oldási modell (Dreybrodt, 1988). A másik a lejtőn lefolyó víz tulajdonságait vizsgáló kísérlet (Emmett, 1970) amelyet Trudgill (1985) kötött össze a karros felszínfejlődéssel, így a lejtésirányú formák kialakulásával.

Ez előbbi kutató Emmett (1970) laboratóriumi és terepi kísérleti eredményeit felhasználva a lejtő különböző részein vizsgálta a felszín érdessége, a felszín meredeksége, a lejtő alakja (konkáv, konvex, egyenes) és az áramlás jellege (lamináris, kevert, turbulens) közti kapcsolatot. Trudgill (1985) szerint vályúszerű forma akkor jön létre, ha a vízág áramlása turbulens.

Trudgill (1985) egyéb eredményeivel egybevégtően a terepi vizsgálatokra alapuló további különféle vályúfejlődési modellek is arra utalnak, hogy a vályúkarok fejlődésük során ott nagyobb méretűek, ahol alacsonyabb a lejtés. Trudgill (1985) modelljével egybevégtően azok a terepi eredményekből megfogalmazott modellek is, hogy a lejtő alján e formák nagyobb keresztmetszetűek, miután a lejtő alsó részén a turbulens áramlás teljesen ki tud fejlődni. Ha a lejtő dőlése lokálisan lecsökken, a vízmennyiség megnövekszik, ami szintén kedvez az örvényes diffúzióknak (5. ábra), akár csak a felszín egyenetlensége. Az alacsonyabb dőlésű térszíneken az összegyűlő víz átáramlási ideje hosszabb, ezáltal oldóhatását hosszabb ideig ki tudja fejteni. Alacsonyabb dőlésen az érdesebb, egyenetlenebb felszínrészek a víz nem tud áthaladni, hanem megkerüli azt, és ezáltal a vízágak jobban koncentrálnak a lejtőn. Így kevesebb számú, de nagyobb méretű vályúk alakulhatnak ki (Horton, 1945; Dreybrodt, 1988;

Trudgill, 1985; Zentai & Horváth, 1995; Veress et al., 1995; Veress, 2000b; Veress & Zentai, 2004; Veress et al., 2006, 2007, 2009; Veress, 2010).

A Totes Gebirge-ben történt vizsgálatok arra utalnak, hogy a vályúk kifejlődése lehet hátráló (regresszáló) és dőlésirányú (Veress, 2010). Hátráló fejlődés előfordulhat vályúvégi kürtőtől kiindulva (Veress, 1995, 2000c). A vályúk és vályúrendszerek végén sok esetben fordul elő kürtő, amely az epikarsztba vezeti a vizet (Szabó, 1995; Szunyogh, 1995b). Itt az oldás intenzitásának egyik fontos tényezője lehet a magasságkülönbség (Veress et al., 1995). Veress & Tóth (2002) szerint a (vályúvégi) kürtők kialakulása miatt megnövekszik a magasságkülönbség, ami az áramlási sebesség, így az oldás intenzitásának növekedését eredményezi. Emiatt e formáktól induló, regressziósan fejlődő vályúk jönnek létre. A vályúk dőlésirányú fejlődése (Veress, 2010) pedig akkor jellemző, ha a vályú több irányból is kap vizet. Ugyanis ekkor nagy mennyiségű víz folyik le a vályún, ami az oldódás intenzitásának növekedéséhez járulhat hozzá.

A Totes Gebirge vizsgálati területén gyakoriak az összecsatlakozó rinnenkarrok, vályúrendszerek (Szunyogh, 1995b; Szunyogh et al., 1998; Veress, 1995, 2000b). Ezek kialakulására vonatkozóan több modellelképzelés is kidolgozásra került.

Az összecsatlakozás történhet regresszióval. Veress (1995, 2010) és Veress & Tóth (2002) szerint egy regresszáló vályú vége elérheti egy másik regresszáló vályú végét, vagy egy másik vályú oldalát, így azok egymásba kapcsolódhatnak.

A vályúhálózat kialakulása és a vízgyűjtő között kapcsolat van. A lejtőkön az első vályúk vízágak alatt alakulnak ki. Ez a vályú elősegíti a vízgyűjtők majd a mellékvályúk létrejöttét (Veress et al., 2010a). A közvetlen vízgyűjtő (2. ábra) jön létre először, erről a víz közvetlenül folyik be a fővályúba. A fővályúk vízgyűjtőjén a vízkonzentrálódás helyeinél alakulnak ki a mellékvályúk. Idővel kifejlődik a mellékvályú saját közvetlen vízgyűjtője. Ez a vízgyűjtő a fővályú számára már közvetetté (2. ábra) válik, mivel ekkor már a mellékvályú vezeti le az összegyűlt vizet a fővályúba (Veress et al., 2015a).

A vályúhálózat kialakításában megemlíthető Szunyogh et al. (1998) elmélete, aki a levélkarrok szerepére tért ki. E formák hosszúság, 0,5-1 méter hosszú, 5-10 cm széles, lejtésirányukkal ellentétesen kiszélesedő, erősen megnyúlt ellipszissel záródó mélyedések. A modell szerint a levélkarrok nyomvonalai, a „forráspatakok” preformálják az I. és II. típusú (több esetben másik vályúba csatlakozó) vályúk nyomvonalát. Szunyogh et al. (1998) megpróbálkozott a vályúrendszerek fraktál-tulajdonságainak vizsgálatával is, valamint a vályúhálózat rendűségének, magnitúdójának és vízfolyássűrűségének meghatározásával, azonban e vizsgálatok nem eredményeztek vályúfejlődési modellbe építhető eredményeket.

A vályúrendszerek fővályúinak fejlődéshez fontos, hogy abba tartósan oldóképes víz érkezzon. A vízgyűjtőn kívül a vízutánpótlásban szerepet játszanak egyes madáritatók, amelyek hozzájárulnak a vályúkban a vízáramlás időtartamának növekedéséhez, vízhozam kiegyenlítéséhez (Ford & Williams, 1989; Veress, 2010). Míg egyes madáritatók vályútalpi helyzetűek, addig más esetekben a madáritatók a fővályú extrém kiszélesedései. Az ilyen madáritató további tápláló (mellék)vályúkkal lehet összeköttetésben (Szunyogh, 1995b; Szunyogh et al., 1998; Veress, 2000b). Az egyik elmélet szerint a mellékvályúból folyamatosan beérkező oldóképes (nem telített) víz nyomán a vályúrendszerek alsóbb zónáiban a vályúban áramló víz nem válik telítetté, ezáltal a vályúfejlődés e zónát is jellemzi (Veress et al., 2010a). A terepi megfigyelések arra utalnak, hogy a mellékvályúk és madáritatók a vályúrendszer alsóbb zónájában nagyobb fejlettséggel rendelkeznek (Szabó, 1995). Azonban a rinnenkarrok legalsó elvégződésénél jellegzetes vályúvégi kürtő mérete és a vályúrendszer mérete között nincs összefüggés (Szunyogh, 1995b; Szunyogh et al., 1998).

Az összecsatlakozási hely környezetében előfordulnak vályúközi gerincek (Szunyogh, 1995b), amelyek fejlődésére szintén készültek modellek. Szomszédos karrvályúk (ezek lehetnek egymásba kapcsolódó vályúk is) szélesedése során a közöttük lévő maradvány térszínek pusztulnak, keskeny karrgerincekké, eredeti térszínnel kapcsolatban maradó félszigethegyekké formálódnak (Veress & Nacsa, 1998). Két vályúkarr összeoldódása a vályúközi gerinc pusztulásával is jár, ami széles összenőtt vályút eredményez (Veress, 2000a, 2000b).

A mellékvályú becsatlakozás okozhatja meanderkarr kialakulását is (Barna, 1998; Veress, 1998a, 1998b; Veress & Barna, 1998). A modell szerint az emiatt eltolódó sodorvonal (meanderező sodorvonal) a közet oldalfalához közel kerülve a határrétegből hatékonyabban szállítja el a  $\text{Ca}^{2+}$  ionokat (Dubljanskij, 1987; Veress, 1998b). Ennek eredményeképpen a meanderkarokra jellemző aszimmetrikus vályú-keresztmetszetek alakulnak ki: ahol a sodorvonal az oldalfalhoz közel kerül az oldallejtő meredek lesz. Bizonyos vályúméllyégtől viszont a sodorvonal kilendülése már nem jellemző (Veress, 1998b).

Zentai (2000) elmélete szerint a két összekapcsolódó vályú alatt a fővályú *keresztmetszetének területe* azért lesz számottevően (két összekapcsolódó mellékvályú összeresztmetszeténél is) nagyobb, mert az áramlásban keveredési korrózió (Péntek et al., 1998) van jelen. Már Szunyogh (1995b) által készített tematikus térképeken is több esetben észlelhető, hogy az összecsatlakozó rinnenkarrok alatt a vályú mérete lokálisan megnövekszik. Azonban, csak Veress et al. (2009, 2010a, 2011) egymásra épülő vizsgálatai mutatnak rá fokozatosan, hogy a rinnenkarokat helyi kiöblösödések tagolják a mellékvályúk összecsatlakozásánál.

Veress et al. (2011) elmélete szerint a fővályúk, ha a mellékvályúk sűrűsége nem túl nagy, az összefolyás okozta örvénylés helyein jobban feltagolódnak helyi szélesedésekkel és mélyülésekkel (helyi kiöblösödés), valamint madáritatókkal, kürtőkkel. A sűrűn mellékvályús fővályúkban az örvényesség egybefüggő, ezáltal kevésbé tagolódnak fel ilyen formákkal. A helyi kiöblösödések olyan becsatlakozásoknál is megjelennek, amelyek a fővályú mentén további becsatlakozásoknál alsóbb helyzetűek (Veress et al., 2011).

A vályú keresztmetszetének alakját az elméletek szerint a vízhozammal lehet összefüggésbe hozni. Egy vályú keresztmetszete „V” alakú, ha az áramló vízmennyiség fokozatosan csökken. Meredek falú „U” alakú, ha a vízáramlás huzamosabb ideig változatlan. A vízmennyiség nagyméretű csökkenése, majd stabilizálódása összetett vályúk kialakulását eredményezi (Veress, 1995, 2010; Zentai, 2000). Az „U” és „V” alakon kívül a vályúkeresztmetszet alakja ellipszissel is modellezhető (Szunyogh, 1995a). A vályú keresztmetszetének alakját a határoló térszínről érkező lepelvíz és a vályúban áramló víz vízhozama és oldóhatása alakítja. A vályúban áramló víz a vízutánpótlást biztosító formákon kívül származhat vályúban felhalmozott hókitöltésből is. Ez utóbbinál a vízág vízhozamát a hókitöltés olvadási üteme is befolyásolja (Veress, 2010).

Veress et al. (2016) szerint a fővályúk lejtésirányban fokozatosan szélesednek, ha a mellékvályúk kialakulása egyidős a fővályúval és a mellékvályúsűrűség a lejtő alsó része felé nő. A fővályúk szélessége lejtésirányban csökken, ha a mellékvályúsűrűség a lejtő alsó része felé csökken. A helyi kiöblösödések akkor jellemeznék egy fővályút, ha a mellékvályú kialakulása későbbi, mint a fővályú kialakulása.

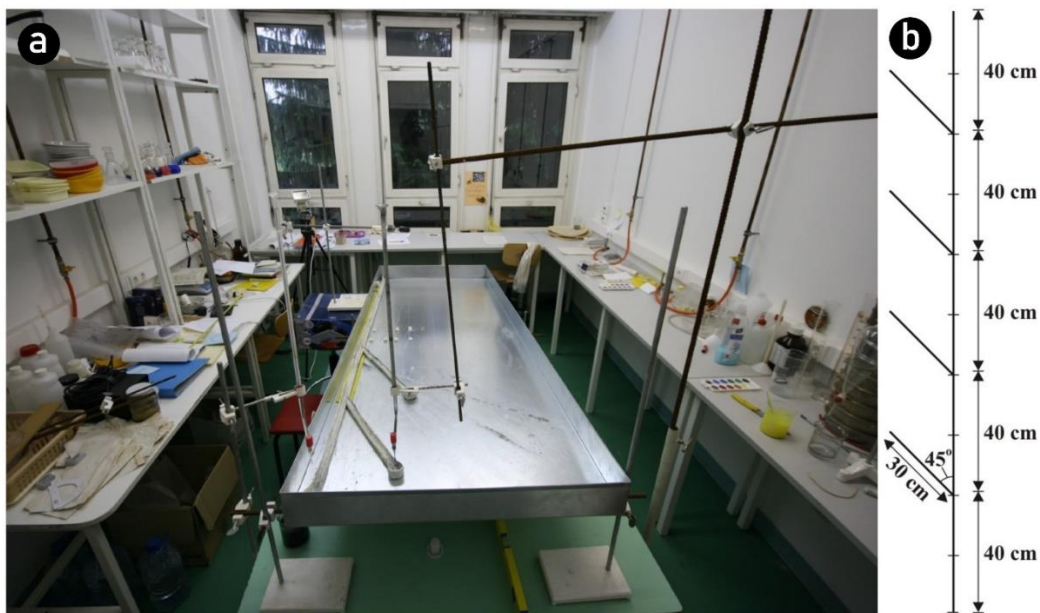
A bemutatott elméletek és geomorfológiai modellek a vályúfejlődésben a turbulens áramlás és az örvényesség szerepét hangsúlyozzák. Ennek feltárása céljából a 2010-es években elkezdtek részletesebben foglalkozni a rinnenkarr-rendszerek fejlődésének *laboratóriumi modellezésével*. E vizsgálatok az eddig bemutatott vályúfejlődési modelleket is tovább pontosították.

#### **2.4.2. Vályúfejlődési modellek fizikai laboratóriumi kísérletek alapján**

Deák et al. (2012) *laboratóriumban, rinnenkarr modellen*, mellékvályú-becsatlakozásoknál kialakuló örvényes szakasz feltárására fizikai modellkísérleteket végzett (9a. ábra). Az egy-, illetve többmellékvályús modellel végzett kísérletekben azonosították az örvényeket a vályú becsatlakozásoknál és mérték azok hosszát. Az örvényességet úgy tudták kimutatni, hogy a fővályúba színtelen, a mellékvályúba tintával színezett vizet engedtek és a becsatlakozásnál



megjelenő áramlási formát gyors sorozatképrögzítésre alkalmas digitális kamerával fényképezték. A vályú mellett mérőszalagot helyeztek el, amely 0 pontja a fővályú felső végéhez volt rögzítve (azaz annak értékei az áramlás irányával egyezően növekedtek). A felvételeken a mérőszalag segítségével az egyes áramlási jelenségek távolságát így be lehetett azonosítani (Deák et al., 2012; Veress et al., 2013).



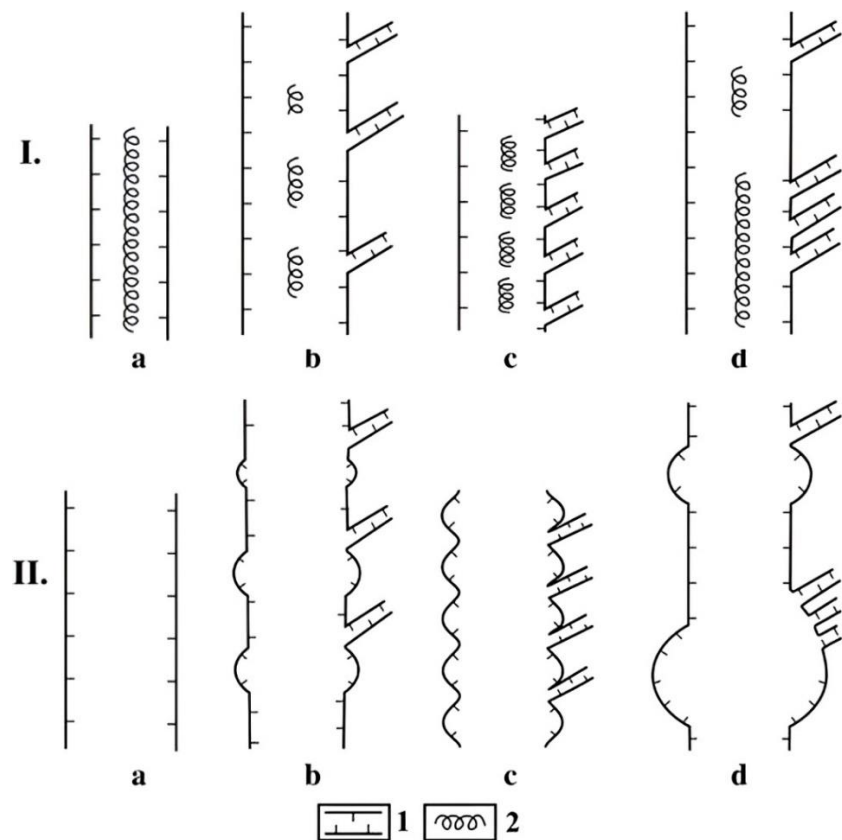
9. ábra. (a) A laboratóriumi kísérlet összeállítása. (b) A modellvályú vázlatrajza. (Fotó és rajz: Széles László Gyula).

E laborkísérlet eredményeit alapul véve, Veress et al. (2012, 2013) a rinnenkarr fővályúk fejlődésére dolgozott ki modellt, értelmezte a B típusú vályúkban (amelyek legalább egy A típusú mellékvályúval rendelkeznek) a helyi kiöblösödések megjelenését. A modellhez Lane et al. (2000) folyókon végzett kutatásait vették alapul, ami a folyók összefolyásánál megjelenő örvényesség vizsgálatával foglalkozott. Ilyen örvényességet más vizsgálatok is megállapítottak (Constantinescu et al., 2011).

A felállított modell szerint a becsatlakozásoknál a fővályú vizágába belépő további vizágak örvényességet okoznak. Ezért – az örvényes diffúzió hatása nyomán – lokálisan intenzívebb oldóhatás jön létre és így a becsatlakozási helyeken a fővályúban helyi kiöblösödések alakulnak ki (10. ábra, Veress et al., 2013).

A laboratóriumi kísérletek eredményei a korábbi terepi felmérésekre alapuló geomorfológiai modellt (Veress et al., 2011) megerősítették és finomították, ennek alapján határozottabban kijelenthető, hogy ha a mellékvályúk egymáshoz közel, egy rövid szakaszon sűrűn csatlakoznak be, akkor az örvényesség a rinnenkarrban áramló vízben folytonos. Folytonos örvényesség

esetén a hatékony oldás kiterjedtebb. Ennek nyomán a sűrűn mellékvályús helyeken a becsatlakozások helyi kiöblösödő szakaszai nem különülnek el egymástól, hanem egybefüggő kiöblösödést alkotnak. Amikor a mellékvályúk távolsága növekszik, az örvényesség először részben folytonossá válik. A modellkísérletben 0,45 m mellékvályú távolságot beállítva még részben folytonos örvényességet sikerült kimutatni. Ennél nagyobb mellékvályú távolság esetén az örvények elkülönülnek (10. ábra). A fővályú örvényességének szakaszhosszai a lejtési szög emelkedésével csökkennek. A mellékvályú *becsatlakozási szöge* szintén hatással van az örvényesség hosszára, azonban egyértelmű tendencia itt nem jellemző. A fővályú keresztmetszetének mérete a vízgyűjtőhatáshoz kapcsolódóan a becsatlakozás nélküli helyeken is növekedhet (Veress et al., 2012, 2013).



10. ábra. Örvénymintázatok és vályúkiöblösödések Veress et al. (2013) modellje szerint. Jelmagyarázat: I. Örvények mintázata. II. Vályú kiszélesedései. a. Folytonos örvénylés. b. Lokális, nem folytonos örvénylés kis mellékvályú sűrűség esetén. c. Nem folytonos örvénylés közepes mellékvályú sűrűség esetén. d. Nem folytonos örvénylés egy a fővályún előforduló nagy mellékvályú sűrűségű hely esetén. 1. Vályúperem. 2. Örvényes vízág.

Veress et al. (2013)-féle modell egyik hiányossága volt, hogy számszerű összevetés nem készült a labor és terep között. Ezért a Deák et al. (2012) által laboratóriumban mért intenzív örvényes szakaszhosszak és Veress et al. (2013) munkájában összesített helyi kiöblösödési szakaszhosszak statisztikai összevetésével Mitre & Péntek (2014) foglalkozott. Megállapításaik

szerint, ha az adatok változását lejtőszög szerint vizsgáljuk, a laboratóriumban mért és terepen mért szakaszok hossza között szignifikáns különbség nincs  $p \geq 0,05$  szignifikancia szint mellett. Azonban becsatlakozási szögek szerinti vizsgálat esetén a különbség szignifikáns. Ez utóbbi megállapítás terepi okát és hátterét tekintve a szerzők csak feltételezéssel éltek és további vizsgálatokat javasoltak.

Veress et al. (2015a) a vízágak és vályúfejlődés kapcsolatát vizsgálta. Ehhez olyan laboratóriumi kísérletet készítettek, ahol változó dőlésszöget beállítva különféle minőségű felszíneken (üveg, gipsz, fémlap) bocsájtottak át tintával színezett lepelvizes áramlást. A kísérlettel a terepen felmért vályúrendszerek vízágas kialakulását értelmezték. Felismerték, hogy – Zentai & Horváth (1995) és Zentai (2000) megfigyeléseivel egybevágóan – a vályúsűrűség azért lehet nagyobb magasabb dőlésen mert ilyenkor a lejtőn lefolyó víz jobban vízágakra szakad. Amikor sok vízág miatt sok vályú jön létre, vízgyűjtős B típusú vályú kialakulása nem történik meg, hiszen a sok vízág miatt nincs lehetőség kiterjedt vízgyűjtő létrejöttére. A vályúrendszerek inkább a  $20^\circ$  dőlésnél kisebb lejtőkön jönnek létre, mivel ekkor a vízgyűjtőt kevésbé osztják fel további vályúk.

Veress et al. (2015b) laboratóriumban egy vályúrendszer-modell fővályúján, tintával színezett vízáramlás segítségével az átáramlási időt, áramlási sebességeket mérte. A kísérletek során 1, majd 2, 3 és 4 mellékvályú jelenlétének hatását tanulmányozták (9b. ábra). A kísérlet eredményeiből az egyes becsatlakozások előtti és utáni áramlási sebességekre, valamint a vízhozamra lehetett következtetni. A kísérlet eredményeiből felállított modell szerint minél nagyobb a mellékvályú-sűrűség, annál hosszabb idejű lehet a nagy vízhozam a fővályúban, így a fővályú oldalfalain is végbe mehet az oldódás. Az ilyen fővályúk szélesebbek, mint a kisebb mellékvályú sűrűséggel rendelkező vályúrendszerek fővályúi, amelyek inkább mélyebbek.

A laboratóriumi vizsgálatokkal analóg terepi in situ kísérletek elvégzésére, valamint a terepi folyamatok közvetlen megfigyelésére nincs lehetőség. Így a vályúfejlődés feltárásához és a mért adatok értelmezéséhez (részben a vizsgálati területre készült) *matematikai modellek* jelentettek egy további támpontot.

### **2.4.3. Matematikai modellek**

A számítógépes alkalmazásra is megfelelő matematikai modellek viszonylag korán, az első terepi vizsgálatokkal párhuzamosan már kidolgozásra kerültek. Specifikusan a rinnenkarokban átáramló víz mennyiségét és sebességét leíró matematikai modellt Szunyogh (1995a) dolgozott

ki. A modell a szabad felszíni csatornáknban történő áramlás törvényszerűségeit vette alapul a Chézy formula alapján (ezzel analóg a Manning-formula is, White, 2016).

A levezetett összefüggések eredményeképpen Szunyogh (1995a) nomogramokat készített, amelyekkel a kiindulási adatok (vályú mérete, vízkitöltöttsége) ismeretében, az ábrázolás útmutatását követve a vályú vízhozama és az abban folyó víz *áramlási sebessége* közvetlenül megbecsülhető. A módszer eredményei alapján elemi karsztkorróziós összefüggések segítségével a meder oldásos bővülése is megbecsülhető. A modell alkalmas arra is, hogy a vízhozam ismeretében a vízgyűjtő nagyságára és a területet jellemző csapadékhozamra lehessen becslést adni. Szunyogh (1995a) vizsgálata arra mutatott rá, hogy nem lehet a karrvályúknban irreálisan nagymennyiségű vízáramlás.

Szunyogh (1995c) általános egyenletrendszer vezetett le a szabadfelszíni karrosodás folyamatának értelmezéséhez, majd erre alapozva a sziklakarrok fejlődésének modellezésére vezetett le matematikai modellt (Szunyogh, 1998). Az egyenletek és számítógépes alkalmazásához kidolgozott algoritmus (Szunyogh, 2000a, 2000b) továbbfejlesztése során Szunyogh (2003) a csapadék mennyisége alapján modellezte a karros felszín leoldódását.

Ezek a modellek és továbbfejlesztéseik (Szunyogh, 2004, 2005) nem specifikusan a rinnenkarrok fejlődésének modellezésére készültek, azonban több fontos (rinnenkarrokra és vízgyűjtőikre is általánosítható) eredmény is leszűrhető belőlük. Egyrészt a kioldás akkor hatékony és tartós, ha a vízáramlás állandó és folytonos, ez hosszabb ideig tartó, nem felhőszakadás-szerű csapadék esetén valósulhat meg (Szunyogh, 2004, 2005).

Másrészt a fluviális folyamatokkal ellentétben a mészkő felszín oldásos fejlődése turbulens áramlás alatt igen lassú folyamat. A fejlődés sebességét adott lejtésű karszt esetén Szunyogh (2004, 2005) modellvizsgálata 0,05-0,3 mm/év értéknek adja meg. Ezek az értékek jó egyezésben vannak más vizsgálatok eredményeivel. Mészköves felszín turbulens vízáramlás hatására történő oldásos fejlődési sebességére terepi mérés és modellvizsgálat alapján is 0,2 mm/év érték adható meg (Dreybrodt, 1988). Gabrovšek (2009) több vizsgálat és modell eredményét összesítette, ezek alapján osztrák és szlovén csupasz karsztfelszíneken átlagosan 0,015-0,095 mm/év oldási sebesség adható meg. Hasonló oldási sebességeket adnak meg további vizsgálatok, köztük olyanok is, amelyek (a vályúfejlődésben fontos szerepet betöltő) vízágak hatását is tanulmányozták (Bögli, 1961; Newson, 1970; Trudgill, 1985; Veress, 2010).

Az oldási sebességre kapott eredmények és a felszínfejlődést leíró matematikai modellek alapján a vályúk kora megbecsülhető. Az átlagos keresztmetszetű rinnenkarrok (Veress et al., 2007) kora legfeljebb pár ezer év, a nagyobb keresztmetszetű rinnenkarroké átlagosan ennek duplája lehet. Azok a vályúk (nagyon ritka esetben), amelyek a gleccserjég alatt már kialakultak

(Veress et al., 2019), legfeljebb néhányszor tízezer évesek lehetnek. A vályúk korának ismerete kizárja, hogy a tektonikus folyamatok a réteglapokon olyan jelentős dőlésváltozást hozzanak létre, amely a rinnenkarrok fejlődését még összetettebbé tenné. Miután a rinnenkarrok kialakulása a gleccser elvonulásától számítható (Veress & Zentai, 2004; Veress et al., 2019) a matematikai modellszámítások (pl. Veress et al., 2001) lehetőséget adnak a gleccser visszahúzóási idejének (és folyamatának) becslésére is.

A kidolgozott matematikai modellek továbbfejlesztései azonban a 2000-res évek közepe után nem folytatódtak. Az elméleti megközelítés alapján kapható eredmények terepi és laboratóriumi ellenőrzésére összpontosító vizsgálatok is elmaradtak. A későbbi rinennkarr vizsgálatok pedig a lepusztulás modellezése helyett az áramlás vizsgálatát helyezték középpontba, amelyhez az *áramlás numerikus szimulációjának* módszerét választották.

#### **2.4.4. Az áramlás numerikus modellezése**

Az áramlások *numerikus modellezésének* (Volker, 2016) számítógépen történő alkalmazása új lehetőséget nyitott meg a geomorfológiai kutatások számára. Ezek a módszerek leginkább a fluviális (pl. Constantinescu et al., 2011; Abad et al., 2013; Dutta et al., 2017; Olsen, 2017; Antoniazza et al., 2019; Chen et al., 2019) és eolikus (pl. Huang et al., 2008; Turpin et al., 2010; Smyth et al., 2019) vizsgálatoknál terjedtek el, azonban karszthidrológiában (pl. Zhao et al., 2019) és speleogenezisben (pl. Dreybrodt et al., 2005; Hammer et al., 2011; Covington, 2014; Perne et al., 2014a, 2014b; Grm et al., 2016; Cooper & Covington, 2020) is találni numerikus megközelítésre példákat. Néhány numerikus modellt már sikeresen alkalmaztak például a barlangok vizsgálatára (Perne et al., 2014b; Covington & Perne, 2015). A numerikus közelítések egyik előnye, hogy olyan folyamatok is vizsgálhatók, ahol a terepi tanulmányozás korlátozott.

A teljesség igénye nélkül – a dolgozat módszertani részéhez kapcsolódva – a *Computational Fluid Dynamics* (CFD, Bates et al., 2005; Jiyuan et al., 2013; Blazek, 2015) numerikus módszert emeljük ki. A CFD számítógéppel jól alkalmazható numerikus módszer az áramlásokat leíró Navier-Stokes egyenletek megoldására, így a folyadékok áramlásának megadására. A CFD fogalmán belül alkalmazható számos numerikus megoldási lehetőség közül – szintén a dolgozat módszertanához kapcsolódva – megemlítjük, hogy Perne et al. (2014b) barlangok keresztmetszete és barlangi csatornák fejlődésvizsgálatára a *Lattice Boltzmann módszert* (Krüger et al., 2017) használta.

A numerikus számítások arra is alkalmasak, hogy az áramlás analitikus számításokhoz szükséges értékeit kellő pontossággal megadják. Például Perne et al. (2014b) akárcsak más kutatások, a CFD-t arra használták, hogy felszíni formakincs környezetében az áramlás tulajdonságait jellemző értékeket (pl. az áramlási sebesség, a Reynolds szám, fali nyírófeszültség stb.) kiszámítsák és abból a közet felszíne és az áramlás kölcsönhatását vizsgálják.

Rinnenkarr összecsatlakozások fejlődésére vonatkozóan Mitre (2016, 2017, 2018) próbálkozott numerikus Computational Fluid Dynamics (CFD) megközelítéssel. Mitre (2016) első digitális kísérletei szerint az örvényesség egyértelműen megjelenik a vályú összecsatlakozásoknál. A kísérletek eredményei arra utalnak, hogy az örvényesség háttere a mellékvályúból beáramló víz, amely összeszűkíti a fővályú vizágát, az itt kialakuló kaotikus mozgás idézi elő az örvényességet. Vizsgálatai szerint a nagyobb becsatlakozási szöggel érkező mellékvályúk esetén jelentősebb az örvényesség mértéke. A szerző próbálkozott különféle digitális vályúrendszer-modellekkel, madáritatóval rendelkezőkkel, illetve függő, nem függő becsatlakozások vizsgálatával. A madáritatós vályúrendszerek esetén az áramlás kiegyensúlyozottabbnak bizonyult. A terepi adatok értékelése alapján a terepi vályúk madáritató jelenléte esetén kisebb méretű mellékvályúkkal rendelkeznek. A szimulált vizsgálatok eredményei arra is utaltak, hogy a mellékvályú függő becsatlakozása esetén a helyi kiöblösődés inkább szélesebb, nem függő becsatlakozása esetén pedig inkább mélyebb lehet.

Mitre (2017) egy továbbfejlesztett digitális modellvályú rendszeren folytatta CFD vizsgálatait. A korábbi kísérleti vályúktól eltérően a vályúrendszer méretét a terepi vályúméretek átlagával egybevágóra tervezte, az egyes mellékvályúk becsatlakozási pontjai között elegendő távolságot hagyott. Vizsgálta a becsatlakozásoknál létrejövő örvényesség és sebesség lokális maximum értékeit. A kísérletek eredményei azt mutatták, hogy a lejtőszög növelésével az örvényes szakaszok hossza csökken, azonban az örvényesség nagyobb értékei miatt szélesebb helyi kiöblösődések jöhetnek létre. A szerző kimutatta, hogy az örvényes szakasz hossza a lejtőszög változásával tendenciát mutat, azonban a becsatlakozási szögre vonatkozóan nem sikerül egyértelmű tendenciát kimutatni.

Mitre (2018) a CFD szimulációkat folytatva egy olyan vályúsorozatban végzett kísérletet, amelyben az egyes fővályúkhöz csak egy mellékvályú csatlakozik. Így sokkal letisztultabb áramlási adatokat kapott. E vizsgálatok a korábbi kísérletek főbb megállapításait alátámasztották. Azonban a becsatlakozási szög változása és az örvényes szakasz hossza között tendenciát továbbra sem sikerült kimutatni. A részletes szimulációs vizsgálatok azt is

megállapították, hogy az örvényesség leginkább a fővályú és mellékvályú közötti gerinceknél jellemző.

## ***2.5. Rinnenkarr fejlődési modellek aktuális kérdései***

A legutóbbi munkák (Veress, 2019, 2020) a rinnenkarokat a Föld más karszterületein végzett vizsgálatok eredményeivel szintézisbe (Veress, 2019), illetve karsztosodási folyamat szempontjából rendszerbe helyezték (Veress, 2020). E vizsgálatok (Veress, 2019, 2020) valamint a glaciokarszt és rinnenkarok kapcsolatával foglalkozó legutóbbi munka (Veress et al., 2019) célja sokkal inkább egy átfogó, frissebb rendszerezés megadása volt, mintsem a rinnenkarok további vizsgálata vagy korábbi félbemaradt vizsgálatok folytatása.

Veress et al. (2013) modelljében a vízgyűjtő hatás és a vályú keresztmetszet-változás kapcsolatára vonatkozóan nem történt adatkiértékelés. A vízgyűjtő hatást korábbi vizsgálatok (pl. Veress et al., 2009) csak a vályúk előfordulási sűrűségével próbálták kapcsolatba hozni, amely mellőzte a keresztmetszet-változás finomabb vizsgálatát. A vízgyűjtő hatás laboratóriumi vizsgálata technikailag nehezen kivitelezhető, így azt a legutóbbi kutatások (pl. Veress et al., 2015a) sem tűzték ki célul.

A rinnenkarokat tartalmazó réteglapok dőlése szakaszosan változhat. Veress et al. (2015a) modelljében kitér a vályúmentén változó lejtőszög vízágakra gyakorolt hatására. Azonban, a terepi adatok értékelése során nem lett belevonva a változó lejtőszög hatása a vályúrendszerek mintázatának értelmezésébe. E tekintetben a térszínrészek lejtésirányú dőlésének szakaszos megváltozása és a mellékvályúk kialakulása közötti kapcsolat nyitott kérdés maradt.

Mitre (2016, 2017, 2018) szimulációs módszerének egyik hiányosságának tekinthető, hogy a terepi valós viszonyokat kevésbé vette figyelembe, azokat nem vonta bele a modellkísérlet kidolgozásába és értelmezésébe. Ezért nem ismerjük, hogy modellkísérleteinek eredménye a terepi és a laboratóriumi áramlásokkal mennyire egyezhet. Lane et al. (2005) szerint a terepi folyamatok CFD-vel történő modellezését hitelesíteni kell a terepen felvett adatokkal. Amennyiben közvetlen terepi mérés nem áll rendelkezésre, akkor laboratóriumi mérés is alkalmazható, ha az a tereppel megerősíthetően összhangban van. Bár Mitre (2018) megállapítja, hogy azok a hisztogramok, amelyek az általa elvégzett digitális modellkísérletek, valamint a korábbi laboratóriumi (Deák et al., 2012) és terepi felmérések (Veress et al., 2013) feldolgozásának (Mitre & Péntek, 2014) eredményeiből készültek hasonlóak, azonban ezek részletes összehasonlító vizsgálatára nem került sor. Ezért Mitre (2016, 2017, 2018) numerikus kísérletei főleg elméleti megközelítésként vehetők figyelembe. A kísérletek megismétlése, a

terep figyelembevételével való fejlesztése és az adatok terepi eredményekkel történő párhuzamos kiértékelése e hiányosságokat nyilvánvalóan áthidalja.

A dolgozat kutatási részének ismertetése előtt az 1. táblázatban röviden összefoglaljuk azokat a korábbi kutatási eredményeket, amelyeket a modellalkotás során alapvetőnek tekintettünk. A továbbiakban a rinnenkarr összecsatlakozások és rinnenkarr vízgyűjtők modellezés szemléletű vizsgálata kerül a fókuszba. Célkitűzéseinket az előbb ismertetett kérdések és a terepen felmért, feldolgozásra kerülő adatok pontosságának figyelembevételével tesszük meg.

1. táblázat: Az alkalmazásra kerülő kutatási eredmények összefoglalása.

<b>A vályúfejlődés két fő típusa</b>	
<p><b>Helyi kiöblösödések fejlődése:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Az örvényesség a mellékvályú becsatlakozásoknál nagyméretű.</li> <li>• A helyi kiöblösödések hosszai a terepen a mellékvályú becsatlakozások okozta örvényes szakaszok hosszait képezik le</li> </ul> <p style="text-align: right;">(Deák et al., 2012; Veress et al., 2012, 2013)</p>	<p><b>Vályúfejlődés a vízgyűjtő hatására:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• A rinnenkarr kisebb keresztmetszet változását annak közvetlen vízgyűjtő területéről befolyó vízmennyiség eredményezi.</li> <li>• Az oldás mértéke és a vízmennyiség között kapcsolat van.</li> <li>• Feltehetően minél nagyobb vízmennyiség érkezik a vályúba annak vízgyűjtőjéről, a keresztmetszet növekedés ott annál nagyobb.</li> </ul> <p style="text-align: right;">(Dreybrodt, 1988; Veress et al., 2013)</p>



### 3. Célkitűzések

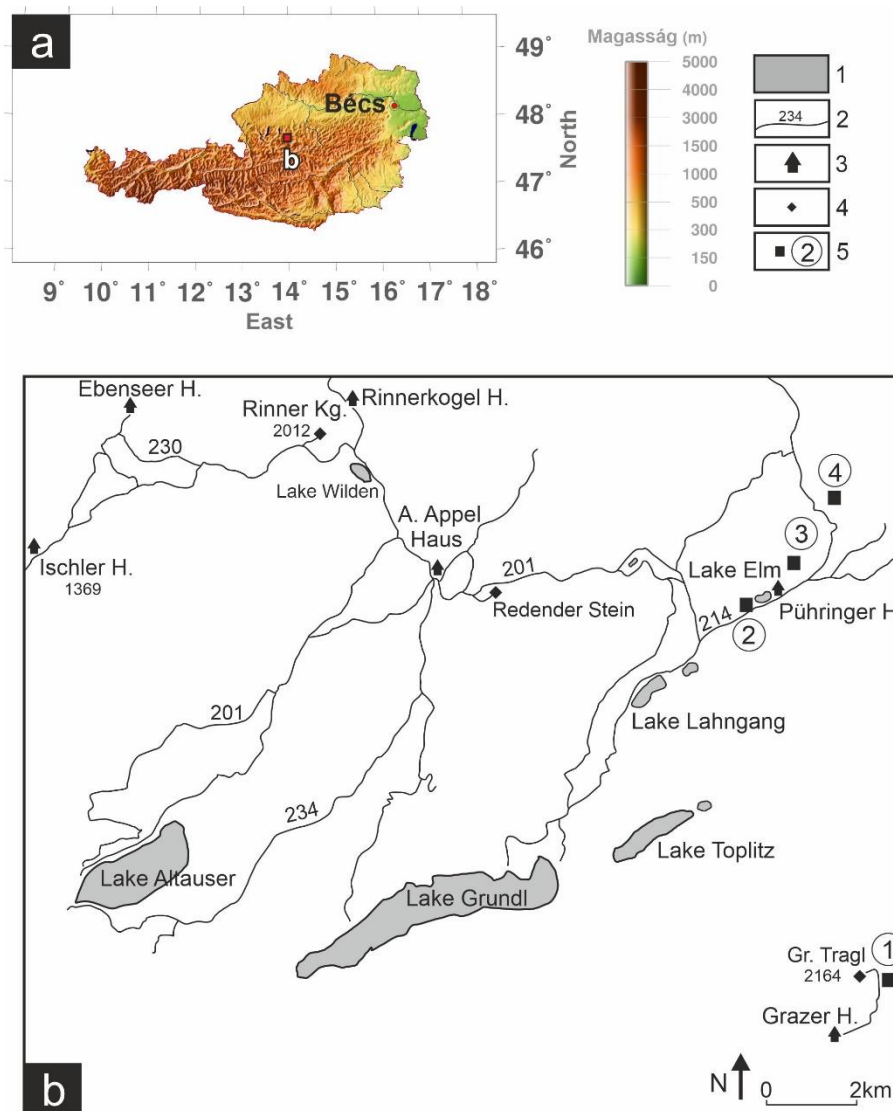
A kutatásban a rinnenkarrok morfológiáját és fejlődését vizsgáljuk modellezéssel. E komplex célkitűzésen belül az egyes morfológiai paraméterek tekintetében az alábbi részcélokat tűzzük ki.

1. A fővályú keresztmetszete és a vízgyűjtő területe közötti kapcsolat vizsgálata.
  - Egy cellás közelítő modell elkészítése, amellyel becsülhető a vízgyűjtőről a vályúba befolyó vízmennyiség.
  - A rinnenkarr keresztmetszete és a közvetlen vízgyűjtő területről beáramló becsült vízmennyiség közötti összefüggés vizsgálata.
  - A hordozó térszín lejtési szöge és a mellékvályúk kialakulása közötti kapcsolat értékelése.
2. Fővályú helyi kiöblösödése és az összecsatlakozó vízágak örvényessége közötti kapcsolat vizsgálata.
  - Áramlás numerikus modellezése digitális modellvályúban Computational Fluid Dynamics (CFD) alkalmazásával.
  - Örvényesség térbeliségének megfigyelése és értelmezése a szimuláció eredményében.
  - Az intenzív örvényes szakaszok hosszának megmérése.
  - A szimulációban és a laboratóriumban mért intenzív örvényes szakaszok hosszának összevetése a terepen mért helyi kiöblösödések hosszával.
  - A felszín lejtési szöge és a mellékvályú becsatlakozási szöge hatásának vizsgálata a helyi kiöblösödések hosszára.
3. A terepi morfometriai adatok értelmezése a cellás közelítő és a numerikus modell segítségével.
  - A fővályú közvetlen vízgyűjtőjének hatása a helyi kiöblösödés hosszára a mellékvályú becsatlakozásoknál.
  - A becsatlakozó mellékvályúk egymástól való távolságának hatása a helyi kiöblösödés hosszára.
  - A mellékvályúk számának hatása a helyi kiöblösödés keresztmetszetére, morfológiájára, alakjára.

## 4. Kutatási módszerek

### 4.1. Terepi adatok

A terepi adatok forrása az ausztriai Totes Gebirge területe (11. ábra). A 11. ábra térképén feltüntetett adatfelvételi helyszínekről gyűjtött 794 darab vályúbecsatlakozás terepi adatait használtuk fel, amely 67 db vályúrendszer vizsgálatából gyűlt össze. A terepi adatgyűjtés során a teljes vályúrendszeren – és annak vízgyűjtőjén is – a mérőcsoportok 0,1 m sűrűséggel vettek fel adatokat (12. ábra).



11. ábra. Kutatási területek a Totes Gebirgében. Jelmagyarázat: 1. Tó. 2. Turistaút. 3. Szálláshely. 4. Csúcs. 5. Kutatási területek és jelölésük. (Saját szerkesztés.)



12. ábra. Fő- és mellékvályúk kijelölése számozással és a mérést, geomorfológiai térképezést segítő háló-mozaik elhelyezése egy rinnenkarr rendszeren. (Fotó: Széles László Gyula.)

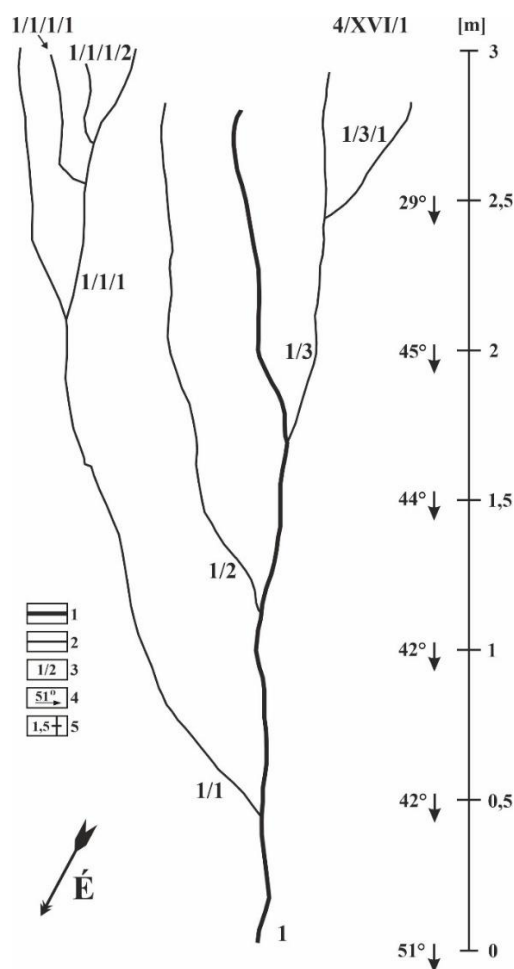
A felmérést végző mérőcsoportok az adatokat egységes formátumban kialakított (mérési utasításokkal, tájékoztatással ellátott) mérési jegyzőkönyvekre rögzítették. Ezáltal minden csoport egymástól függetlenül – még ha eltérő évben is készültek a mérések – azonos terepi paramétereket mért fel. A kézzel írt jegyzőkönyvekben szereplő adatok adatrögzítéssel kerültek számítógépre. A 2012. évi terepi munka során készültek drónfelvételek is vályúrendszerekről, ezeket a vályúk morfológiájának tanulmányozására, értelmezésre használtuk.

A terepi vályúk vizsgálatának leírása során több terepi mintapéldát is bemutatunk, amelyekre kódokkal hivatkozunk. A *vályú kódok* alakja pl. „1/XI/1”, amelyben az első szám a kutatási terület helyét (lásd. 11. ábra), a római szám a területen belül felmért lejtőterület azonosítóját, az utolsó arab szám pedig a fővályú (és egyben vályúrendszer) azonosítóját jelenti e lejtőn. Minden további „/” jel utáni szám a mellékvályút jelöli. Például a „4/XVI/1/3/1” kódot úgy kell olvasni, hogy az a 4-es kutatási terület XVI-os lejtőterület 1-es vályúrendszer fővályújának 3-as mellékvályújába csatlakozó 1-es jelű (további) mellékvályú (13. ábra).

A terepi felmérések letről felfelé (folyásiránnyal szemben) haladva mérték fel a vályúk paramétereit. A terepen sok esetben előfordul, hogy egymás melletti vályúrendszerek fővályúi

egy – a futásukra viszonylag merőleges, mindegyiket érintő – törésvonal mentén végződnek. A terepi felmérések számára ez elég jól kijelölhető, egységesnek mondható viszonyítási (kezdő)pont. A terepi fizikai munka szempontjából is sokkal célszerűbb és kényelmesebb volt a letről felfelé történő felmérés. Ezért a terepi és a modellezett eredmények vizsgálata során olyan *egységes koordináta-rendszerben* dolgoztunk, amely fővályúval párhuzamos tengelye (*d*-tengely) a folyásiránnyal ellentétes irányban növekszik (14. ábra).

A 14. ábra a rinnenkarr fő- és mellékvályú azon paramétereit is bemutatja, amelyeket a modellalkotáshoz és modellezett adatokkal történő összevetéséhez alkalmaztunk. Az egyes paramétereket a következő alfejezetekben ismertetjük.



13. ábra: A 4/XVI/1 vályúrendszer vázlatos térképe és a vályúk jelölése. Jelkulcs: 1. Fővályú. 2. Mellékvályú. 3. Vályú azonosítója. 4. Dőlésirány és dőlésszög. 5. Távolság a vályú alsó végétől. (Saját szerkesztés.)

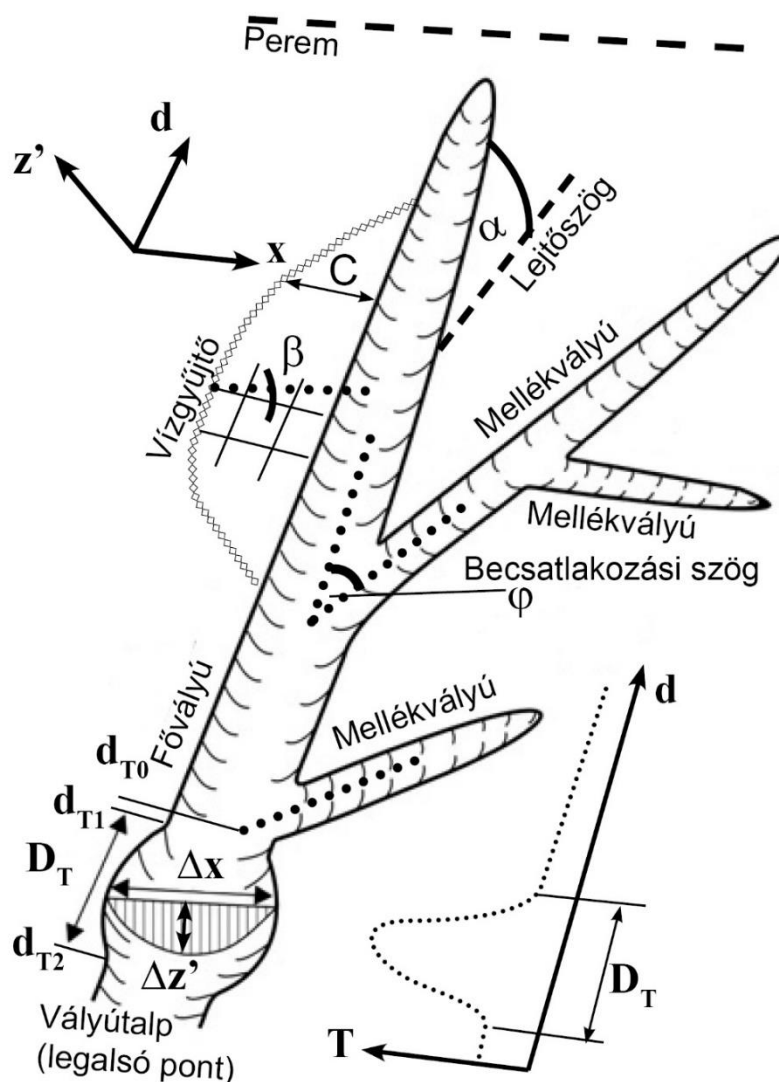
#### 4.1.1. A vályúk szélességének és mélységének meghatározása

A fő- és mellékvályúk *szélesség* ( $\Delta x$ , 14. ábra) és *mélység* ( $\Delta z'$ , 14. ábra) adatait mérőszalaggal, a fővályú mentén 0,1 m pontosságú szelvények mentén mérték fel. A mérőszalag leolvasási

pontossága 0,01 méter. A felmérések egy részénél a vályú keresztmetszet-szelvényei mentén több ponton is felmérték a szélességet (pl. félmélységben, negyedmélységben stb.). Ez a vályú-keresztmetszet morfológiájára nyújt információt.

#### 4.1.2. A vályúk lejtőszögének és a mellékvályúk becsatlakozási szögének megadása

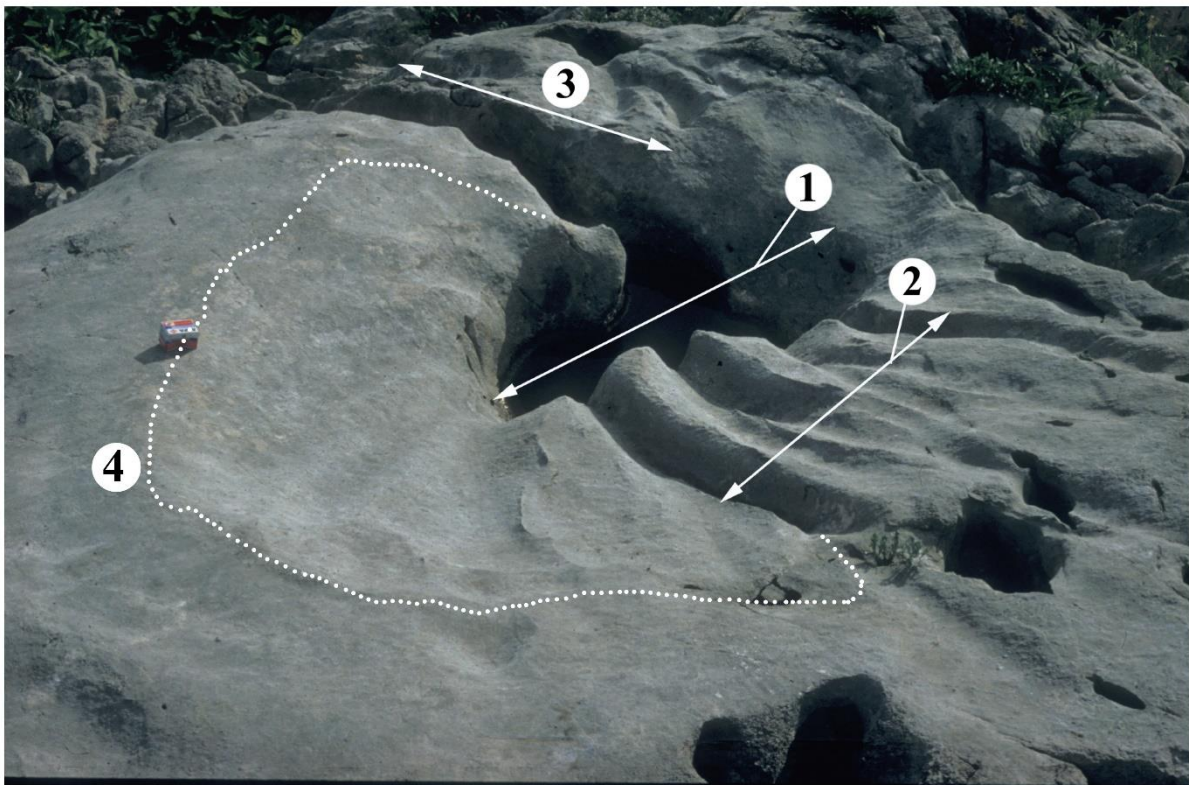
Az adatfelvétel során a térszín szakaszok *lejtőszögét* ( $\alpha$ , 14. ábra) a szélesség és mélység adatok mérésével azonos szelvények mentén lejtőmérővel, geológus kompasszal mérték. Az adatfelvétel pontossága  $1^\circ$ .



14. ábra. A terepi vályúk paramétereinek és a mért adatainak vázlata, elvi ábrája. Jelölések:  $\alpha$ . A hordozó lejtő dőlésének szöge.  $\beta$ . A vízgyűjtő dőlése a fővályú irányába.  $C$ . Vízgyűjtő szélessége adott pontban.  $d$ . Vályútalptól való távolság.  $D_T$ . Keresztmetszet növekedés hossza.  $\Delta x$ . Vályú szélessége.  $\Delta z'$ . Vályú mélysége.  $T$ . Keresztmetszet mérete adott  $d$  pontban (lásd. 1-es kifejezés).  $d_{T0}$ . Becsatlakozási pont helye a fővályúban.  $d_{T1}$ . Keresztmetszet megnövekedés kezdőpontja.  $d_{T2}$ . Keresztmetszet megnövekedés vége. (Saját szerkesztés.)

A lejtőszög ezen kívül az 1 méteres vízszintes távolságon kialakított derékszögű háromszög adataiból (szöggel szembeni befogó és az átfogó alapján) is meg lett határozva. A méréshez használt háromszög oldalhossz értékeinek leolvasási pontossága 0,01 m.

A mellékvályúk különböző,  $90^\circ$ -nál nem nagyobb *becsatlakozási szögekkel* ( $\varphi$ , 14. ábra) csatlakoznak a fővályúkhöz. A becsatlakozási szöget ( $\varphi$ , 14. ábra) a vályúk középvonalai közötti szög adja meg, amely megfelelő nagyságú szögmérővel közvetlenül lett mérve,  $1^\circ$  pontossággal.



15. ábra. Egy madáritatószerű kiöblösödő forma vízgyűjtővel és mellékvályúkkal. Jelmagyarázat: 1. A forma szélessége. 2. Becsatlakozó mellékvályúk. 3. Fővályú a forma alatt. 4. Vízgyűjtőterület határa. (Fotó: Széles László Gyula.)

#### 4.1.3. A vízgyűjtő terület lejtésének és szélességének megadása

A *vályú vízgyűjtője* (15. ábra) a szomszédos vályúk közötti vízválasztók által határolt terület, amely többnyire sík, *dőlése kétirányú* (14. ábra).

- A vályút hordozó lejtő dőlésével megegyező ( $\alpha$ ).
- A vályúk mentén a felszín leoldódása részben megváltoztatja a hordozó térszín lejtésviszonyait, emiatt a vízgyűjtő a vályú körül annak irányába is dől ( $\beta$ ). (Ez leginkább csapásirányú dőlés.)

A vízgyűjtő szélességét a fővályú széle és a vízgyűjtő széle közötti távolságként definiáltuk. Ennek értéke a fővályú mentén változó (C, 14. ábra). A vízgyűjtő szélesség értékeinek megmérése a fővályú felméréseivel megegyező szelvények mentén, mérőszalaggal, 0,01 m pontossággal történt.

A vízgyűjtő dőlésének értékei a felmérés során kifeszített háló egyes pontjaiban lettek megmérve. A mérés módszere a vályú morfolometriai paraméterek felméréseivel egyező: geológus kompasszal és háromszögeléssel.

#### 4.1.4. A helyi kiöblösödés hosszúságának megadása

A helyi kiöblösödést a 14. ábrán látható módon a fővályú mentén a mellékvályú becsatlakozás közelében ( $d_{T0}$  pont) a  $d_{T1}$  és  $d_{T2}$  pont által jól behatárolható lokális keresztmetszet növekedéseként definiáltuk. Azaz a helyi kiöblösödés adott hosszúságú szakasz ( $D_T$ ) mentén jelenik meg. E szakaszon belül a fővályú szélessége és mélysége vagy mindkettő lokálisan megnövekszik, majd fokozatosan visszacsökken.

A vizsgálatra kerülő vályúbecsatlakozások környezetében a helyi kiöblösödés hossza ( $D_T$ ) közvetlenül, mérőszalaggal lett megmérve. A kiöblösödések szakaszhosszának értékeit a mérések 0,01 m pontossággal adják meg.

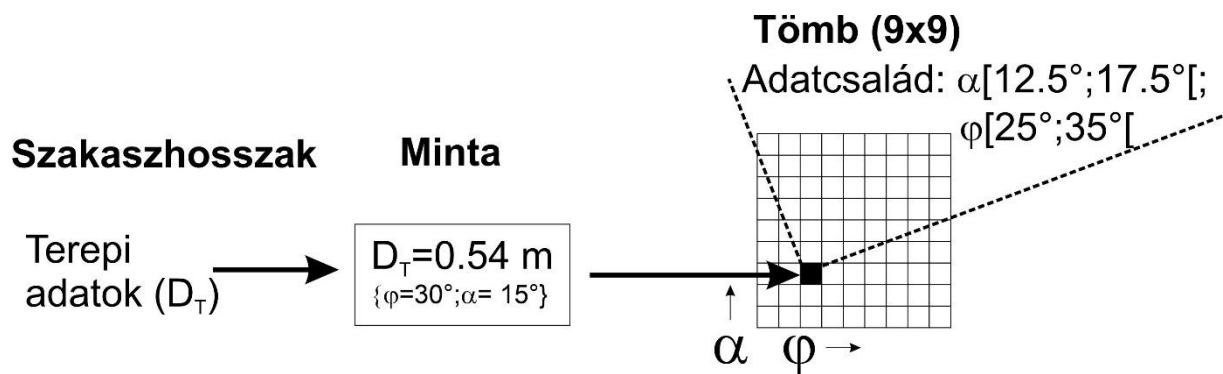
Ezen kívül szükségünk volt (a modellezett és terepi adatok közös vizsgálatához) a vályú egyes keresztmetszet-értékeinek alakulását a vályú hossza mentén leíró függvényre. Ehhez először is definiáltuk a vályú szelvényenként vett keresztmetszet-területét. A vályúknak a keresztmetszet-területe ( $T$ ) egy adott mérési pontban a szélesség és mélység szorzatával képezhető

$$T = \Delta x \cdot \Delta z' \quad (1)$$

(14. ábra, Veress et al., 2013). Az (1) kifejezés alkalmazása a korábbi adatfeldolgozások (Veress et al., 2013) során elegendőnek bizonyult a vályú keresztmetszetének nagyobb skálájú morfológiai sajátosságait kimutatni.

Az egyes 0,1 méterenként felvett terepi adatokból az előzőek szerint meghatároztuk a  $T$  értékeket, majd azokat a vályú alsó végtől való távolság ( $d$ ) függvényében ábráztuk, ez lett a  $T(d)$  függvény (14. ábra). A korábbi kutatásoknak (Veress et al., 2011, 2013) megfelelően a helyi kiöblösödő szakaszon a  $T(d)$  függvény lokális megnövekedését vártuk, amelynek a tágassága a mért helyi kiöblösödés hosszával ( $D_T$ ) egybevágó.

A felmért  $D_T$  értékeket csoportosítottuk. Létrehoztunk egy *adattömböt*, amely *adatcsaládokból* áll (16. ábra). Az adatcsaládok lejtés ( $\alpha$ ) szerint  $5^\circ$ -os, becsatlakozási szög ( $\varphi$ ) szerint  $10^\circ$ -os felbontásúak. A terepi felméréseket tekintve az adattömb a becsatlakozási szög esetén  $10^\circ$ - $90^\circ$ , a lejtőszög esetén  $5$ - $45^\circ$  között tartalmaz adatcsaládokat, ez összesen 81 adatcsaládot jelent.



16. ábra. A terepi szakaszhosszak feltételek szerinti rendszerezése egy adattömb 81 adatcsaládjába. (Saját szerkesztés.)

Ezekbe a családokba válogattuk az egyes  $D_T$  szakaszhosszúság értékeket annak megfelelően, hogy mely feltételnek tesznek eleget. Például azon szakaszhosszak, amelyek eleget tesznek  $\alpha$   $[12,5^\circ; 17,5^\circ[$  és  $\varphi$   $[5; 15^\circ[$  intervallumok feltételeinek, minden esetben egy csoportba  $\{\alpha=15^\circ \& \varphi=10^\circ\}$  kerültek. Az egyes adatcsaládok átlagértékét is számítottuk és azt  $\underline{D_T}$ -vel jelöltük.

#### 4.1.5. A terepi vályú digitális leképezése

Elkészítettük néhány pontosan felmért vályúrendszer és vályúbecsatlakozás digitális 3-dimenziós modelljét. Ezeket egyrészt a vályú morfológiáját térben tanulmányoztuk, másrészt a terepi és szimulált adatok összevetéséhez is használtuk őket. A 3-dimenziós modelleket a terepen felmért (ismert)  $\Delta x$ ,  $\Delta z'$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $C$  adatokat felhasználva készítettük el. Az adatokat – Veress et al. (2011) vizsgálata során már alkalmazott – transzformációkkal és számításokkal egységes koordinátarendszerbe helyeztük (14. ábra), majd ez alapján számítógéppel előállítottuk a 3-dimenziós térbeli modelleket.

#### 4.1.6. Helyi kiöblösödést jellemző számított adatok

A helyi kiöblösödések keresztmetszet-fejlődésének vizsgálatához néhány további jellemző érték kiszámítására is szükség volt. Bevezettük a mérési szelvényekre számított

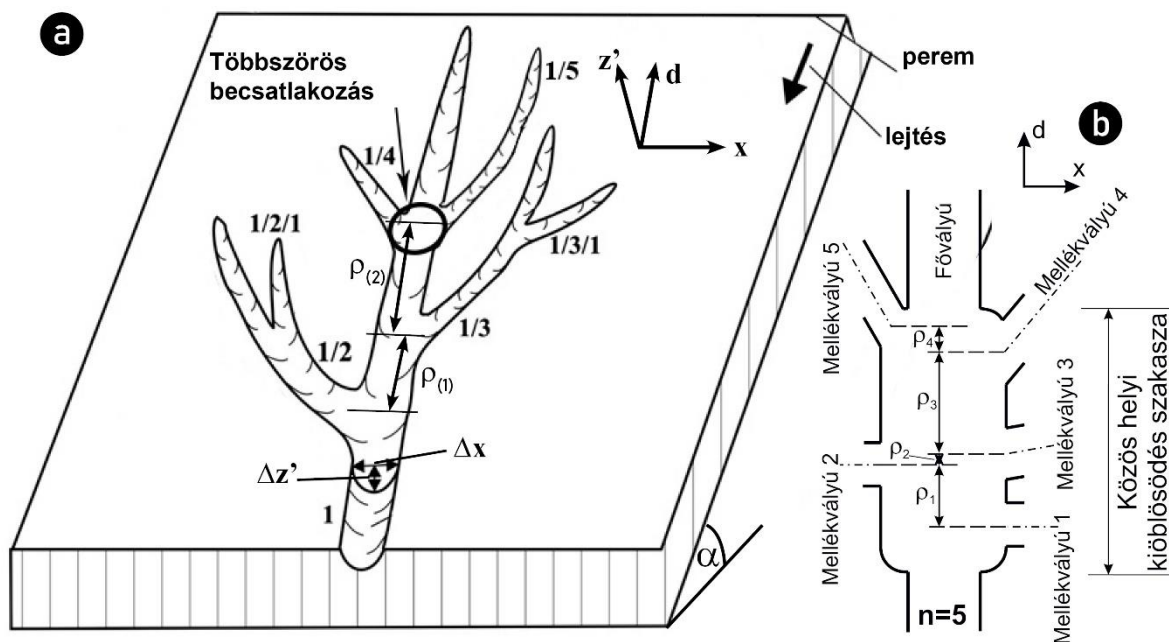


(keresztmetszet) alakot ( $A$ ). A vályú és a helyi kiöblösödés alakja ( $A$ ) egy adott keresztmetszetenél a szélesség és a mélység hányadosa, amely az

$$A = \frac{\Delta x}{\Delta z'} \quad (2)$$

összefüggéssel adható meg (Veress et al., 2013).

Definiáltuk a *közös helyi kiöblösödés* fogalmát. A vályúrendszerek fővályújába becsatlakozhat 1 mellékvályú vagy rövid ( $\approx 1$  méternél kisebb) szakaszon több mellékvályú (17. ábra). Utóbbi esetben az örvényesség egybefüggő, ezért egybefüggőnek tűnő kiöblösödő forma észlelhető a terepen (Veress et al., 2012, 2013). Ez utóbbi forma a közös helyi kiöblösödés. E közös helyi kiöblösödésen belül az egyes mellékvályúk saját helyi kiöblösödései is megjelennek. Amikor egyszerre vizsgáltuk az egy- és a több mellékvályú által kialakított kiöblösödő formákat, akkor „(közös) helyi kiöblösödés” elnevezéssel utaltunk erre.



17. ábra. Rinnenkarr rendszer és morfometriai paraméterei. (a) Egy vályúrendszer vázlatos ábrája Veress et al. (2013) alapján. (b) A közös helyi kiöblösödésbe érkező mellékvályúk egymástól való becsatlakozási távolsága.

Jelölések: ( $\Delta x$ ) vályú szélessége; ( $\Delta z'$ ) vályú mélysége; ( $\rho$ ) mellékvályú becsatlakozások távolsága; ( $\alpha$ ) lejtőszög. (Saját szerkesztés.)

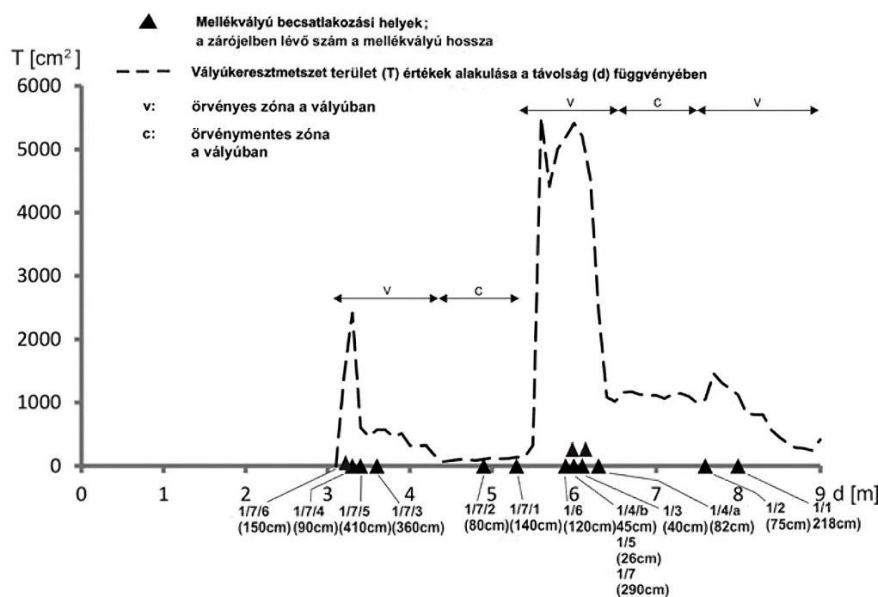
A közös helyi kiöblösödések kiterjedését a terepi felmérések során, illetve utólagos adatkiértékeléskor már behatárolták (Veress et al., 2011, 2012, 2013), ugyanis jelenlétük a  $T(d)$  függvényen is egyértelműen elkülönül (18. ábra). Mindkét esetben a közös helyi kiöblösödésbe becsatlakozó *mellékvályúk száma* ( $n$ ) is rögzítésre került. A terepi mérések a közös helyi

kiöblösődésen belül külön-külön az egyes becsatlakozó mellékvályúk okozta helyi kiöblösödések hosszának ( $D_T$ ) megadására törekedtek, így a  $D_T$  értékkel minden mellékvályú becsatlakozás esetén rendelkezünk. Az egy mellékvályúval rendelkező helyi kiöblösödések esetén – nyilvánvalóan – a helyi kiöblösödés kiterjedését a mért  $D_T$  szakaszhossz adja meg.

Bevezettük a  $\rho$  értékét\* az egyes mellékvályú becsatlakozások egymástól való távolságának jelölésére (17a., 17b. ábra). A megfelelő távolságértékeket alkalmazva (17b. ábra) számítottuk a közös helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk átlagos távolságát ( $\underline{\rho}$ ) a

$$\underline{\rho} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} \rho_i \quad (3)$$

kifejezést használva, ahol  $n$  az adott közös helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma (17b. ábra). Ha a helyi kiöblösödésről (tehát egyetlen mellékvályú becsatlakozásáról) van szó, akkor a két (folyásirányban felfelé és lefelé) legközelebbi mellékvályúk távolságának (17a. ábra) átlagát vettük  $\underline{\rho}$  értékének. (A vályú hossza mentén legfelső és legalsó helyzetű mellékvályú becsatlakozás esetén pedig a szomszédos mellékvályú távolságát.)



18. ábra. A XXVII/1 fővályú keresztmetszet értékei ( $T$ ) a távolság ( $d$ ) függvényében Veress et al. (2013) számításai alapján. Az egyes becsatlakozó mellékvályúk helye jelölve van. Ahol növekszik a mellékvályú sűrűség a keresztmetszet jelentősen megnövekszik és közös helyi kiöblösödésként értelmezhető. Jelmagyarázat:  $d$ . A lejtő felső peremétől mért távolság.  $T$ . Vályú keresztmetszet terület.

\* A  $\rho$  görög betű általában a sűrűség jelölésére használják. Azért ezt a jelölést választottuk a mellékvályúk távolságához, mert némileg (átvitt értelemben) utal a mellékvályú sűrűségére az adott közös helyi kiöblösödésen belül. Értéke kisebb a sűrűn mellékvályús helyeken, nagyobb a ritkán mellékvályús helyeken.

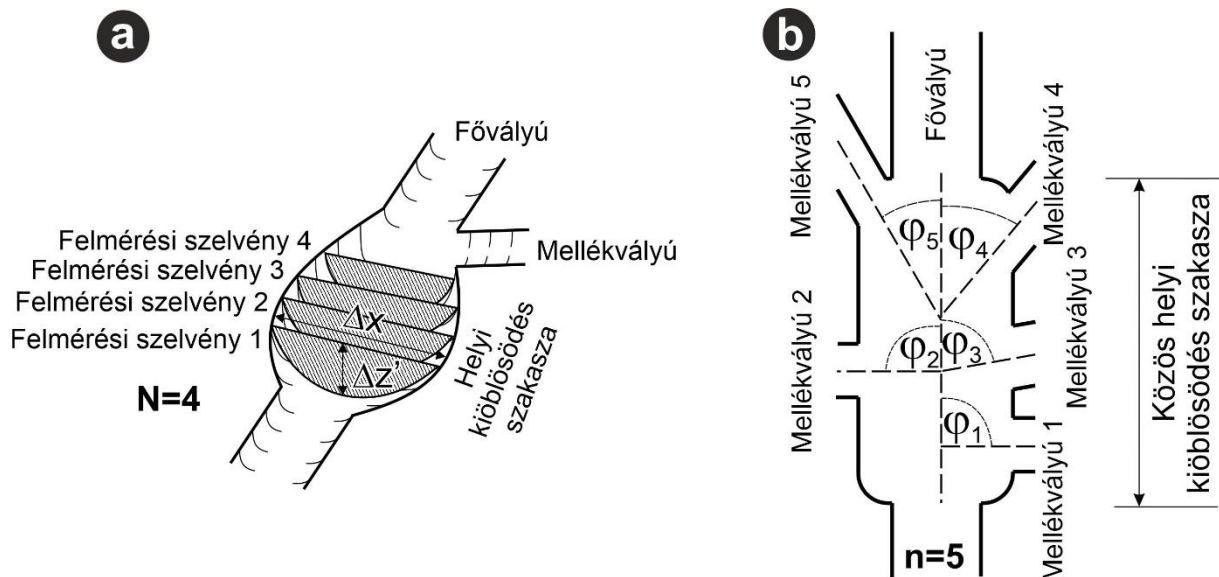
Számítottuk a (közös) helyi kiöblösödések *átlagos keresztmetszet-terület* ( $T^*$ ) és *átlagos alak* ( $A^*$ ) értékeit. Előbbit úgy, hogy az egyes szelvények keresztmetszet-területeinek (vagyis egyes  $T$  értékek, 1-es kifejezés) átlagát vettük az adott kiöblösödő formában

$$T^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i \quad (4)$$

(19a. ábra). Utóbbit, ha a számított alak értékekből ( $A$ , 2-es kifejezés) azok átlagát számítottuk

$$A^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (5)$$

az előbbivel analóg szakaszon. Mindkét esetben az  $N$  az adott (közös) helyi kiöblösödés szakaszában (19a. ábra) felvett *mérési szelvények darabszáma*.



19. ábra. (a) A (közös) helyi kiöblösödésen belüli szelvények a  $T^*$  (4-es kifejezés) és  $A^*$  (5-ös kifejezés) értékek számításához. (b) Egyes mellékvályúk becsatlakozási szögének értelmezése a közös helyi kiöblösödésre vonatkozó átlagos becsatlakozási szög számításához ( $\varphi^*$ , 6-os kifejezés). (Elvi ábrák, saját szerkesztés.)

Végül számítottuk egy adott közös helyi kiöblösödő formába becsatlakozó összes mellékvályú *átlagos becsatlakozási szögét* (19b. ábra)

$$\varphi^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varphi_i \quad (6)$$

ahol  $n$  (a korábbiak szerint) az adott helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk számát jelenti.

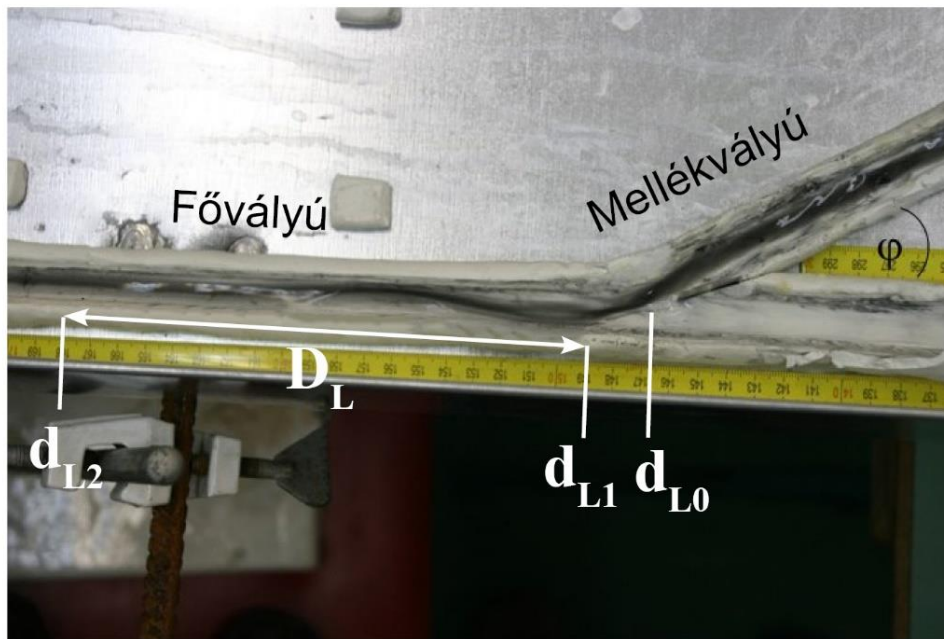
Az így előkészített adatokat a terepi (közös) helyi kiöblösödéseket jellemző tendenciák feltárására használtuk.

- Elkészítettük az átlagos alak ( $A^*$ ) értékeket az átlagos keresztmetszet-terület ( $T^*$ ) függvényében ábrázoló grafikonokat. Az adatokat a (közös) helyi kiöblösödő formába csatlakozó mellékvályúk száma szerint ( $n$ ) szétválogatva ábrázoltuk. E grafikonok tendenciáit függvényillesztéssel vizsgáltuk, létrehozva az  $A^*(T^*)$  függvényeket. Úgy tekintettük, hogy a keresztmetszet mérete az idővel növekszik, ezáltal a különböző méretű terepi minták különböző fejlettségi állapotot tükröznek. Így az illesztett  $A^*(T^*)$  függvények a formák alakjának lehetséges időbeli fejlődésére nyújt információt a keresztmetszet növekedése során.
- Csoportosítottuk a  $T^*$  és  $\alpha$  értékeket adott kiöblösödő formába történő becsatlakozások száma ( $n$ ) szerint, a  $\varphi^*$  értékeket pedig lejtőszög ( $\alpha$ ) intervallumok szerint. Számítottuk az egyes csoportokba került értékek átlagát. Grafikonokat készítettünk, amelyeken az  $\alpha$  és a  $T^*$  értékek csoportátlagát az  $n$  értékek függvényében,  $\varphi^*$  értékek csoportátlagát pedig  $\alpha$  (intervallumok) függvényében ábrázoltuk. Ezen kívül  $T^*$  értékeket a lejtőszög ( $\alpha$ ) és átlagos becsatlakozási szög ( $\varphi^*$ ) függvényében egyszerre vizsgáltuk. Ugyanolyan intervallumokba csoportosítottuk az adatokat, mint amit a 16. ábrán bemutatunk. Mivel nagy mintaszámmal dolgoztunk, ezért feltételeztük, hogy minden méretű (korú) helyi kiöblösödésnek nagyjából azonos az eloszlása az egyes intervallumokban. Megadtuk az így vizsgált értékekre illesztett kétváltozós  $T^*(\alpha, \varphi^*)$  függvényt. Ezzel a függvénnyel a keresztmetszetek méretének alakulására nyertünk általános információt a mellékvályúk lejtési és becsatlakozási szögeinek megváltozása során.

## **4.2. Laboratóriumi mérések**

A laboratóriumi adatok forrását Deák et al. (2012) és Veress et al. (2013) vizsgálatai képezik. A gyurmából készült modellvályúkban elvégzett kísérletek során  $5^\circ$ - $40^\circ$  közötti dőlés és  $5^\circ$ - $60^\circ$  közötti becsatlakozási szögek beállítására volt lehetőség.

A kísérletekben rögzített adatok feldolgozásakor a fővályúban kijelölték a becsatlakozási pont ( $d_{L0}$ ) valamint az örvényesség kezdetét ( $d_{L1}$ ) és végét ( $d_{L2}$ ) jelölő pontok távolságát (20. ábra). A mérőszalagról a távolságok leolvasási pontossága 0,01 m volt. A kísérletek tapasztalatai szerint az örvénylés kezdetének helye ( $d_{L1}$  pont) jól azonosítható, az  $d_{L2}$  pontot azonban jóval bizonytalanabban lehetett kijelölni. Deák et al. (2012) ezért több kísérletet és távolságmérést végzett, ebből 600 darab mérés adatait használtuk fel.



20. ábra: A Deák et al. (2012)-féle laboratóriumi kísérletekben mért adatok. Jelölések:  $D_L$  örvényes szakasz hossza;  $d_{L0}$  becsatlakozási pont;  $d_{L1}$  örvényesség kezdete;  $d_{L2}$  örvényesség vége.

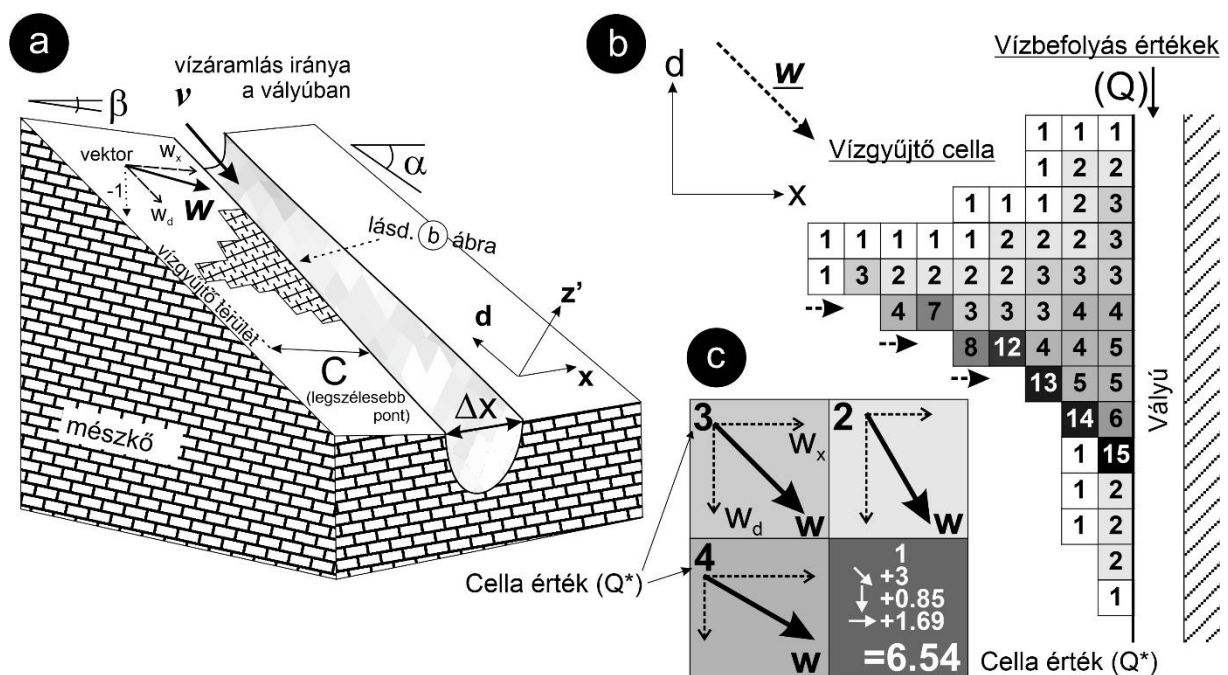
Az  $d_{L2}$  és  $d_{L1}$  pontok távolságának különbsége alapján számítottuk a laboratóriumban megfigyelt örvényes szakasz hosszát ( $D_L$ , 20. ábra). A több megismételt kísérlet nyomán egy adott lejtési és becsatlakozási szög kombinációra több  $D_L$  érték is rendelkezésre állt. Ezeket az adatokat a 16. ábrán bemutatott eljárás szerint (és azzal azonos paraméterekkel rendelkező) adattömb adatcsaládjába gyűjtöttük. Az egyes adatcsaládok átlagértékét is számítottuk és  $\underline{D}_L$ -lel jelöltük.

### 4.3. A rinnenkarr vízgyűjtő területének vizsgálata

A folyók vízgyűjtőiről származó vízmennyiséget Jenson & Dominigue (1988) *cellás felosztás* segítségével közelítette meg. A módszer lényege, hogy négyzetrács szerint területcellákra

osztják fel a vízgyűjtőt, és egy adott cellából abba a szomszédos cellába összegzik a vízmennyiséget, amelynek a legalacsonyabb az abszolút magassága. Vizsgálatunkban mi is egy hasonló cellás eljárással tanulmányoztuk a vályúk vízgyűjtőjét.

A vízgyűjtő területet  $0.01 \text{ m}^2$  méretű – a terepi felmérés pontosságával megegyező – területnégyzetekre (azaz vízgyűjtő cellákra) osztottuk fel. Az egyes cellákhoz két értéket rendeltünk hozzá, a vízmennyiséget ( $Q^*$ ) és az áramlás irányát ( $w$ ). Ez utóbbit, vagyis a vízgyűjtő cellák közti áramlás irányát a  $w$  gradiensvektor (21a, 21b. ábra) adja meg. A karsztfejlődés (így a rinnenkarr fejlődése is) a tartós csapadékos időszakokban vagy hóolvadáskor a leghatékonyabb (Szunyogh, 2005). E folyamatos utánpótlás miatt a vízgyűjtő területén minden cella vízmennyiségét egységnyinek tekintettük. Ehhez adódik hozzá a szomszédos cellákból beáramló további vízmennyiség (21c. ábra). A  $Q^*$  érték tehát arról ad tájékoztatást, hogy a csapadékból/olvadásból a vízgyűjtő minden cellájába folyamatosan érkező egységnyi vízmennyiség hányszorosa gyűlhet össze egy-egy cellában.



21. ábra. A rinnenkarr vízgyűjtő terület vizsgálatának vázlata, elvi ábrája. (a) Egy vályú vízgyűjtőjének része és a vízmozgás irányát jelölő  $w$  vektor és annak komponensei ( $w_x$ ,  $w_d$ ). (b) A vízgyűjtő mentén összegyűlő víz cellás modellje. c) A cella értékének számítása. (Saját szerkesztés.)

A vízgyűjtőt egy  $\beta$  szögben a fővályú irányába dőlő, vályúmentén ( $d$ ) változó szélességű ( $C$ ) felszínrészletnek tekintettük (15., 21a. ábra). Ezen a víz a vályú irányába a legrövidebb úton mozog, ha a hordozó felszín vízszintes lenne ( $w_x$  a 21a. ábrán). Miután a hordozó felszín is dől ( $\alpha$  lejtőszöggel), víz mozgása már nem merőleges irányú a vályúra, hanem lejtés irányban

is elmozdul ( $w_d$  a 21a. ábrán), így a fővályúval  $0^\circ$  és  $90^\circ$  közötti szöget bezáró irányba fog mozogni ( $w$  vektor a 21a. ábrán). A  $w$  vektor és komponensei, ha közvetlen mérés nincs róluk, egy adott cellában a gravitáció iránya és  $\alpha, \beta$  dölések ismeretében megbecsülhetők (21a. ábra).

Úgy tekintettük, hogy a rinnenkarr vízgyűjtőjének kétirányú dölése mindig hordozó lejtő és fővályú irányú. (Vagyis: a felszín magassága szigorúan monoton függvénnyel írható le.) Ezért a vízmennyiség összegzését (21b. ábra) könnyíti, hogy a lejtéstulajdonságok miatt mindössze három szomszédos cella irányából történhet vízbefolyás egy adott cellába (21c. ábra). Egy adott cellában a szomszédos cellák  $w$  vektorai szerint érkező vízmennyiségek arányait összegeztük (21c. ábra).

Ezt úgy kell elképzelni, mintha a forráscellát annak  $w$  vektorának irányában rátolnánk a vektor iránya által kijelölt szomszédos cellá(k)ra. Így az eltolt cella különböző arányú területet fed le azokban. A rátolással érintett cellák száma (egyértelműen) legfeljebb kettő lehet. Egy vizsgált cella vízmennyiség értékéhez az arra rátolt forráscella vízmennyiség értékének azon arányát adtuk hozzá, amely egyenlő azzal a területarányal, amelyet az eltolás nyomán a vizsgált cellában lefed. Egy vizsgált cella vízmennyiségét megkaptuk, ha összegeztük a minden lehetséges forrásból érkező vízmennyiségek arányait (21c. ábra). Ha a vízgyűjtő szélessége lejtésirányban hirtelen csökken, úgy tekintettük, hogy e helyen a  $w$  vektor a vízgyűjtő alsó peremét követi (21b. ábra, vízszintes kis nyilak).

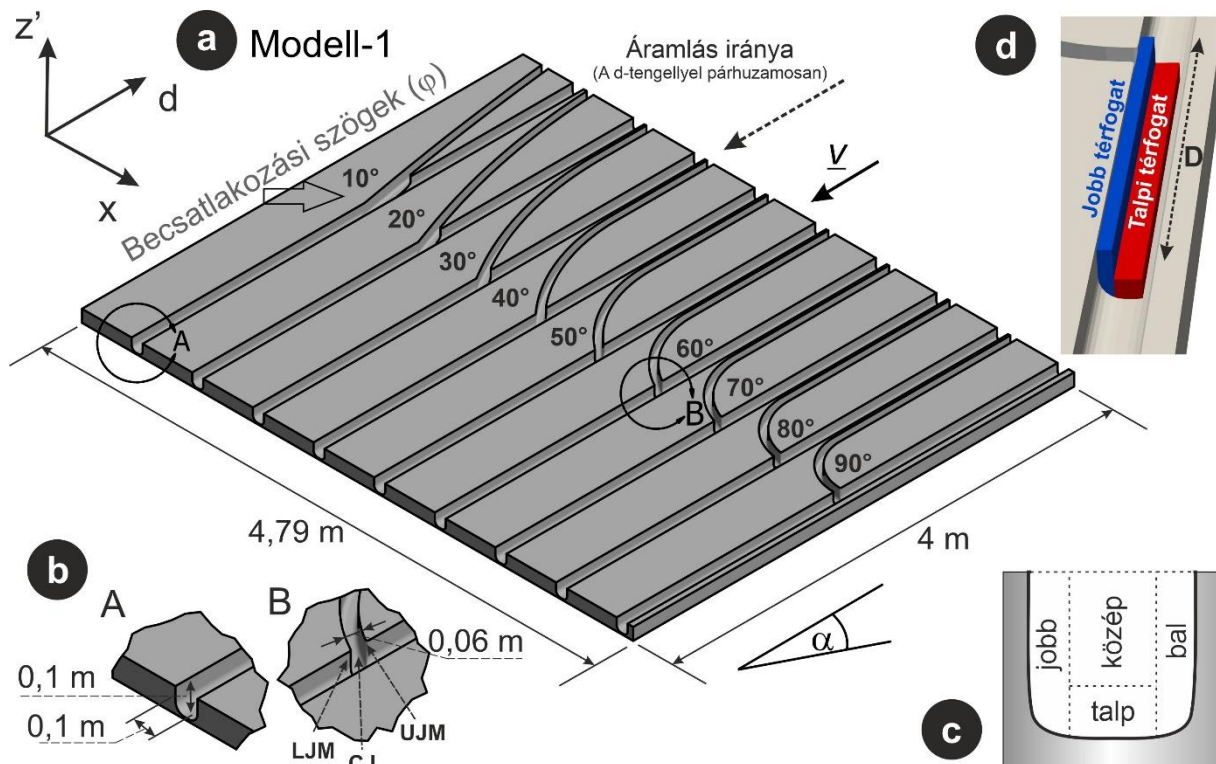
A cellák vízmennyiségének ( $Q^*$ ) összegzését a  $w$  vektor irányában addig folytattuk, amíg a fővályút el nem értük (21b. ábra). Az összegzést minden cellára így elvégezve megkaptuk a *fővályúba* adott  $d$  távolságú pontokban *jutó víz mennyiségét* ( $Q$ ). A  $Q$  érték a fővályú közvetlen szomszédságában jelenlévő cellák vízmennyiségét ( $Q^*$ ) jelenti (vagyis e cellákban a  $Q^*=Q$ ), amely onnan már közvetlenül a fővályúba kerül. Az ide számított vízhozamokat ( $Q$ ) a vályú alsó végétől vett távolság ( $d$ ) függvényében megadva a  $Q(d)$  függvényt kaptuk meg.

A módszerrel kiszámoltuk a terepen felmért fővályúk mentén, azok mellékvályú becsatlakozástól mentes hosszabb részein a vízmennyiség becsült értékeit. Az így kapott  $Q(d)$  (21b. ábra) és a terepen felmért vályú adatok alapján elkészített  $T(d)$  (14. ábra) függvények azonos szelvények menti értékeit összevetettük és az ezek korrelációját ( $R^2$ ) vizsgáltuk. A két függvényt összehasonlítva a korrelációjuk értéke információt ad a fővályúba befolyó vízmennyiség és a vályú keresztmetszete közötti kapcsolatáról. A cellák értékeit alkalmas terület grafikonon ábrázolva a vízösszegyűlés szerkezetét, a vízbefolyás becsatlakozási szögét is tanulmányoztuk.

## 4.4. Rinnenkarr áramlásának modellezése szimulációval

### 4.4.1. Vizsgált esetek

Négy modellvályú-típusban hoztuk létre áramlást numerikus szimulációval és vizsgáltuk a létrejövő örvényességet. A kísérlet modellvályúit számítógéppel, 3-dimenziós tervezés segítségével hoztuk létre. Az elkészült digitális modelleket alkalmazásuk fontossága szerint két csoportba osztottuk.



22. ábra. A modell-1 vályúsorozat tervrajza, elvi ábrája. (a) A modell-1 vályúsorozat és paraméterei. (b) A modellvályúk paraméterei, valamint az UJM, CJ és LJM pontok definíciója. (c) A modellvályú keresztmetszetének vizsgálati célú felosztása. (d) A fővályú jobb és talpi térfogatának vizsgálati célú felosztása. (Saját szerkesztés.)

A legrészletesebb kísérletet és egyben a legfontosabb méréseket a *modell-1*-ben végeztük el (22. ábra). Ez képezte modellvizsgálatunk alapját, ugyanis ez a modell adta meg kizárólag egy mellékvályú becsatlakozásának hatását az áramlásra más zavaró hatásoktól mentes áramlási környezetben. Az áramlási jelenségek és terepi vályúk morfometriai adatainak összevetéséhez is e modell eredményeit használtuk.

- A modell-1 egy vályúsorozat (22. ábra), ahol az egymással párhuzamos fővályúkhöz csak egy-egy darab becsatlakozó mellékvályút illesztettünk. Ezek



becsatlakozási szöge ( $\varphi$ ) balról jobbra haladva  $10^\circ$ -kal emelkedik. A becsatlakozási szögeket ( $\varphi$ )  $10^\circ$ - $90^\circ$  között vizsgáltuk (22a. ábra).

A modell-1-re vonatkozóan definiáltuk az *LJM*, *CJ* és *UJM* pontokat (lásd. 22b. ábra). Ezeket hivatkozási pontként alkalmaztuk a szimuláció mellékvályú becsatlakozáshoz közeli eredményeinek vizsgálata során. A fővályú és mellékvályú becsatlakozásánál két vályúközi gerinc helyezkedik el, amelyek a fővályúban élben végződnek. A folyásirány szerinti felső él jelöli ki az *UJM* pontot, az alsó él az *LJM* pontot, míg a *CJ* az a pont, amely a kettő között (egyben a mellékvályú torkolati szélességén belül) fél úton helyezkedik el (22b. ábra).

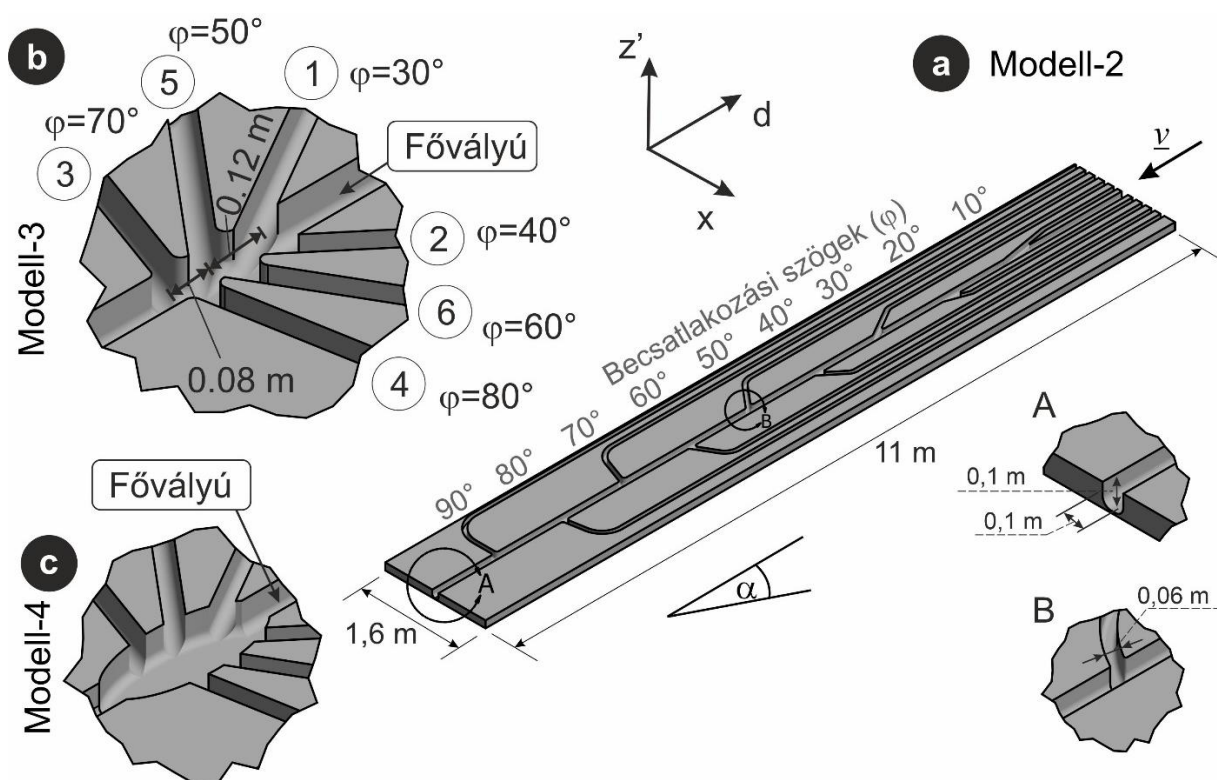
Szintén a modell-1-re vonatkozóan definiáltuk a fővályú keresztmetszetének területrészeit (22c. ábra). A korábbi kutatások eredményei alapján (Mitre, 2016, 2017, 2018) a vizsgálatok során külön tanulmányoztuk a jobb (folyásirány szerint) és a talp területrészt áramlási tulajdonságait (22c. ábra). Erre épülve definiáltuk a *jobb* (22d. ábra) és *talpi térfogatot* (22d. ábra), amelyet az említett két részkeresztmetszet egy általunk megválasztott (örvényesség hosszára utaló és későbbiekben definiálásra kerülő) hosszúság ( $D$ ) mentén képez.

A másodlagos (kiegészítő) kísérleteket a *modell-2*, *3* és *4*-ben végeztük el. Ezekkel a modellekkel célirányosan az észlelt terepi jelenségek hátterét próbáltuk értelmezni, a számos egyedi terepi eset miatt a terepi morfológiai adatokkal történő összevetéshez nem alkalmaztuk őket.

- A modell-2 egy vályúrendszer modellje. A fővályúba 1 méteres szakaszonként csatlakoznak be a mellékvályúk úgy, hogy fentről lefelé haladva, becsatlakozásonként  $10^\circ$ -kal emelkedik azok becsatlakozási szöge ( $\varphi$ ). Ez utóbbit  $10^\circ$ -tól  $90^\circ$ -ig vizsgáltuk, ennél fogva 9 mellékvályú csatlakozik a fővályúba. Ezzel a modellel az áramlásban felsőbb helyzetű vályúbecsatlakozások hatását vizsgáltuk az alsóbbakra, kontroll céljából (23a. ábra).
- A modell-3 modellkísérlet-sorozat öt fajta vályúelrendezést tartalmaz. Ez a modellkísérlet-sorozat arra alkalmas, hogy az egymás közelében becsatlakozó mellékvályúk hatását vizsgáljuk a létrejövő örvényesség struktúrájára. Itt megkülönböztettünk aszimmetrikus és szimmetrikus becsatlakozást: aszimmetrikus ha adott becsatlakozással átellenes oldalon nincs másik becsatlakozás; szimmetrikus, ha van. Az öt darab modellben a fővályúba becsatlakozó mellékvályúk számát, darabonként, 2-től 6-ig fokozatosan emeltük (23b. ábra). A mellékvályúk távolságát a 23b. ábrán szintén jelöltük.

Megjegyezzük, hogy a legnagyobb távolság a mellékvályú párok között a 3 és 4 mellékvályús modellben van. Az 5 és 6 mellékvályús modellben e távolságnál kisebb távolságra csatlakoztattuk be a mellékvályúkat.

- A model-4 modellkísérlet sorozathoz elkészítettük az előbbi (tehát model-3) modellvályúknak olyan változatát is, amelyekben közös helyi kiöblösödő forma van (23c. ábra). A kiöblösödés közbeiktatásával azt kívántuk vizsgálni, hogy ilyen forma megléte esetén hogyan változik az örvényesség a becsatlakozások környezetében.

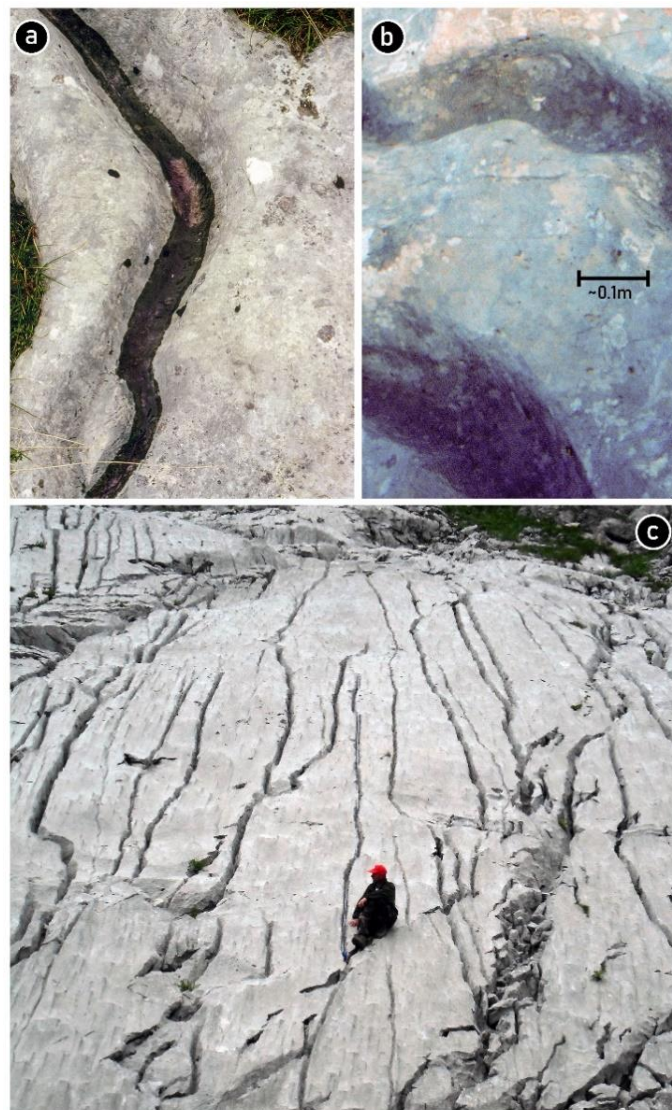


23. ábra. A modell-2, 3, 4 tervrajzai, elvi ábrái. (a) A modell-2 vályúrendszer és paraméterei. (b) A modell-3 vályúrendszer és paraméterei, a becsatlakozó mellékvályúk számát a jelölt sorszám szerint növeljük. (c) A modell-4 kiöblösödést tartalmazó vályúrendszer. (Saját szerkesztés.)

A fővályúk méretét 0,1 m szélesnek és mélynek választottuk, amelyben az *áramló víz vastagsága* 0,09 m. A méretezés a terepi méretek átlagát tükrözi. Veress et al. (2007) adatközlése (87 db fővályú és 349 db mellékvályú paraméterei) alapján a fővályúk átlagos szélessége  $0,1129 \pm 0,0517$  m, átlagos mélysége  $0,1255 \pm 0,0703$  m, a mellékvályúk esetén e két érték pedig  $0,0628 \pm 0,037$  m és  $0,105 \pm 0,0704$  m.

Feltettük, hogy tartós, jelentős vízhozamú (pl. mediterrán ciklon eredetű) esőzések és/vagy gyors hóolvadás során 0,09 m vízvastagság jelen lehet a vályúban. A vályúk gyakori

vízkitöltésére több nyom is utal, ilyen például az összetett vályúk talpi (kisebb II-es ill. III-as típusú, Veress, 2010) vályúja, vagy a vízkitöltésre utaló elszíneződött sáv a vályúban (24a. ábra). A vizsgált területre készült analitikus modellszámítás (Szunyogh, 1995a) alapján az állandó vízfolyás vastagsága valószínűleg  $<0,1$  m a vályúban. Az ennél nagyobb keresztmetszetű áramlás már fluviális vízhozamokkal mérhető össze, amely a rinnenkarokban még nagy mennyiségű, hirtelen lezúduló eső esetén sem áramolhat át. Ennél nagyobb vízmennyiséget azon okból sem érdemes vizsgálni, mivel Dreybrodt (1988) adatközlései (5b. ábra) szerint az örvényes diffúzió  $0,1$  m-nél nagyobb áramló vízvastagság esetén már nem növekszik számottevően.



24. ábra. Terepi rinnenkarrok. (a) A rinnenkarr vályúk vízkitöltöttségének mértékére sok esetben egy sötétebb színű sáv utal. (b) Két vályú a vizsgálati területen. A vályúk leginkább alacsony érdességű felszínnel rendelkeznek. (c) A vizsgálati területeken a vályúk legtöbb esetben kis irányváltással rendelkeznek. (Fotók: Széles László Gyula.)

A modellalkotás során több egyszerűsítő feltétellel is éltünk. A vályúfalak érdekességét nem vettük figyelembe. A vizsgált vályútípusokra vonatkozó terepi tapasztalatok szerint az állandó vízáramlásnak kitett vályúfalak érdekessége mérsékeltnek vehető (3b., 24a., 24b. ábrák). A kutatási terület vályúiban nem jellemzőek az érdes felületek, sziklák, gyepfoltok, talaj, valamint ezen felül a hordalékszállítás (ezáltal a korráziós hatás) sem.

A vályúkat egyenesnek modelleztük, amelybe a mellékvályú enyhe ívű kanyarulat után csatlakozik be. A terepi tapasztalat azt mutatja, hogy a vályúk lejtésirányúak, az irányváltás csak mérsékelt (1., 3b., 24c. ábrák) és fokozatos. A meanderkarok nem jellemzőek a helyi kiöblösödő szakaszokra, mert a megnövekedett mélységű – ezáltal megnövekedett keresztmetszetű – vályúrészekben a sodorvonal kilendülés kevésbé jellemző (Veress, 1998b).

A vályúk alakját „U” alakra finomítottuk, a becsatlakozásoknál a sarkok élét lekerekítettük, így a próbavályú jobban tükrözi a terepi vályú formáját (3b., 22. és 23. ábra). A megtervezett modellvályúkat 3-dimenziós állományban kiexportáltuk, majd létrehoztuk bennük a szimulált áramlást.

#### 4.4.2. Az áramlás modellezése

A folyadékok áramlását a *Navier-Stokes egyenletekkel* lehet leírni, amely a

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (v \cdot \nabla)v = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \mu\Delta v + F \quad (7)$$

(Bird et al., 2002; White, 2016; Thorne & Blandford, 2017) alakban megadható összenyomhatatlan (folyadék)áramlást tekintve. Az egyenletben a  $\rho$  (itt) a folyadék sűrűségét jelenti,  $p$  a nyomást,  $\mu$  a kinematikai viszkozitást,  $v$  az áramlási sebességet,  $\nabla$  a Nabla-,  $\Delta$  a Laplace differenciál operátort,  $F$  pedig a külső erőhatásokat. A Navier-Stokes egyenletek általános és összetett áramlások esetén sem nagyon rendelkeznek zárt alakú, analitikus megoldásokkal, így azokat numerikusan lehet nagy pontossággal közelíteni (Volker, 2016).

Ennek egyik lehetősége az általunk is alkalmazásra kerülő *Computational Fluid Dynamics (CFD)* módszer (Jiyuan et al., 2013; Blazek, 2015). A CFD szimuláció elterjedt megoldás, amelyet ipari célú mérnöki problémákban gyakran alkalmaznak (pl. Holman et al., 2012; Derakhshan et al., 2015; Copuroglu & Pesman, 2018; Buffa et al., 2021; Mancini et al., 2021; Yan et al., 2021), így alaposan kutatott, számos adott célra kidolgozott megoldás és módszer

elérhető. Az áramlás numerikus modellezéséhez az egyik praktikus CFD megoldást, a *Lattice Boltzmann módszert* (LBM, Krüger et al., 2017) választottuk.

A Lattice Boltzmann módszer (LBM) segítségével a folyadékok és gázok áramlása az eredeti, egyatomos gázok áramlására felírt Boltzmann-egyenlet

$$\frac{\partial}{\partial t} f_\alpha = - \left( \frac{\partial}{\partial \mathbf{r}} \cdot \mathbf{r}_\alpha f_\alpha \right) - \left( \frac{\partial}{\partial \mathbf{r}_\alpha} \cdot \mathbf{g}_\alpha f_\alpha \right) + J_\alpha \quad (8)$$

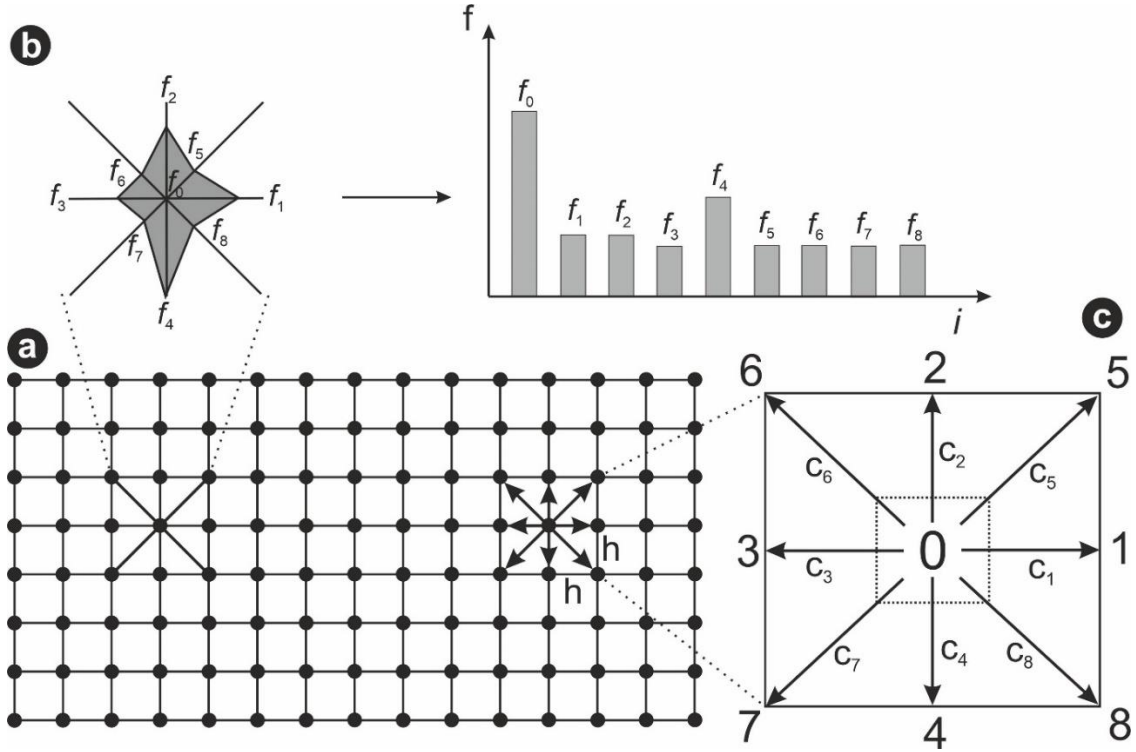
(Bird et al., 2002; Krüger et al., 2017) diszkrét változatát alkalmazva közelíthető és modellezhető. A (8) egyenletben  $f_\alpha(\mathbf{r}_\alpha, \mathbf{r}, t)$  az  $\alpha$  típusú molekulák sebességeloszlás függvényét jelenti infinitezimálisan kicsi térfogat tartományban,  $J_\alpha$  a molekulák ütközésének hatására  $f_\alpha$ -ban létrejövő változást adja meg,  $\mathbf{g}_\alpha$  pedig az egységnyi tömegre ható külső erőt jelöli. Az egyenlettel  $f_\alpha$  időben történő megváltozása írható le (Bird et al., 2002).

Az egyenlet *diszkrétizációja* során a Lattice Boltzmann módszerben a teret egyenlő oldalhosszúságú térbeli hálóra osztják fel, amely háló éleinek találkozásánál pontokat jelölnek ki (25a. ábra). Adott időpontban ezekben a pontokban eloszlásfüggvények adják meg a háló szomszédos pontjai irányába a folyadék részecskéinek eloszlását, sebességét és egyéb tulajdonságait (25b. ábra). Az időben előbbre lépve (diszkrétizációs időlépéssel) a folyadék részecskék a háló pontjai között mozognak (25c. ábra), egymással kölcsönhatásba lépnek és a pontok eloszlásfüggvényei frissülnek a sebességvektorok és az ütközések hatására. E folyamat megadható a

$$f_i(\mathbf{x} + \mathbf{c}_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i(\mathbf{x}, t) + \Omega_i(\mathbf{x}, t) \quad (9)$$

egyenlettel, ahol  $f_i$  az *eloszlásfüggvény* az  $i$ -edik sebesség irányában,  $\mathbf{x}$  a pozíció a rácsban,  $\mathbf{c}_i$  az  $i$ -edik sebességvektor,  $t$  az adott időpillanat (Krüger et al., 2017). Az  $f_i(\mathbf{x} + \mathbf{c}_i \Delta t, t + \Delta t)$  kifejezés az eloszlásfüggvény értéke a következő,  $\Delta t$ -vel későbbi időpillanatban a háló  $i$  irányban található szomszédos pontjában. A  $f_i(\mathbf{x}, t)$  kifejezés az aktuális eloszlásfüggvény értékét, az  $\Omega_i(\mathbf{x}, t)$  kifejezés az *ütközési operátor* hatását adja meg (Jiyuan et al., 2013; Krüger et al., 2017).

Az ütközési operátor a (9) jobboldalának egyik fontos összetevője. Ez veszi figyelembe a folyadék tulajdonságait (pl. a viszkozitást és a sűrűséget) és módosítja az eloszlásfüggvényeket az egyes időlépések során. Sokféle ütközésoperátort kidolgoztak, a legegyszerűbb, amely Navier-Stokes egyenletek numerikus szimulációjához használható a Bhatnagar-Gross-Krook-féle (BGK) operátor (Krüger et al., 2017).



25. ábra. A Lattice Boltzmann módszer elvi ábrája 2-dimenzióban. (a) A vizsgált tér hálós felosztása. (b) Eloszlásfüggvények és értékeik az egyes rácspontok irányai felé. (c) Részecskék mozgásának irányai a hálóban. (Saját szerkesztés.)

A BGK ütközési operátor a

$$\Omega_i(f) = -\frac{f_i - f_i^{eq}}{\tau} \Delta t \quad (10)$$

kifejezéssel adható meg, ahol  $\tau$  a nyugalmi időt, az  $f_i^{eq}$  a helyi egyensúlyi állapot eloszlásfüggvényét jelöli. Az ütközés során a tömeg és a lendület megmarad. Az  $f_i^{eq}$  olyan kifejezésekből számolható, amelyben a sűrűséget, sebességet és különböző súlyozásokat kell figyelembe venni (Krüger et al., 2017).

A (9)-cel megadott Lattice Boltzmann egyenlet és a Navier-Stokes egyenletek (7) közötti kapcsolat a Chapman-Enskog analízissel határozható meg, miáltal a kinematikus viszkozitás ( $\mu$ ) és a nyugalmi idő ( $\tau$ ) között kapcsolat állítható fel. Ennek eredménye, hogy a (9) makroszkopikus viselkedése a Navier-Stokes egyenleteknek (7) megfelelő (Blazek, 2015; Krüger et al., 2017).

A (10) felhasználásával a (9) felírható a

$$f_i(\mathbf{x} + \mathbf{c}_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i(\mathbf{x}, t) - \frac{\Delta t}{\tau} (f_i(\mathbf{x}, t) - f_i^{eq}(\mathbf{x}, t)) \quad (11)$$

alakban. A (11) egyenlet az algoritmuson belül ciklus formában oldható meg. Először az ütközés (és nyugalmi) résszel kell foglalkozni, amelyhez be kell vezetni a

$$f_i^*(\mathbf{x}, t) = f_i(\mathbf{x}, t) - \frac{\Delta t}{\tau} (f_i(\mathbf{x}, t) - f_i^{eq}(\mathbf{x}, t)) \quad (12)$$

kifejezést. Ebben az  $f_i^*$  az eloszlásfüggvényt jelöli az ütközés után. A második rész az áramlás (vagy terjedés), amely a

$$f_i(\mathbf{x} + \mathbf{c}_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i^*(\mathbf{x}, t) \quad (13)$$

kifejezéssel írható le.

Vagyis, a Lattice Boltzmann módszer koncepciója az ütközésen és áramláson alapul. Az ütközés egy egyszerű helyi algebrai műveletnek tekinthető. Először ki kell számítani a sűrűséget és a makroszkopikus sebességet, hogy megkapjuk az egyensúlyi  $f_i^{eq}$  eloszlást. Ezután meghatározható az ütközés utáni eloszlás  $f_i^*$ . Az ütközést követően az eredményül kapott  $f_i^*$  eloszlásokat átáramoltatjuk a szomszédos csomópontokba. Amikor e műveletek megtörténtek, akkor egy újabb időlépés eredményeihez a műveletek megismétlésével juthatunk el.

Az LBM-ben a megismert eljárást az egész hálóra alkalmazva, az időben folyamatosan előre haladva a számításokat folyamatosan újra elvégezve a pontok eloszlásfüggvényei is folyamatosan frissülnek. Ez lehetővé teszi a folyadék áramlásának közelítését, a komplex áramlási jelenségek modellezését. A diszkretizációs idő minél kisebb, illetve a háló felbontása minél finomabb, az áramlás modellezése annál pontosabb. Ez azonban növeli a számítási idő hosszát. Vizsgálatunkban a szimuláció felbontását figyelembe véve (több tesztvizsgálat futtatása után, azokban különféle automatikus időlépést becsülő eljárást alkalmazva) választottuk meg az optimális diszkretizációs időlépés nagyságát.

Az LBM előnye, hogy más CFD módszerekkel szemben kevesebb számítási erőforrást igényel és könnyebben párhuzamosítható számítógépfürtökön (clustereken), mivel a számítási tartományt egységes rácsra bontja fel. Ez növeli a számítás gyorsaságát. Az LBM azért is előnyös, mivel a rács struktúráját nem kell külön elkészíteni úgy, mint a hagyományos rács

alapú CFD módszerek esetén, így elkerülhető a plusz előkészítő művelet (pl. Turpin et al., 2010; Abad et al., 2013) és (ezáltal) a modell pontatlanságát növelő kockázat.

A LBM másik előnye, hogy könnyebben kezelhető nem egyenesvonalú határfelületek esetén, rugalmasan kezeli a viszkozitást és a sűrűséget. A Lattice Boltzmann módszernek jó eredményei vannak például a mikro és makroskálás turbulencia tanulmányozásában többfázisú áramlás, komplex geometria körüli áramlás, áramlás irányváltása, áramlások összecsatlakozása esetén (Jiyuan et al., 2013; Blazek, 2015).

Célunk a nagyobb skálájú turbulencia és örvénylés vizsgálata volt a vályúkban. Ennek megfelelően csak a nagyskálájú turbulenciákat oldottuk meg numerikusan, a kiskálájú turbulenciákat pedig modelleztük. Ezért a (gyakorlatban sokszor alkalmazott) *Large Eddy Simulation* (LES, Jiyuan et al., 2013; Katodopes, 2019) megoldást választottuk, amely optimális számítási idő mellett pontos és jól vizsgálható eredményt nyújt. A Large Eddy Simulation (LES) módszer arra alapoz, hogy a kiskálájú turbulenciák jellemzői lokálisan és statisztikai szempontból is hasonlóak, így azok elég pontosan modellezhetőek, amellyel a számítási terjedelem is csökkenthető, miközben a nagyméretű turbulenciák hatása megőrződik. Az erre kidolgozott számos módszer közül a kiskálájú turbulenciákat a Wall-Adaptive Local Eddy\* viszkozitási modell (WALE, Ducros et al., 1998) segítségével modelleztük. Ez a modell jó tulajdonságokkal rendelkezik mind a fal közelében, mind a faltól távolabb, mind a lamináris, mind a turbulens áramlások esetében.

Az áramlás sebességprofilja, jellemzői a fal közelében nagyon komplexé válhatnak. Az áramlás e helyen történő viselkedésénél a minél pontosabb eredmény eléréséhez fali határfeltételt adtunk meg. A számos megoldás közül Shih et al. (1999) módszerét alkalmaztuk, amely a fal közelében kialakuló örvények modellezésének pontosságát növeli, azt beépíti a szimulációba és annak végeredményébe.

A szimulált áramlásban az egyes folyadéktestek *sebességvektorát* ( $\mathbf{v}$ ) és az *örvényességet* ( $\omega$ ) mértük. Az örvényesség definíciója az

---

\* A WALE módszer modellezése a turbulenciák nagy- és kis méretskála szerinti osztályozását követően a – Large Eddy Simulation módszerben közvetlenül megoldásra kerülő – nagy méretskálájú turbulenciák jellemzőit redukálja kis méretskálájú turbulenciákra. A kisméretű turbulenciák gyorsan változnak és általában viszkozitási hatások szabják meg viselkedésüket, míg a nagyméretű turbulenciák lassabban változnak és nem összenyomhatóak. A WALE módszer a szimulációban bevezeti az örvényes viszkozitás értékét a Navier-Stokes egyenletekbe, ami a WALE módszer algoritmusának alkalmazásával számítható ki és adható hozzá a Navier-Stokes egyenletekhez. Így a kisméretű turbulenciák viselkedése modellezhető anélkül, hogy azokat külön meg kellene oldani és az áramlás szimulációjának pontossága is megmarad. A WALE módszer alkalmazkodik az adott áramlás turbulens viselkedéséhez, ezáltal pontos eredményt nyújt a kis skálájú turbulenciák modellezése során különösen a fal közelében és más olyan régiókban is, ahol fontos a viszkozus határfeltétel helyes alkalmazása.



$$\omega = |\text{rot } \underline{v}| = |\nabla \times \underline{v}| \quad (14)$$

a (14)  $\text{rot } \underline{v}$  tagját kifejtve

$$\text{rot } \underline{v} = \left( \frac{\partial v_z}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial z} \right) \vec{i} + \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} - \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \vec{j} + \left( \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \right) \vec{k} \quad (15)$$

amely egy  $\underline{v}$  sebességvektorral mozgó folyadéktest forgásának nagysága (White, 2016; Katodopes, 2019).

#### 4.4.3. A modellkísérletek beállításai

Az egyes számítási tartományokat úgy határoztuk meg, hogy a tervezett 0,09 m víz folyjon át a modelleken. A 14. ábrához kapcsolódva említettük, hogy a terepi felmérések a lejtőn felfelé haladva vették fel a vályúk adatait. A 22. és 23. ábrákon látható modellvályúk és a szimuláció koordináta-rendszerével egységesen a terepi felmérésekhez igazodtunk, ennek megfelelően az áramlás iránya minden esetben a  $d$ -tengellyel ellentétes volt. Minden modell pozíciója fix volt a szimulációban, vagyis azok helyzetét az áramlás nem módosította. A modellekben a  $d$  érték 0 pontja a vizsgált fő és mellékvályú középvonalának találkozási pontjában helyezkedett el. A modell-3 és -4 esetén pedig a legfelső mellékvályú és fővályú középvonalának találkozási pontjában.

Az áramlás kezdősebességét  $1 \text{ ms}^{-1}$  értéknek választottuk, ugyanis a laboratóriumi kísérletek során mind a szabadfelszínen (Veress et al., 2015a), mind a modellvályúk (Veress et al., 2015b) becsatlakozás mentes részén létrejövő áramlásban  $0,8\text{-}1,2 \text{ ms}^{-1}$  közötti egyensúlyi sebesség mérhető. Szunyogh (1995a) Totes Gebirge-i vályúkra kidolgozott analitikus közelítésében a becsült vízkitöltöttséget, a modellvályú morfometria paramétereit és a terepen előforduló lejtéseket megadva  $0,7\text{-}1,3 \text{ ms}^{-1}$  közötti áramlási sebességértékek olvashatóak le.

A modellkísérlet során a szimulációt úgy állítottuk be, hogy a modellbe a vályú felső végén alacsony turbulenciájú, egyensúlyi állapotú áramlás érkezzon. Ugyanis Horton (1945) szerint a lejtő felső részén az áramlás nem turbulens. A lejtőn leáramló víz korábbi modellvizsgálataiból (Emmett, 1970; Trudgill, 1985) pedig arra lehet következtetni, hogy a vályúk felső kezdeti részének áramlását alacsony Reynolds-szám (átlagosan  $\approx 1500$ ) jellemzi, így abban feltehetően alacsony a turbulencia és örvényesség. Ugyanerre a jelenségre utalnak Deák et al. (2012) és Veress et al. (2013) laboratóriumi kísérletei is, ahol a becsatlakozás előtt a tintával festett vízáramlásban nem figyeltek meg az áramlás örvénylésére utaló mintázatot.

A modellkísérletet a (terepi) Computational Fluid Dynamics modellezés során alkalmazott (Bates et al., 2005) lépések szerint készítettük elő. Először beállítottuk a megfelelő szimulációs felbontást tesztekkel (háló függetlenség vizsgálat), majd meghatároztuk az optimális szimulált időhosszt, az első eredményeket pedig hitelesítettük laboratóriumban mért (Deák et al., 2012; Veress et al., 2013, 2015a, 2015b) áramlási sebességek segítségével. Ha szükséges volt, akkor a kísérlet paramétereit a tesztek során fokozatosan pontosítottuk. Végül elvégeztük a beállított, hitelesített szimulációt.

A kísérleteket  $5^\circ$ - $45^\circ$  hordozó lejtődőlések ( $\alpha$ ) között végeztük el, mivel a terepen vizsgált vályúrendszerek ebbe a dőléstartományba esnek. Az  $\alpha$ -t (dőlésszöget)  $5^\circ$ -os lépésekben változtattuk kísérleteként. Ez utóbbit a szimulációban a gravitációs mező irányával tudtuk módosítani.

A szimulációs folyamat után a megfelelő egyensúlyi állapotú eredményeket időben átlagoltuk. Ezt követően az adatokat feldolgoztuk és cél szerinti vizsgálatokra alkalmaztuk.

#### **4.4.4. Szimulált adatok kiértékelése és alkalmazása**

##### *4.4.4.1. Az örvényesség térbeliségének tanulmányozása*

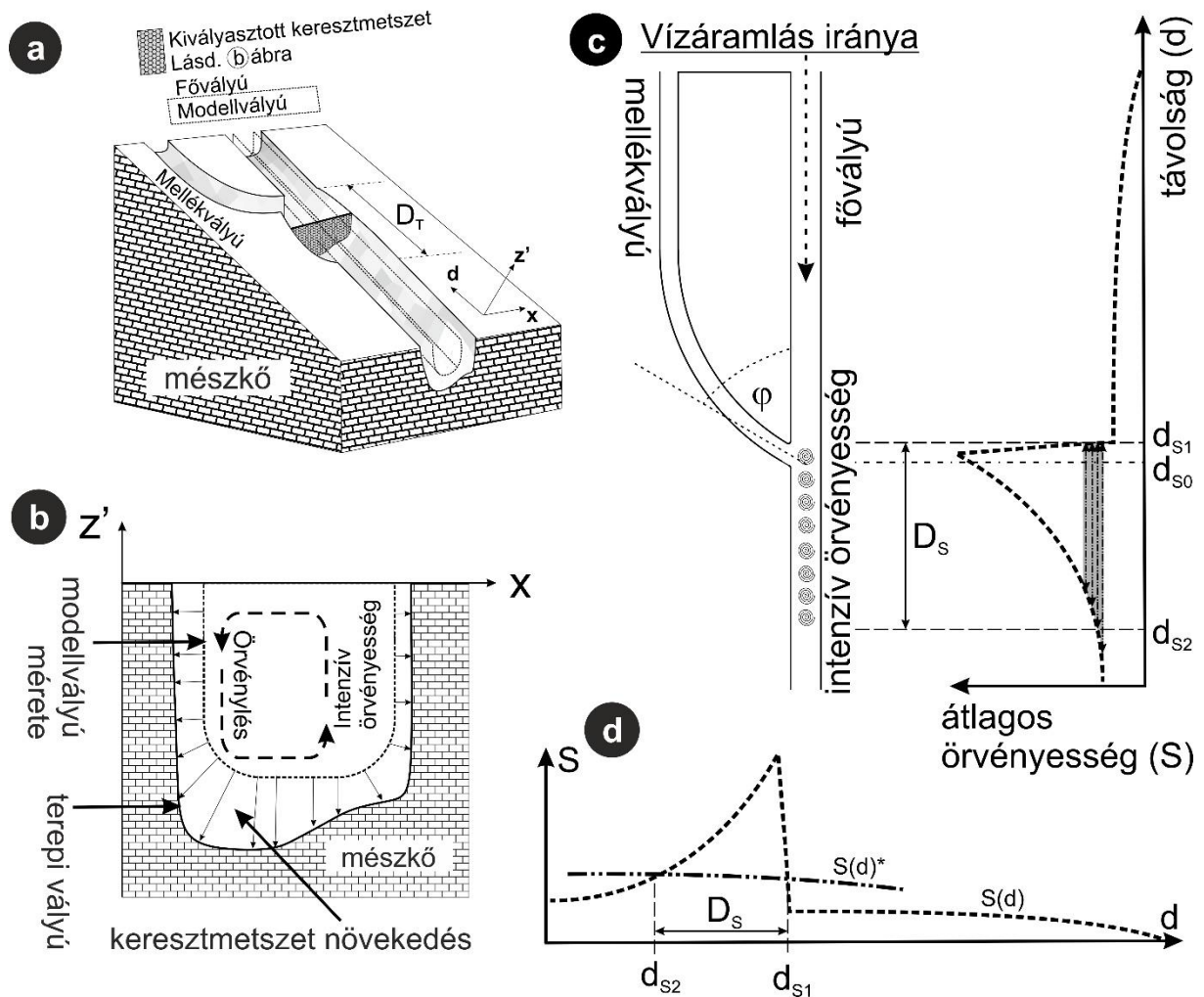
A CFD szimuláció segítségével kiszámított örvényesség ( $\omega$ ) térbeli tanulmányozásához elkészítettük annak *izofelületeit*. Ez olyan virtuális térbeli felületet jelent, amely felszíne a megadott értékű örvényességek pontjait köti össze az áramlásban. Így adott mértékű örvényesség kiterjedése és elhelyezkedése megismerhető. E térfelülettel jellemzett intenzív örvényességet együtt ábráztuk a modellvályúval, illetve – néhány pontosan felmért esetben – a terepi vályú 3-dimenziós leképezésével.

A modellvályúban szimulált áramlásból a vizsgálat szempontjából érdekes szelvények mentén mintavételt végeztünk. Ez azt jelenti, hogy adott helyeken felvettünk az  $x$ - $z$ ' tengellyel párhuzamos (22. és 23. ábra) szelvényeket és ebben a mért értékek eloszlását vizsgáltuk. A  $\mathbf{v}$  sebességvektor  $v_x$ ,  $v_d$ ,  $v_z$ ' vektorkomponens értékei alapján a keresztstelvények helyén jellemző áramlást vektorokkal is megjelentettük. Ezen kívül a fővályú áramlásában a folyadéktestek  $\mathbf{v}$  sebességvektorait megjelenítve a vízáramlás további tulajdonságait vizsgáltuk, az örvényes mozgás helyeit kerestük.

Meghatároztuk a szimulált áramlás néhány áramvonalát, majd ezekben szintén az örvényesség helyeit kerestük. Ezeket – a modell-1 esetén – modellvályúba és a terepi vályú 3-dimenziós modelljébe helyezve az örvényesség és a terepi morfológia hasonlóságát vizsgáltuk.

#### 4.4.4.2. A terepi vályúk keresztmetszet-növekedése és az örvényesség kapcsolata

A terepi adatok és a szimulációval modellezett adatok összevetéséhez szükségünk volt az örvényesség átlagos értékét a vályúmenti ( $d$ ) távolság szerint leíró függvényre. Ehhez az  $\omega$  értékeket a modellvályú egyes keresztmetszet-szelvényei mentén átlagoltuk. Bevezettük az  $S$  jelölést, amely egy adott keresztmetszet-szelvény mentén az előbbiek szerint *átlagolt örvényesség* értékét adja meg. Az egyes  $S$  értékeket a hozzájuk tartozó keresztmetszet-szelvény helyének ( $d$ ) függvényében ábrázolva megkaptuk az  $S(d)$  függvényt (26c. ábra).



26. ábra. A szimulációban mért adatok alkalmazásának koncepciója, elvi ábra. (a) A terepen felmért vályúba elhelyezzük a modellvályút. (b) Feltesszük, hogy a terepi vályú kezdeti keresztmetszet mérete azonos a modellvályúéval. Idővel a terepi vályú keresztmetszete jelentősen megnövekszik ott, ahol a modellben örvények észlelhetők. (c) Az intenzív örvényesség  $d_{S1}$  kezdő és  $d_{S2}$  lehetséges végső pontjainak azonosítása, amely közrefogja az intenzív örvényes szakaszt ( $D_S$ ). (d) Az  $d_{S1}$  és  $d_{S2}$  pontokat az  $S(d)$  és  $S(d)^*$  függvények metszetei adják meg. (Saját szerkesztés.)

A modell-1 vályúsorozattal dolgoztunk. Vettünk példának három ideális terepi vályúbecsatlakozást különböző becsatlakozási szögekkel. A példavályúk méreteinél figyeltünk

arra, hogy a modell-1 vályúval egybevágóak legyenek (26a. ábra). Ideálisnak tekintettük azokat a vályúbecsatlakozásokat, amelyek felmérése viszonylag pontos (pl. a vályú szélessége adott keresztmetszeti szelvény mentén több ponton is mérve lett), nincs vízgyűjtőjük, peremeik élesek (tehát nincs nyoma jelentős oldalról befolyó víznek) és 2 méteres távolságban nincs további mellékvályú-becsatlakozás.

Az örvényes diffúzió során úgy feltételeztük, hogy a nagyobb örvénylés hatékonyabb elkeverést hoz létre. Ebből következik, hogy a becsatlakozáshoz közeli nagyobb örvényességű helyeken jelentősebb az oldás. Ezáltal a vályú keresztmetszet-növekedése (helyi kiöblösödés) egy kezdeti (esetünkben a modellvályú méretével egybevágó) állapothoz képest e helyeken nagyobb (26a., 26b. ábra).

Közösen ábrázoltuk egy koordináta rendszerben a terepi mintavályúk  $T(d)$  keresztmetszet-terület függvényét, valamint a modell-1 modellvályú ugyanazon keresztmetszetekre felvett  $S(d)$  átlagos örvényesség függvényét. Vizsgáltuk e két függvény alakját és azonos  $d$  távolsághoz tartozó adatpontjaik korrelációját. Hipotézisünk volt, hogy amennyiben a két függvény hasonló lefutású és adatpontjaik közötti korreláció  $R^2 > 0,5$ , akkor a helyi kiöblösödés és örvényesség kapcsolata feltételezhető.

#### 4.4.4.3. Az intenzív örvényes szakasz kijelölése

A helyi kiöblösödések a vályú becsatlakozásoknál az intenzív örvényes szakaszok mentén jönnek létre (Veress et al., 2012, 2013). Tehát a helyi kiöblösödés hossza ( $D_T$ ) feltehetően azonos annak a szakasznak a hosszával, ahol a szimuláció során a modellvályúban nagyobb örvényességet mérünk. A szakaszok hosszak kijelölését a modell-1 vályúsorozatban szimulált, további zavaró hatásoktól mentes adatokon végeztük el.

A korábbi szimulációs vizsgálatok (Mitre, 2018) alapján a modell-1 vályúval végzett kísérletből az  $S(d)$  függvény alakjának a 26c. ábrán mintaként megadott függvényt vártuk. Az *intenzív örvényesség szakaszát* az  $S(d)$  függvényben az intenzív örvényesség kezdő ( $d_{S1}$ ) és valószínű végét jelölő ( $d_{S2}$ ) pontok által közrefogott szakaszként definiáltuk ( $D_S$ , 26c. ábra, Mitre, 2018).

A függvény lokális értéknövekedésének kezdete, tehát a  $d_{S1}$  pont (amely a terepen megfeleltethető a  $d_{T1}$  pontnak, 14. ábra) viszonylag pontosan kijelölhető. Az  $S(d)$  függvény a lokális maximumát követően folyásirányban fokozatosan csökkenő tendenciát mutat (26c. ábra). Ez azt jelenti, hogy a  $d_{T2}$  helyi kiöblösödés végpontjának megfeleltethető  $d_{S2}$  végpont

behatárolása bizonytalan. (Vagyis az a pont, ahol mellékvályú okozta örvényes diffúzió hatása az áramlás okozta általános oldóhatásba már belesimul.)

Mitre (2018) az  $d_{S1}$  és  $d_{S2}$  pont és így a  $D_S$  szakasz kijelöléséhez segítségül egy *empirikus hatványfüggvényt* használt. Az örvényes szakasz hosszakat mi is egy hasonló hatványfüggvény segítségével kerestük, amelyet a

$$S(d)^* = (S_{max} \cdot [d_0 - d])^h \quad (16)$$

alakban definiáltunk. A függvényt megadó kifejezésben  $d$  a fővályúmenti távolság (22. ábra),  $d_0 = 2$  m, az  $S_{max}$  az  $S(d)$  függvény *lokális maximumának* értéke az adott kísérletben,  $h$  pedig a kísérletre jellemző együttható. A  $d$  értékét  $-2 \leq d \leq 2$  intervallumban (vagyis a model-1 vályú hossza mentén) értelmeztük, így a szögletes zárójelben szereplő érték minden esetben legfeljebb 0 vagy annál nagyobb. A (16) célja a terepi észlelés és az örvényes diffúzió „hatásfokát” becsülő segédfüggvény megadása az intenzív örvényes szakasz hosszak kijelöléséhez, nem konkrét fizikai mennyiség kifejezését szolgálja. A  $D_S$  szakasz meghatározásához az  $d_{S1}$  és  $d_{S2}$  pontokat az  $S(d)$  és  $S(d)^*$  függvények metszetei jelölték ki (26d. ábra). Az így kijelölt  $D_S$  szakaszokat a további műveletek előtt három terepi mintával is összevetettük.

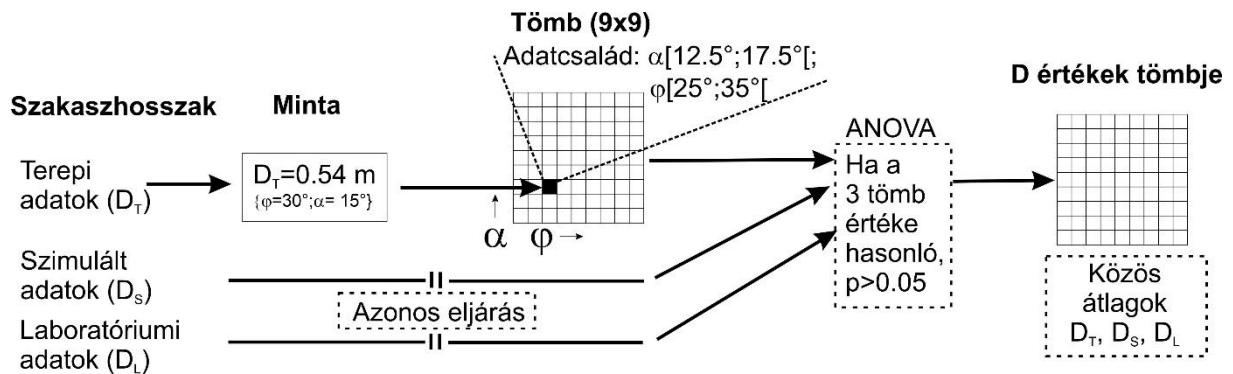
Az  $S(d)^*$  empirikus közelítő függvény megadása – akárcsak a terepi és laboratóriumi mérések – tartalmaz némi bizonytalanságot. Ezért a  $h$  paraméter értékében figyelembe vettünk kis szóródást. A szórás intervallumában véletlenszerűen 21 értéket vettünk fel  $h$ -ra, ezáltal 21 darab  $D_S$  mintaszakaszt kaptunk eredményül. Feltettük, hogy e minta  $D_S$  szakaszok hosszai nagy valószínűséggel a valós, tehát teljesen ideális, mindenféle zavaró hatástól mentes terepi helyi kiöblösödési szakasz hossz ( $D_T$ ) értékek közelében szóródnak.

Így az előbbi szakasz kijelölést a modell-1 kísérlet eredményeire alkalmazva egy 1701 darab adatból álló adatahalmazt kaptunk, ahol minden egyes (összesen 81 db) lejtési és becsatlakozási szög opcióra 21 darab  $D_S$  szakasz hossz mérésünk van. Az egyes  $D_S$  szakasz hosszakat a 16. ábrán bemutatott módszertan szerint, azonos felosztású adattömbben gyűjtöttük, adatsaládok szerint csoportosítottuk. Számítottuk az egyes családok átlagértékeit, amit  $\underline{D}_S$ -sel jelöltünk.

#### 4.4.4.4. A terepi helyi kiöblösödések és intenzív örvényes szakaszok hosszának összevetése

A  $D_S$ -értékeket összehasonlítottuk a terepi ( $D_T$ ) és laboratóriumi ( $D_L$ ) szakasz hossz adatokkal. Az összehasonlítás és az elvégzett műveletek folyamatát a 27. ábrán vázoltuk fel.

A  $D_T$ ,  $D_L$ ,  $D_S$  mért értékekből kialakított három tömbben (27. ábra) az azonos adattömbbe tartozó értékeket ANOVA (egytényezős varianciaanalízis) teszttel vizsgáltuk meg. Számítottuk a vizsgálat eredményét meghatározó  $p$  és  $F$  értékeket. Ha a  $p$  valószínűségi értékre igaz, hogy  $p > 0,05$ , továbbá a számított  $F$  értékre fennáll, hogy  $F < F_{krit}$  (ez utóbbi a statisztika könyvek *F-eloszlás* táblázataiban megadott kritikus érték), akkor a terep, laboratórium és szimuláció szakaszhosszainak átlagai között a különbség nem szignifikáns.



27. ábra. A terepi, laboratóriumi és szimulált szakaszhosszak összevetésének folyamata az adattömbök létrehozásától az ANOVA vizsgálaton át a közös átlag elkészítéséig. (Saját szerkesztés.)

Ez utóbbi pozitív eredmény esetén még egyik adathalmaz átlaga alapján sem lehet határozottan kijelenteni, hogy mekkora is a teljesen zavartalan, kizárólag a két vízág hatása által kialakuló örvényes szakasz és annak nyomán létrejövő „etalon” helyi kiöblösödés hosszúság. Amennyiben a három adathalmaz különbsége minden adatcsalád esetében nem szignifikáns, akkor az „etalon” szakaszhossz értékhez úgy lehet megpróbálni közelebb kerülni, hogy az egyes adatcsaládok értékeinek közös átlagát kell venni, amit  $D$ -vel jelöltünk (27. ábra). A  $D$  szakaszhossz az örvényesség, így keresztmetszet növekedés *legvalószínűbb szakaszhosszát* jelenti. Vizsgáltuk a  $D$  változását a becsatlakozási szög ( $\varphi$ ) és a lejtőszög ( $\alpha$ ) függvényében, ennek leírására empirikus (kétváltozós) függvényt adtunk meg.

#### 4.4.4.5. Helyi kiöblösödések hosszát befolyásoló terepi hatások értelmezése

Vizsgáltuk, hogy a fővályú mentén jelenlévő közvetlen vízgyűjtő hatása, illetve a mellékvályú becsatlakozások sűrűsége a helyi kiöblösödések hosszát mennyire befolyásolja. E vizsgálatok előtt számítottuk a (3) kifejezéssel (17. ábra) a (közös) helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk egymástól való átlagos távolságát ( $\rho$ ). Ezzel párhuzamosan számítottuk a mért  $D_T$  értékek %-os *eltérését* az azonos lejtési és becsatlakozási szög esetén vett  $D$  értékétől a

$$P = \frac{|D_T - D|}{D} \cdot 100 \quad (17)$$

kifejezést alkalmazva. Úgy tekintettük, hogy az egyes terepen mért  $D_T$  adatok a  $D$  érték körül szóródnak, normális eloszlást követve. A  $P$  érték arról ad tájékoztatást, hogy az egyes terepi  $D_T$  mérések milyen távolságban vannak a  $D$  értéktől. Minden egyes vizsgált helyi kiöblösödés így előkészített adatain két külön vizsgálatot végeztünk, mivel az egyes mért értékek  $P$ -vel jellemzett távolságában az említett terepi hatások háttérét sejtettük.

Az egyik vizsgálatban a közvetlen vízgyűjtővel rendelkező helyi kiöblösödéseknél számítottuk a vízgyűjtőről származó átlagos vízmennyiséget ( $Q$ ) a cellás módszer (21. ábra) segítségével. Ezután vizsgáltuk a helyi kiöblösödés  $P$  értékét a számított  $Q$  érték függvényében. Terepi adatok segítségével értelmeztük a közvetlen vízgyűjtő helyi kiöblösödés hosszára gyakorolt hatását. A vizsgálat eredményeképpen megadtuk a közvetlen vízgyűjtővel rendelkező fővályú szakaszon a helyi kiöblösödés hosszfejlődésének elméleti modelljét.

A másik vizsgálatban a modell-3 segítségével végzett szimulációkat alkalmaztuk, amelyben az egymáshoz közeli becsatlakozások számát fokozatosan növeltük (23b. ábra). Vizsgáltuk a fővályúban folyó áramlásból kapott  $S(d)$  függvény lokális megnövekedéseinek  $d$ -tengely menti tágasság-változását a becsatlakozó mellékvályúk számának növelése során. Ezzel a  $D_S$  szakasz hossz megváltozására próbáltunk következtetni. Az azonos (közös) helyi kiöblösödéshez tartozó terepi vályúk  $P$  értékeit átlagoltuk és  $\rho$  értékek intervallumai szerint csoportosítottuk. Vizsgáltuk  $P$  értékét a  $\rho$  érték függvényében. A vizsgálatok eredményeképpen megadtuk a helyi kiöblösödés hosszfejlődésének, elkülönülésének elméleti modelljét a mellékvályúk átlagos távolságának hatását figyelembe véve.

#### 4.4.4.6. Helyi kiöblösödések keresztmetszetét befolyásoló terepi hatások értelmezése

Vizsgáltuk és értelmeztük a helyi kiöblösödések keresztmetszetének fejlődését szimuláció segítségével. Először megadtuk a korábban elkészített  $T^*(\alpha, \varphi^*)$  függvény – vagyis a (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszete a lejtő- és átlagos becsatlakozási szög függvényében – tendenciájának lehetséges terepi háttérét. Ennek értelmezéséhez a modell-1 és a modell-3 szimuláció örvényességre vonatkozó eredményeit alkalmaztuk.

A következő fázisban a már elkészített  $A^*(T^*)$  függvények – vagyis a (közös) helyi kiöblösödés átlagos alakja az átlagos keresztmetszet függvényében – tendenciájának értelmezéséhez megvizsgáltuk a model-3-ban a közös kiöblösödés nélkül, majd model-4-ben

(azonos beállításokkal) közös kiöblösödő forma jelenléte esetén az örvényesség kiterjedését. Ehhez az áramlás örvényességét izofelületek és vektorok segítségével tanulmányoztuk. A szimulációban tapasztaltakból a mellékvályúk száma és a (közös) helyi kiöblösödés alakfejlődésének lehetséges kapcsolatára következtettünk. Ehhez kapcsolódva a (közös) helyi kiöblösödések keresztmetszet-morfológiájának (időbeli) fejlődésére vonatkozóan elméleti modellt adtunk meg.

Legvégül vizsgáltuk a helyi kiöblösödés alakjának fejlődését egyetlen egy mellékvályú becsatlakozása esetén, figyelembe véve annak becsatlakozási szögét. A modell-1 segítségével végzett kísérletben értelmeztük az örvényesség morfológiáját. Ehhez a 22d. ábrán definiált (jobboldali és talpi,  $D$  hosszúságon vett) térfogatokra számítottuk az *örvényesség e térfogatra átlagol értékeit*, ezeket  $S_R$  (jobb oldal) és  $S_B$  (talp) jelöléssel láttuk el. Számítottuk  $S_R$  és  $S_B$  hányadosát, a kapott eredmények alapján becsatlakozási szög csoportokat különítettünk el.

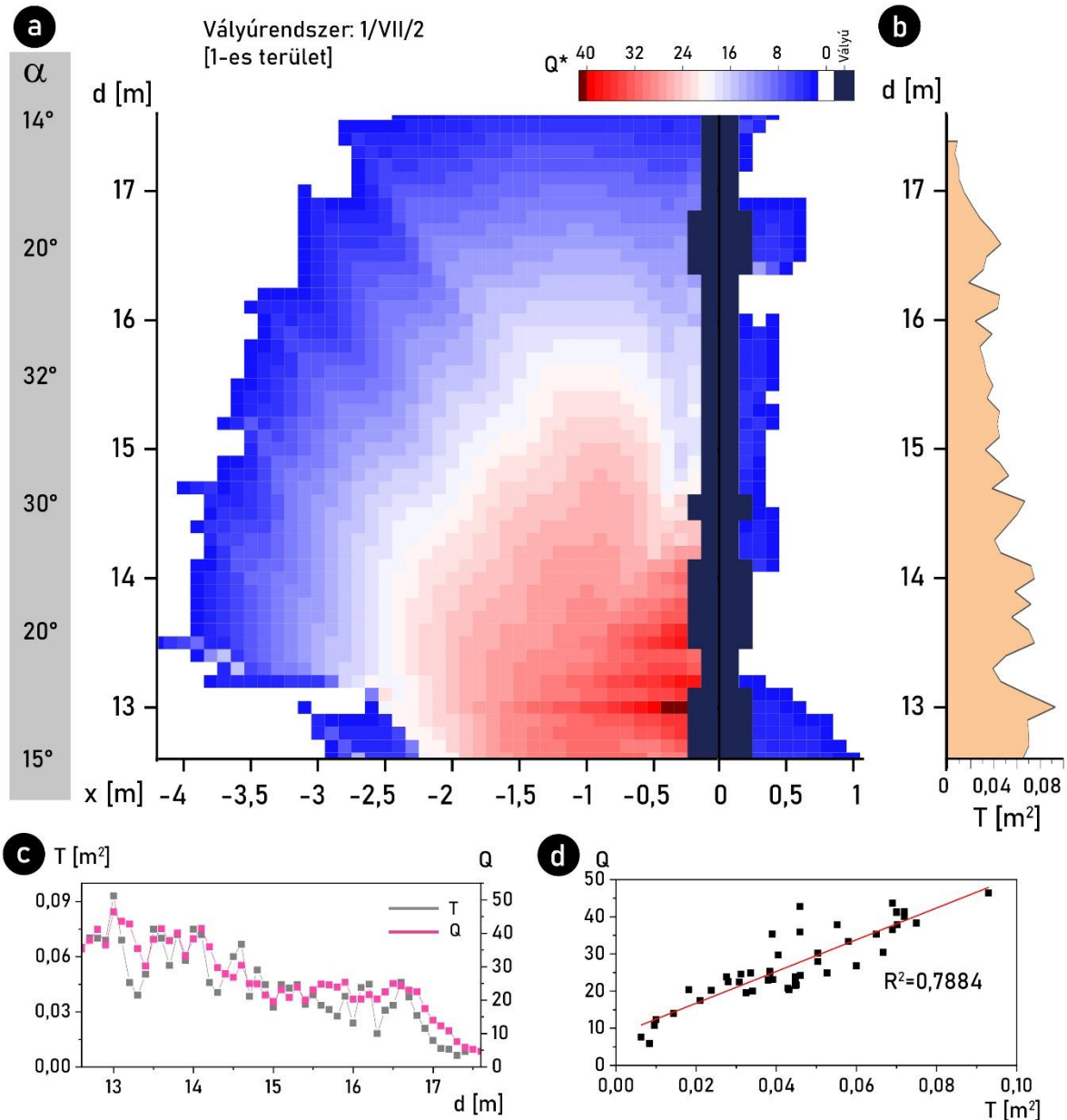
E csoportok szerint külön ábrázoltuk az  $A^*$  adatokat a  $T^*$  adatok függvényében és illesztettük az  $A^*(T^*)$  függvényeket. A szimulált adatok vizsgálatával és a függvények tulajdonságai alapján a helyi kiöblösödések keresztmetszet-morfológiájának háttérét értelmeztük a mellékvályúk becsatlakozási szögének tükrében.



## 5. Eredmények

### 5.1. A vízgyűjtő terület és vályúfejlődés kapcsolata

#### 5.1.1. A vízösszegyűlés a vízgyűjtőn



28. ábra: Az 1/VII/2 vályúrendszer felső, mellékvályú becsatlakozástól mentes részének elemzése a vízgyűjtő cellás közelítésével. (a) A vízgyűjtő celláira számított vízmennyiségek. (b) Keresztmetszet terület ( $T$ ) a vályúban a távolság ( $d$ ) függvényében. (c) A  $Q(d)$  és a  $T(d)$  függvények ábrázolása közös koordináta rendszerben. (d) A  $Q$  értékeinek ábrázolása a  $T$  függvényében és az illesztett lineáris függvény. (Saját szerkesztés.)

A vízgyűjtő hatásának feltárását a cellás közelítő módszerrel végeztük. A modellszámítást először egy 17,6 méter hosszú terepi fővályú felső, mellékvályú becsatlakozás nélküli 5 méteres szakaszán alkalmaztuk (28a. ábra). A  $Q(d)$  és  $T(d)$  függvények (28b. és 28c. ábrák) adatpontjainak korrelációja  $R^2 \approx 0,79$  (28d. ábra) értéket mutat. A két függvényt ábrázolva

megfigyelhető a 28c. ábrán, hogy a lokális növekedések, csökkenések jól követik egymást. Ez azt jelenti, hogy a vízgyűjtőn összegyűlő víz fővályúba kerülésének pontjaiban a keresztmetszet növekedése arányos az oda becsült bejutó vízmennyiséggel. A  $Q$ , illetve a  $T$  értéke azon a szakaszon növekszik meg, ahol a lejtőszög lecsökken. A 28a. ábrán látható a modellezett vízgyűjtőn, hogy a 30°-ról 15°-ra való tartós csökkenésnél jelenik meg a jelentősebb víz összegyűlés.

A cellás modellszámítást a terepi felmérések összes alkalmas vályújának mellékvályú becsatlakozás mentes vízgyűjtőjére elvégeztük. A  $Q(d)$  és  $T(d)$  adatok összevetéséből kapott átlagos  $R^2$  értékeket az 2. táblázatban foglaljuk össze. Jónak mondható korreláció kizárólag a nagy vízgyűjtővel rendelkező fővályúkra jellemző. A közepes vízgyűjtővel rendelkező vályúk korrelációja gyenge, a kis vízgyűjtőjű vályúk esetén pedig nincs korreláció. A becsült vízhozam ( $Q$ ) és vályúkeresztmetszet ( $T$ ) kapcsolatának ezen vizsgálata alapján a fővályú keresztmetszet fejlődésére elsősorban a nagy, másodsorban a közepes méretű vízgyűjtő van hatással.

2. táblázat. Az átlagos korrelációs értékek ( $R^2$ ) a  $Q(d)$  és  $T(d)$  függvények között a vízgyűjtő mérete (Veress et al., 2010) szerint csoportosítva.

A vízgyűjtő átlagos szélessége (C)	$R^2$	Esetszám (N)
Kicsi	0.1803	30
Közepes	0.4031	22
Nagy	0.7277	29

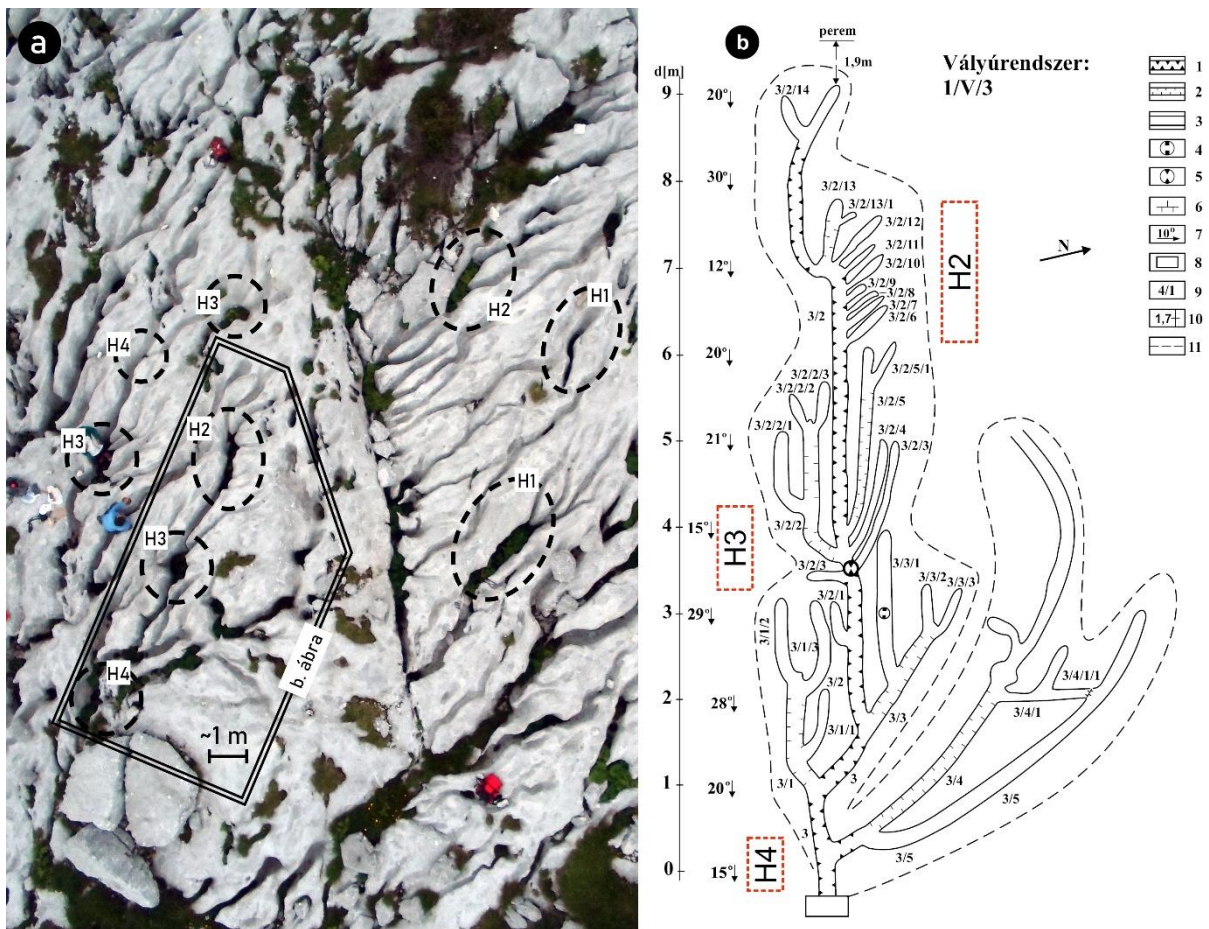
Eredményeink alapján tehát, amennyiben hosszú szakaszon kap vizet a fővályú és jelentős szélességű vízgyűjtő területtel rendelkezik (28. ábra), e szakaszokon a fővályú keresztmetszete a beérkező vízmennyiséggel arányosan növekedik meg. A fővályú mellett egy jól fejlett (környezetétől elkülönülő) vízgyűjtő alakul ki (H1 jelzésű helyek a 29. ábrán). Vagyis, a vízgyűjtő közvetlen hatása megnyilvánul azáltal, hogy mellékvályú nélkül is előfordulnak a fővályún keresztmetszet növekedések (29. ábra, H1 jelzésű helyek).

### 5.1.2. Mellékvályúk megjelenési formái a vízgyűjtőn

A terepi adatok vizsgálata alapján a vízgyűjtő és mellékvályúk elhelyezkedése szerint négy típusú, sajátosan fejlődő vályúszakasz különíthető el. E típusok mintapéldáit a 29. ábrán jelöltük.

- *H1 típus.* Nagy méretű közvetlen vízgyűjtő mentén a keresztmetszet lokális növekedései jól elkülönülnek (29a. ábra, H1 jelzésű helyek).

- *H2 típus.* A közvetlen vízgyűjtő hosszan követi a fővályút. Ezen kisméretű mellékvályúk vannak egymás közelében (29a. ábra, H2 jelzésű helyek). A fővályú a mellékvályús szakaszon egységesen megnövekedett.
- *H3 típus.* Széles közvetlen vízgyűjtő rövidebb szakaszon érintkezik a fővályúval. Ezen kis- és közepes méretű mellékvályúk vannak (29a. ábra, H3 jelzésű helyek), amelyek jól fejlett közös helyi kiöblösödésbe (több esetben madáritatóba) futnak össze.
- *H4 típus.* Kicsi közvetlen vízgyűjtő van a fővályú mentén és egyetlen nagyméretű mellékvályú becsatlakozás (29a. ábra, H4 jelzésű helyek).



29. ábra. (a) Az 1/V/3 vályúrendszer és környezetének légifelvétel. A specifikus keresztmetszet növekedések szaggatott vonalú ellipszisekkel vannak jelölve. (b) Az 1/V/3 vályúrendszer geomorfológiai térképe. A H2, H3, H4 típusú kiöblösödések jelölve vannak. Jelmagyarázat: 1. A vályúrendszer B típusú fővályúja. 2. B típusú mellékvályú. 3. A típusú mellékvályú. 4. Kürtő. 5. Madáritató. 6. Vályútalpi vízválasztó. 7. Lejtésirány és lejtőszög. 8. Kötömb. 9. Vályú azonosító jele. 10. A lejtő alsó peremétől mért távolság (*d*). 11. Vízgyűjtőterület határa. (Fotó: Kalmár Sándor Flóris, saját szerkesztés.)

A fővályúba történő mellékvályú becsatlakozás módja szerint kétféle csoport különíthető el.

- *Magányos becsatlakozások.* Ezek az előző csoportosítás alapján H4 típusú mellékvályúk, azonban a H2 típusú mellékvályúk egy része is ide sorolható.
- *Többes becsatlakozások.* A mellékvályúk becsatlakozása sűrűn, akár egy közös formába (pl. madáritatóba, kürtőbe) történik. Ide sorolhatóak a H3 típusú becsatlakozások és a H2 típusúak többi része. Többes becsatlakozások egy vályúrendszeren belül többször is előfordulhatnak. A fogadó formák szerepére és morfológiájára a „fővályút megszakító kürtő- ill. madáritató-szerű forma” definíció utal a legpontosabban. Mivel a korábbi vizsgálatok madáritatóként és kürtőként hivatkoznak rájuk, egyszerűség céljából következőkben is ez utóbbi elnevezéseket használjuk a közös helyi kiöblösödés általános meghatározáson túl.

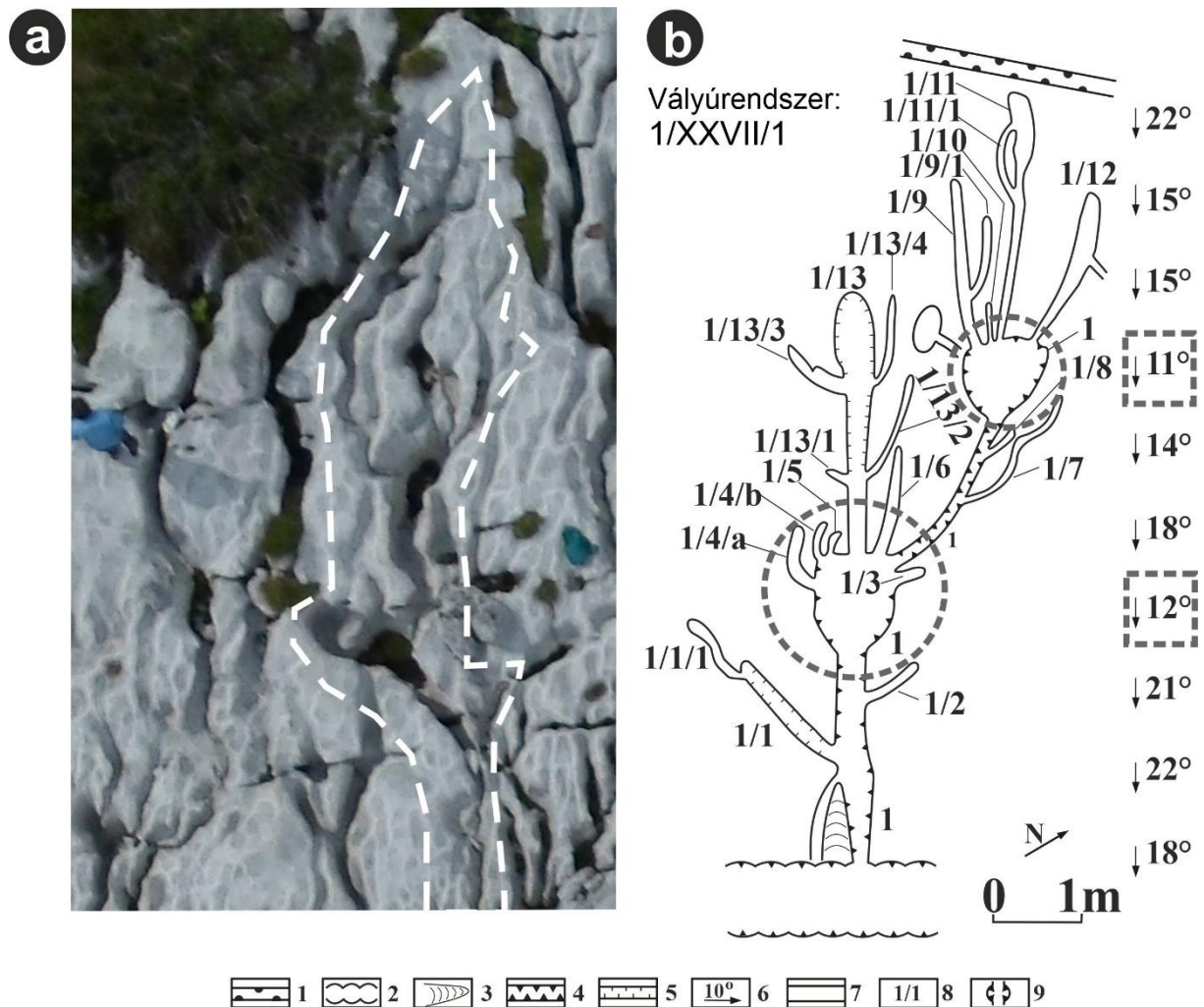
A fővályú mellékvályú hatására történő fejlődésének morfológiai vizsgálataihoz célszerűen ez utóbbi csoportosítást alkalmaztuk. Ennek figyelembevételével a vizsgált 794 db terepi becsatlakozás eloszlását az 3. táblázatban összesítettük. Megállapítható, hogy a becsatlakozások az esetek kb. 43%-ában magányosak, a mellékvályúk több, mint felének közelében legalább van egy másik becsatlakozó mellékvályú.

3.táblázat. A vizsgált adatok esetszám eloszlása.

Egy (közös) helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma ( <i>n</i> )	Becsatlakozó mellékvályúk esetszáma	(Közös) helyi kiöblösödések esetszáma
1	339	339
2	162	81
3	117	39
4	76	19
5	35	7
6	30	5
7	35	5
<b>Összesen</b>	<b>794</b>	<b>495</b>

Mind a terepi tapasztalat, mind az adatfeldolgozás azt az eredményt mutatja, hogy a mellékvályú becsatlakozásban sűrű fővályú szakaszok alacsonyabb lejtőszögnél jellemzőek. Erre vonatkozóan a 30. ábrán példaként bemutatunk egy vályúrendszert, mellette annak geomorfológiai térképét. Ezen két olyan (H3 típusú) hely is elkülöníthető, ahol több mellékvályú egy közös kiöblösödő formába csatlakozik be. Észrevehető, hogy e két jól elkülönülő becsatlakozási hely lokálisan alacsonyabb lejtőszögű szakaszon helyezkedik el. (A két helyet szaggatott vonalakkal jelöltük a 30b. ábrán.) A 29. ábrán bemutatott vályúrendszer

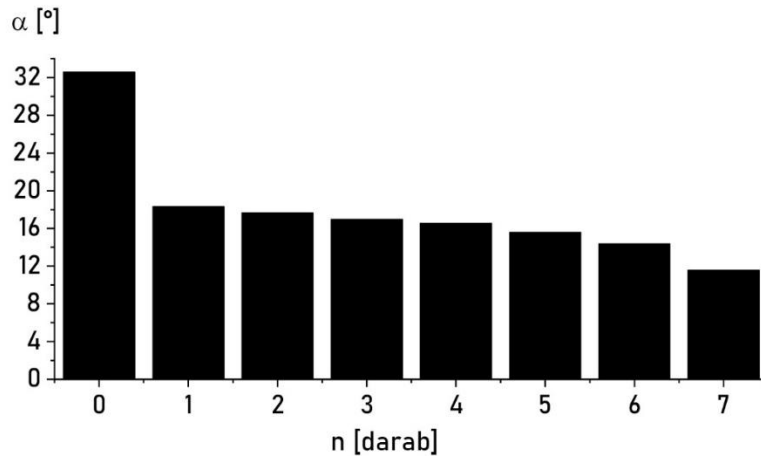
geomorfológiai térképén szintén észlelhetjük, hogy a mellékvályú becsatlakozási helyek alacsonyabb lejtőszögnél jönnek létre.



30. ábra. Az 1/XXVII/1-es jelzésű rinnenkarr rendszer. (a) A vályúrendszer légifelvétele. A vályúrendszert fehér szaggatott vonallal jelöltük ki. (b) A vályúrendszer geomorfológiai térképe. Szaggatott vonallal két jellegzetes, több mellékvályút fogadó kiöblösödő formát és azok lejtőszögét jelöltük. Jelmagyarázat: 1. Hasadék. 2. Kürtökből össze nőtt hasadék. 3. Vályúközi hát. 4. B típusú fővályú. 5. B típusú mellékvályú. 6. Lejtőszög és a lejtő dőlésiránya. 7. A típusú vályú. 8. Vályú azonosító jele. 9. Közös helyi kiöblösödés. (Fotó: Kalmár Sándor Flóris, saját szerkesztés.)

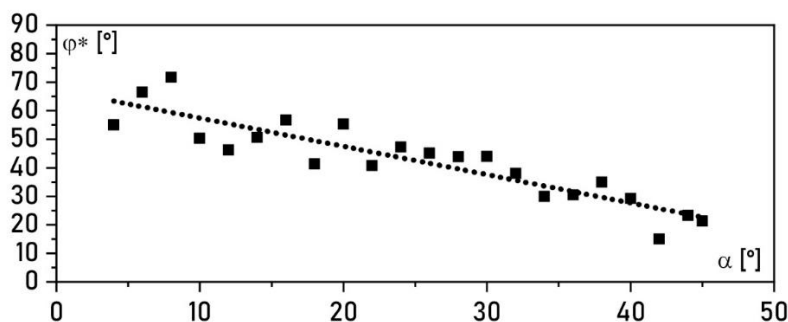
A 31. ábra oszlopdiagramjában megadjuk a terepi (közös) helyi kiöblösödések előfordulásának átlagos lejtőszög értékét az azokba csatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ) szerint. Megfigyelhető, hogy a nagyobb számú mellékvályút fogadó közös helyi kiöblösödések átlagosan az alacsonyabb lejtőszögnél fordulnak elő. Az egy mellékvályúval rendelkező becsatlakozások pedig inkább a magasabb lejtőszögű térszín részekre jellemzőek. Szemléltetésként a 31. ábrán megadjuk  $n=0$  értékkel Kozma & Mitre (2012) terepi adatai alapján az általuk vizsgált A típusú (mellékvályú-mentes) vályúkat hordozó térszínnek átlagos

dőlését. Ennek értéke a mellékvályú becsatlakozások átlagos lejtőszögénél jelentősen magasabb.

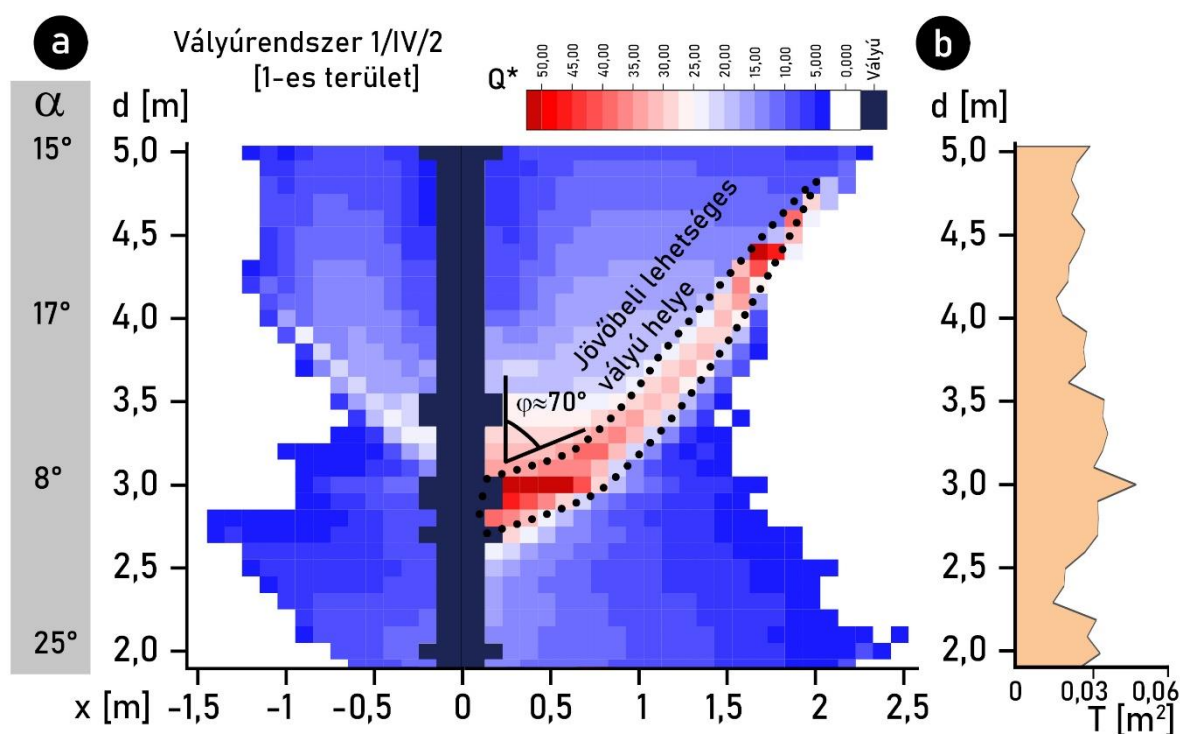


31. ábra. Átlagos lejtőszög ( $\alpha$ ) értékek a becsatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ) szerint csoportosítva és átlagolva. (Saját szerkesztés.)

A becsatlakozási szöget vizsgálva a terepi megfigyelések arra utalnak, hogy az alacsonyabb lejtőszögű térszíneken előforduló (közös) helyi kiöblösödésekre jellemzőek átlagosan a nagyobb becsatlakozási szöggel becsatlakozó mellékvályúk. Ezt tükrözi a 32. ábra grafikonja, ahol a terepi vályúrendszerek (közös) helyi kiöblösödéseinek átlagos mellékvályú becsatlakozási szög ( $\varphi^*$ ) értékeit a lejtőszög ( $\alpha$ ) függvényében vizsgáltuk. Az áttekinthetőség céljából lejtőszög szerint  $2^\circ$ -os osztályközökkel csoportokat hoztunk létre, az ezeknek megfelelő esetek értékeit átlagoltuk. Az ábrázolt értékeken a csökkenő trend egyértelműen felismerhető. Az adatokra illesztett, trendet bemutató lineáris függvény korrelációja ( $R^2 \approx 0,81$ ) jó.



32. ábra. Mellékvályúk átlagos becsatlakozási szöge ( $\varphi^*$ ) egy (közös) helyi kiöblösödő formába a lejtőszög függvényében ( $\alpha$ ). (Saját szerkesztés.)

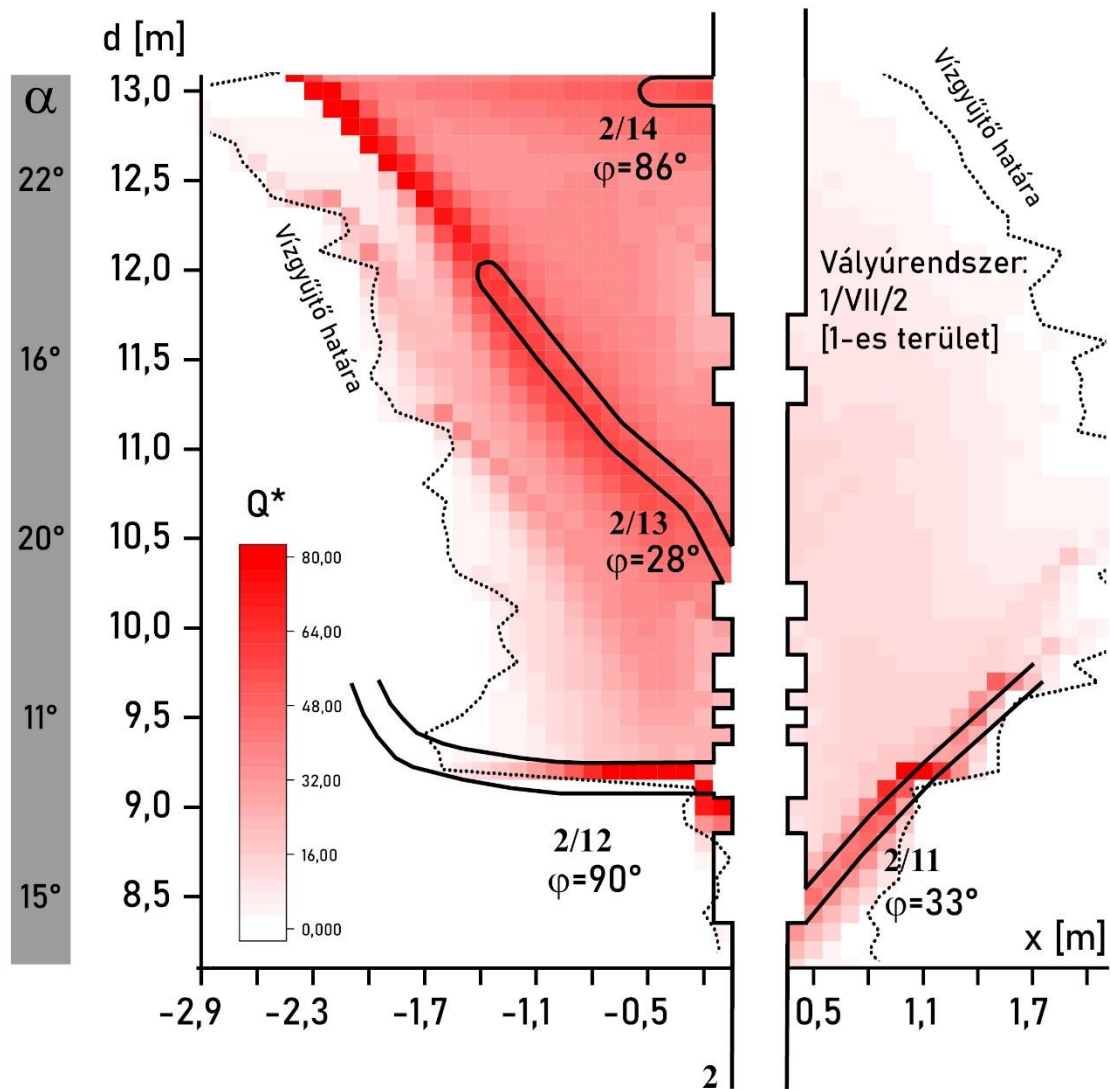


33. ábra. A vízgyűjtő vizsgálata az 1/IV/2 vályúrendszer alsó, mellékvályú becsatlakozás nélküli részén. (a) A becsült vízmennyiség értékek ( $Q^*$ ) a vízgyűjtő cellákban. A vízösszegyűlés helyénél jelöltük egy lehetséges mellékvályú kialakulási helyét és becsült becsatlakozási szögét. (b) A vályú keresztmetszet-területe ( $T$ ) a távolság ( $d$ ) függvényében. (Saját szerkesztés.)

A fővályú vízgyűjtőjén a víz(ágak) viselkedését a vízgyűjtőre vonatkozó cellás megközelítéssel (21. ábra) tanulmányoztuk. A modellszámítás mellékvályú nélküli vályúkra történő alkalmazása során bizonyos esetekben jól kirajzolódik a víz koncentrálnak a helye a vízgyűjtőn. A 33. ábrán erre egy példát mutatunk be, ahol a vályúrendszer alsó 5 méteres része nem rendelkezik mellékvályúval. Itt a modellszámítás eredményeként megfigyelhető, hogy a víz lokálisan lecsökkent lejtőszögű helyen koncentrálnak a fővályú pereméhez. A vízösszegyűlés mintázata alapján egy feltehetően később kialakuló mellékvályú helyét is meg lehet rajzolni (33. ábra), a vízág becsatlakozási szöge is megbecsülhető. A  $Q(d)$  és  $T(d)$  függvények korrelációjának értéke  $R^2=0,691$ . A vályúperemhez számított vízbefolyás mentén kb. 0,9 m hosszú egybefüggő helyi keresztmetszet-növekedés ismerhető fel a fővályúban.

Megvizsgáltuk azt is egy alkalmas terepi példa segítségével, hogy a víz összegyűlés helye és a mellékvályú helye egybeesik-e. A 34. ábrán egy vályúrendszer olyan 5 méteres szakaszát vizsgáltuk, ahol a közvetlen vízgyűjtő felett és azon néhány (saját vízgyűjtővel még nem rendelkező) mellékvályú helyezkedik el. A vízgyűjtőre elvégzett modellszámítás eredményében a víz felhalmozódása jól elkülönül. A felhalmozódások egybevágának az egyes

mellékvályúk elhelyezkedésével. A vízkonzentrálódás fővályúval bezárt becsült becsatlakozási szöge szintén egybevágó a mellékvályúk becsatlakozási szögével. A mellékvályúk becsatlakozások e példában is a lejtőszög lokális csökkenésénél következnek be.

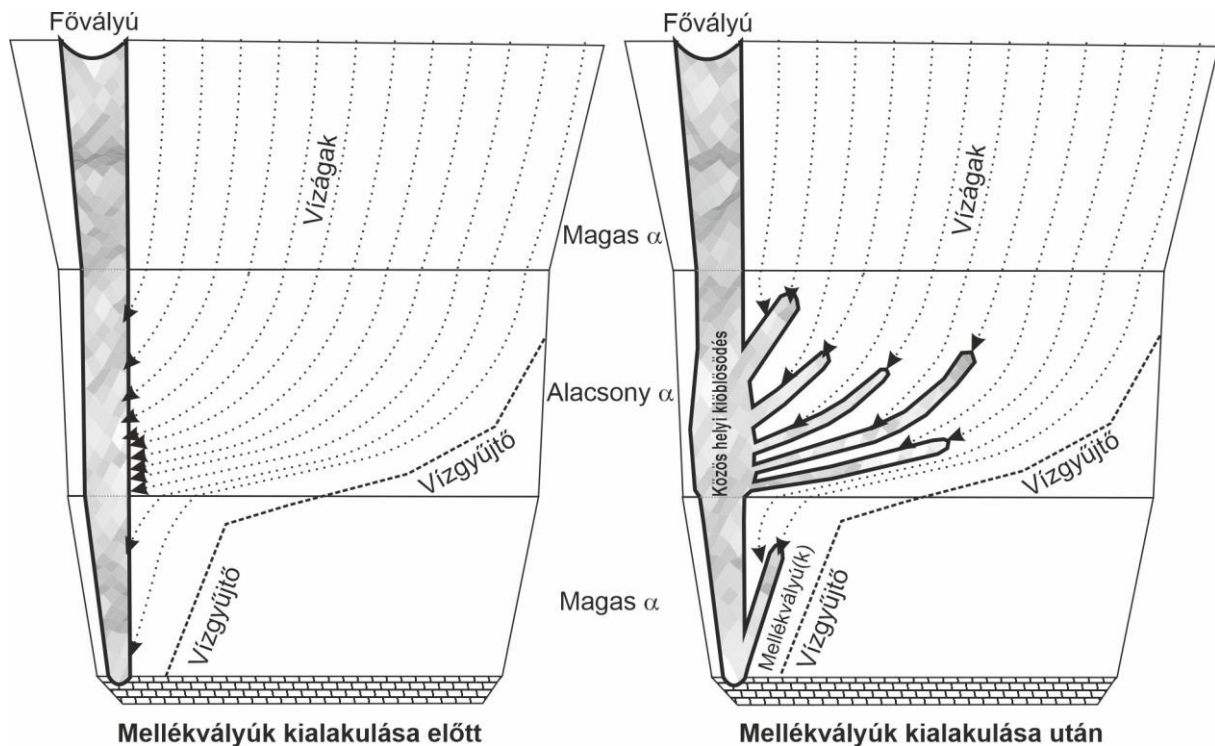


34. ábra. Az 1/VII/2 vályúrendszer egy részének közvetlen vízgyűjtőjére számított vízösszegyűlés értékek és a vályúrendszer geomorfológiai térképének egymásra helyezése. (Saját szerkesztés.)

A cellás közelítések eredményei alapján a vízgyűjtő jellege és a terepi megfigyelések között kapcsolat sejthető. Amikor a dőlésszög kisebb, a  $w$  vektor komponenseiben víz fővályúirányú elmozdulása ( $w_x$ ) nagyobb arányú lesz, mint a lejtőirányú ( $w_d$ ) elmozdulás (21. ábra). Ennek tudható be, hogy alacsonyabb lejtőszögnél a fővályúval nagyobb becsatlakozási szöget bezáró mellékvályúk jellemzőek (35. ábra). Ezen kívül a vízgyűjtőn csapásirányban megnövekedett vízáramlásra, a víz lokális koncentrációjára utalnak az egymás közelében sorakozó mellékvályúk is. Alacsony lejtőszögnél e mellékvályúk több esetben is rövid szakaszon egy



viszonylag jól elkülöníthető helyi kiöblösödő formába csatlakoznak (H3 típus, 31., 35. ábra). Az is megfigyelhető, hogy a magasabb dőlés esetén már alacsonyabb becsatlakozási szöggel érkeznek a mellékvályúk és csökken annak esélye, hogy azok egymás közelében egy adott formába csatlakozzanak (31., 35. ábra). Megjegyezzük, hogy a  $\varphi$  (tehát egyéni, külön mellékvályúkra vonatkozó) értékek  $\alpha$  függvényében történő ábrázolása során a 32. ábrához hasonló tendenciát és korrelációt kaptunk. Ez szintén a fenti megállapításokat erősíti.



35. ábra. Rinnenkarr mellékvályúk kialakulását bemutató elvi ábra a térszín különböző dőlésű helyein megjelenő vízáramlási pályák mentén. (Saját szerkesztés.)

A lejtőszög további növekedésével mellékvályú nem vagy kevésbé képződik, mert a víz annál inkább lejtő irányában folyik és annál kevésbé a fővályú irányába (35. ábra). Továbbá, ha a víz egy része be is jut a vályúba, ilyenkor is többnyire csak kis becsatlakozási szögű ( $\varphi$ ) mellékvályút alakít ki.

Eredményeink alapján a vízgyűjtőn történő mellékvályú kialakulás három tipikus helyzete (H2, H3, H4) is értelmezhető. E helyzetek egy vályúrendszerben mind, vagy többször is megjelenhetnek. A lejtőszög lokális lecsökkenése minden esetben kedvező hatást gyakorol.

- A H2 típusú helyzetnél a vízösszegyűlés a vízgyűjtőn folyamatos. A vízmennyiség lokális koncentrálódásai alacsony felbontású adatfelvételre alapuló cellás modellvizsgálattal nem különíthetők el. A vízgyűjtőn a jelentős vízkoncentrálódás hiányában rövid mellékvályúk alakulhatnak ki. Feltehető,

hogy a mellékvályú kialakulási helyére a vízgyűjtő mikromorfológiája gyakorolhat hatást. Az ilyen szakaszokon a vályúk egymástól kis távolságra helyezkednek el (H2 a 29. ábrán). A mellékvályúk kialakulása után, miután azoknak nincs közvetlen vízgyűjtője, a fővályú vízgyűjtője közvetlen marad.

- A H3 helyzetnél a vízgyűjtő vize rövidebb fővályú szakaszon több irányból gyűlik össze, a vízhozam is nagyobb. Az alacsony felbontású adatfelvétellel alapuló cellás modellvizsgálattal a vízösszegyűlés koncentrálódása ez esetben már lehatárolható, de az egyes vízágak nem minden esetben különíthetők el. A vályúk megjelenését szintén a felszín minősége és morfológiája határozhatja meg. A kialakuló mellékvályúk sűrűsége és nagyobb hossza miatt a fővályú vízgyűjtője részben már közvetettnek tekinthető. A fővályúban a vízgyűjtő keresztmetszetet növelő hatása markánsabban megjelenik. Ilyenkor a kialakuló mellékvályúk egy fővályún létrejött madáritató-szerű formába is csatlakozhatnak (H3 a 29. ábrán).
- A H4 helyzetnél a vízgyűjtő jellege miatt a nagy vízgyűjtőről a víz a fővályú szélénél egy nagyon rövid szakaszon koncentrálódhat. A rendelkezésre álló adatok alapján cellás közelítéssel a vízösszegyűlés itt különül el a legjobban egy adott sávba. E sáv mentén egyetlen és hosszú mellékvályú alakulhat ki (H4 a 29. ábrán). Ennek a mellékvályúnak a vízgyűjtője később főként közvetetté válik a fővályú számára. A vízgyűjtő (előzetes) keresztmetszet növelő hatása ez esetben is jól lehatárolhatóan megjelenik (33. ábra).

A korábbi terepi vizsgálat (Veress et al., 2010a) utal arra, hogy a B típusú hosszabb és nagyobb vízhozamú mellékvályúk a fővályúba leginkább annak alsó felénél csatlakoznak be. Ez eredményeink alapján arra vezethető vissza, hogy a fővályú irányába mozgó víznek lejtésirányban meg kell tennie egy adott távolságot, amíg a vályú pereméhez érkezik.

A terepen a vályúrendszerek egy részénél tapasztalható az is, hogy a vízgyűjtő szélessége a vályúrendszer alján lecsökken, viszont a vályú keresztmetszete ekkor is növekszik, továbbá nagyméretű mellékvályúk csatlakoznak be a fővályúba. A 29. ábrán példaként bemutatott vályúrendszer ennek az esetnek egy példája. Ez a jelenség annak tudható be, hogy a felső nagy vízgyűjtő részek lefolyó vize a fokozatosan csökkenő vízgyűjtő határát követve itt jut be koncentráltan a fővályúba. A 33. és 34. ábrán bemutatott cellás modellezés is utal arra, hogy a vízgyűjtő lecsökkenése kedvező helyzetet teremt a víz koncentrálódására. Ebből adódóan a mellékvályú kialakulására is kedvező hatással bír, amit a 34. ábra összevetésének eredménye is sugall.

A vízgyűjtőn kialakuló H2, H3, H4 típusú mellékvályúk becsatlakozásának helyén a keresztmetszet megnövekedésén túl helyi kiöblösödések is tagolják a fővályút. Ezek kialakulásában már sokkal inkább a mellékvályúk – nagyobb vízhozamú – vízágainak szerepe sejthető. Vagyis, fővályú fejlődését két folyamat határozza meg: a vízgyűjtő hatására történő keresztmetszet-növekedés és a mellékvályú-becsatlakozás örvényessége nyomán megjelenő helyi kiöblösödés. Miután a vízáramlás helyét a mellékvályúk egyértelműen kijelölik, az áramlások kölcsönhatása pontosabban, szimulációval is modellezhető. A következőkben a létrejövő áramlási kép és a vályúban észlelt formák morfológiai tulajdonságai közötti kapcsolatot vizsgáljuk.

## **5.2. A helyi kiöblösödés kialakulásának háttere**

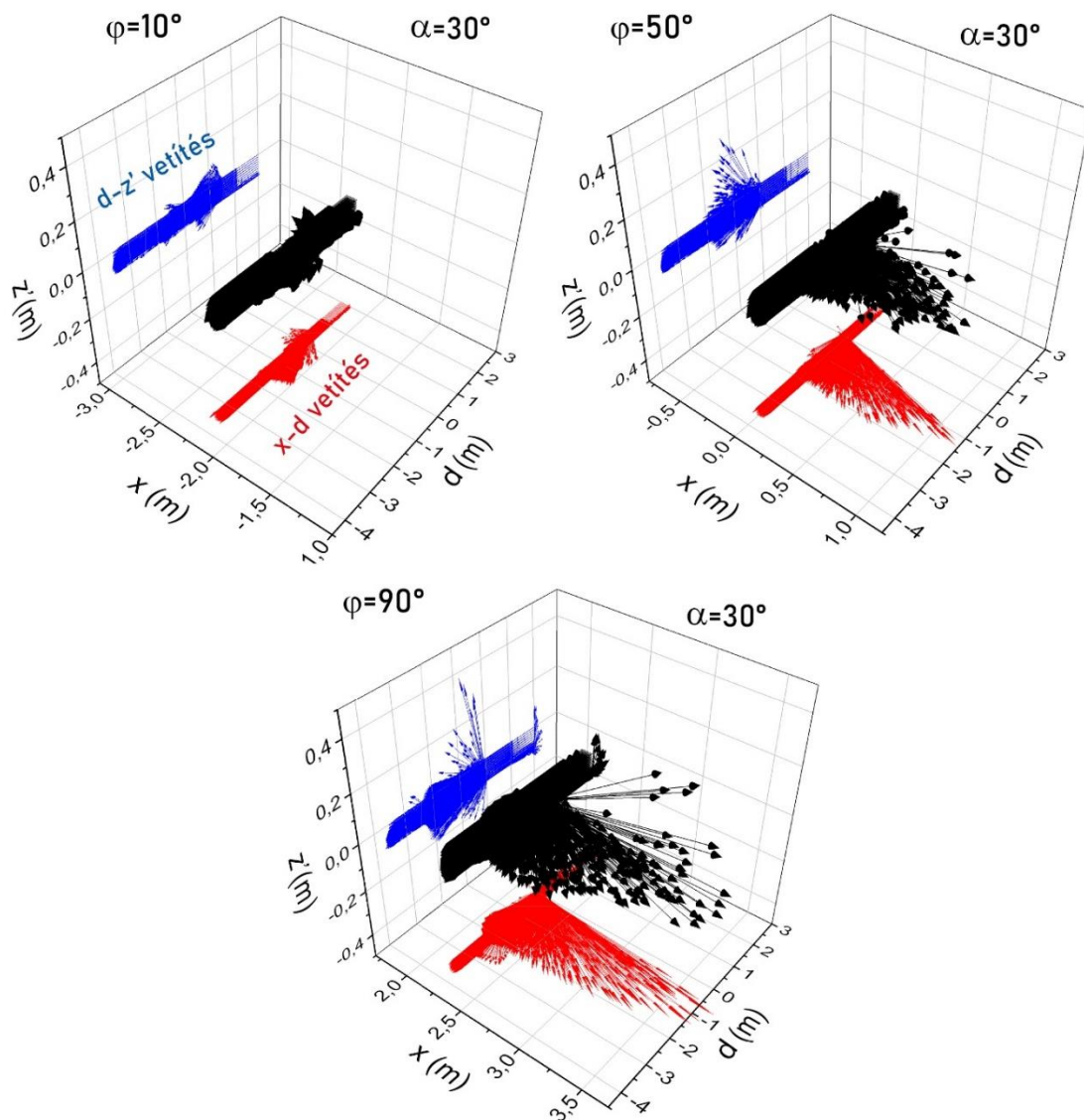
### **5.2.1. Az áramlási sebesség**

Az áramlás sebességvektorait 0,005 m pontosságú pontok mentén ismerjük, miután a szimuláció kalibrálása során a háló-függetlenség vizsgálat eredményeképpen – figyelembe véve a terepi adatfelvétel 0,01 m pontosságát – a hálófelbontást e fenti értéknek választottuk. A sebességvektorok vizsgálata arra utal, hogy az egyensúlyi állapot a kísérlet elindítása után gyorsan kialakul a modellekben. Számos előzetes tesztkísérlet eredményeit értékelve 5 másodpercnyi áramlási időt kiszámító szimulációt futtattunk a modelleken. A tesztek szerint az egyensúlyi állapotot a szimulált időhossz utolsó 2 másodperce már biztosan magába foglalja, ezért ennek az időszaknak az eredményeit átlagoltuk. E beállításokkal optimális számítási időt és pontosságot értünk el, a sebességvektorok pedig jól reprezentálják az áramlás átlagos jellemzőit (36. ábra).

A kísérletek eredményei arra utalnak, hogy a kezdeti feltételeket sikerült jól megválasztani a rendelkezésre álló terepi és laboratóriumi információk alapján. Ugyanis, a szimulációban mért áramlási sebességértékek az egyes becsatlakozások előtt és után egybeesnek Veress et al. (2015b) laboratóriumi vizsgálata (9. ábra) során mért adatokkal. A 4. táblázatban megadjuk a Veress et al. (2015b) által elvégzett fizikai laboratóriumi kísérletekben (9. ábra) mért sebességértékeket egy-, valamint négy mellékvályú becsatlakozásának esetére. A 4. táblázat további oszlopaiban megadjuk a modell-1 és modell-2 fővályúiban szimulált egyensúlyi átlagos áramlási sebesség értékeket, amelyeket a laboratóriumi kísérlettel azonos lejtőszögön ( $\alpha=15^\circ$ ) végeztünk el. A modell-2 esetében (23a. ábra) a felső négy mellékvályú becsatlakozását vettük figyelembe a fővályúban mért sebességértékek mérésénél.

Mind a modell-1 és 2 esetén a sebességértékek átlagos eltérése a becsatlakozások előtt és után a megfelelő fizikai laboratóriumi kísérlet azonos szakaszon mért átlagos értékeitől 10%

alatti. A sebesség növekedés mértéke az egyes becsatlakozásokban szintén összhangban van a laboratóriumi értékekkel. A laboratóriumi és szimulált sebességértékek közti kis eltérés a mérések elkerülhetetlen hibáján túl valószínűleg annak is betudható, hogy Veress et al. (2015b) kísérleteiben és a szimulációban alkalmazott becsatlakozási szögek nem pontosan azonosak. Ezeket is figyelembe véve megállapítható, hogy a szimulációban a laboratóriumi mérésekkel egybevágó áramlási sebességekkel rendelkező áramlást tudtunk beállítani és az áramlás terepi viselkedése feltehetően hasonló lehet. A CFD szimuláció sebességértékeinek vizsgálatával az is megállapítható mindkét modellben, hogy a vízáramlás átlagos sebessége hirtelen növekszik a becsatlakozásokban, majd egyensúlyi állapotba kerül.



36. ábra. Három eltérő becsatlakozási szögű modellkísérlet sebességvektorainak egységnyi időre vonatkozó hosszúsága a model-1 fővályújában. (Saját szerkesztés.)

4. táblázat. Szimulációban és laboratóriumi vályúban mért sebességértékek.

Mintavétel helye (becsatlakozások száma szerint)	Átlagos sebesség értékek [ms <sup>-1</sup> ]		
	Laboratóriumban mért	Model-1-ben CFD-vel mért	Model-2-ben CFD- vel mért
Első előtt	0,94	0,92	0,87
Első után második előtt	1,46	1,53	1,38
Második után harmadik előtt	2,06	-	1,92
Harmadik után negyedik előtt	2,5	-	2,27
Negyedik után	2,98	-	2,76

A mellékvályú becsatlakozása a fővályúban folyó áramlás sebességvektorainak irányára is hatást gyakorol. A 36. ábrán a fővályú sebességvektorainak irányára vonatkozóan a modell-1-ből három különféle becsatlakozási szöggel rendelkező példát mutatunk be. A fővályú minden egyes rácspontjának sebességvektorát feltűntettünk, így azok bárhol történő megváltozása azonosítható. Látható, hogy egy rövid szakasz mentén a sebességvektorok oldal- és vertikális irányú komponensei megnövekednek. Ez azt jelenti, hogy e szakaszon a mellékvályúból befolyó víz jelentős hatást gyakorol a fővályúban folyó áramlásra. Mind a becsatlakozási hely előtt, mind azt követően a sebességvektorok a fővályúval közel párhuzamosak.

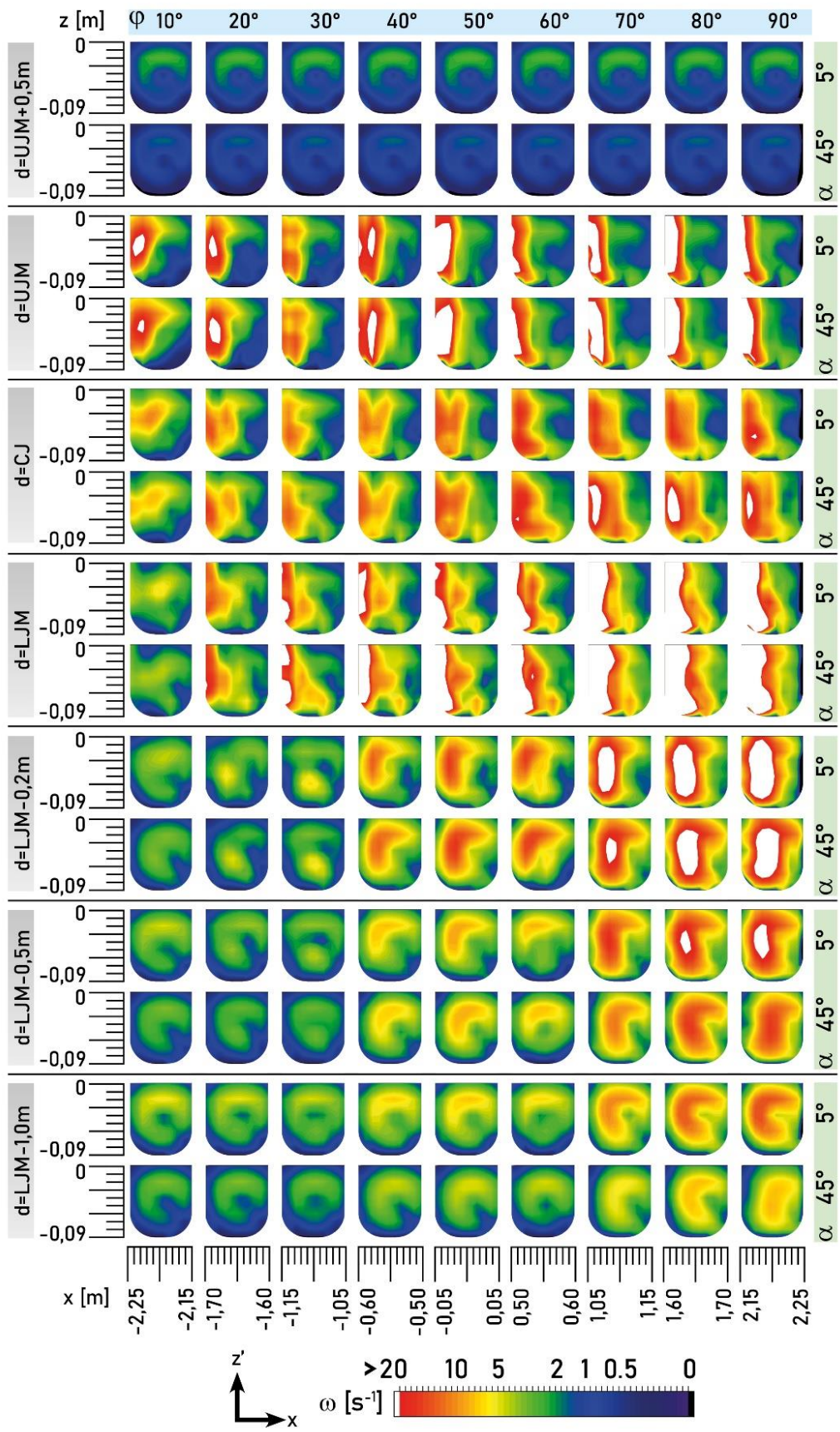
## 5.2.2. Örvényesség a vályúban

### 5.2.2.1. Az örvényesség szerkezete a fővályúban a mellékvályú becsatlakozásánál

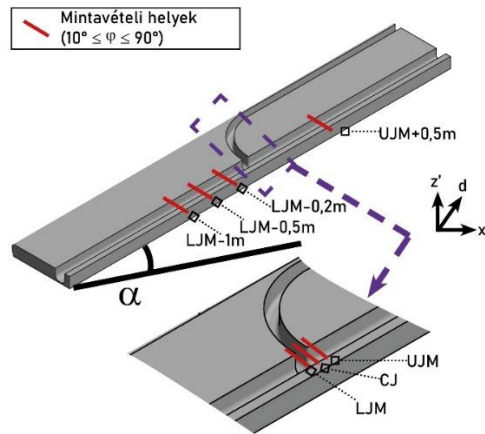
A becsatlakozásoknál létrejövő örvényességet nagy részletességgel a model-1-ben vizsgáltuk. A szimulált modellkísérletből megállapítható, hogy nemcsak a sebesség, hanem az örvényesség ( $\omega$ ) értéke is markánsan megnövekszik a becsatlakozásoknál és ennek értéke a teljes áramlásban itt a legmagasabb. A lokálisan nagyobb értékű örvényességet egyértelműen a mellékvályúból beérkező víz okozza.

A 37a. ábrán megadjuk a model-1-re vonatkozóan a szimulációval számított örvényesség ( $\omega$ ) értékeit  $\alpha=5^\circ$  és  $\alpha=45^\circ$  dölések esetére, a 37b. ábrán jelölt 7 db keresztmetszeti szelvény mentén. A bemutatott adatokból megállapítható, hogy az intenzív örvényesség egy szakaszon van jelen, értéke a becsatlakozást követően fokozatosan mérséklődik.

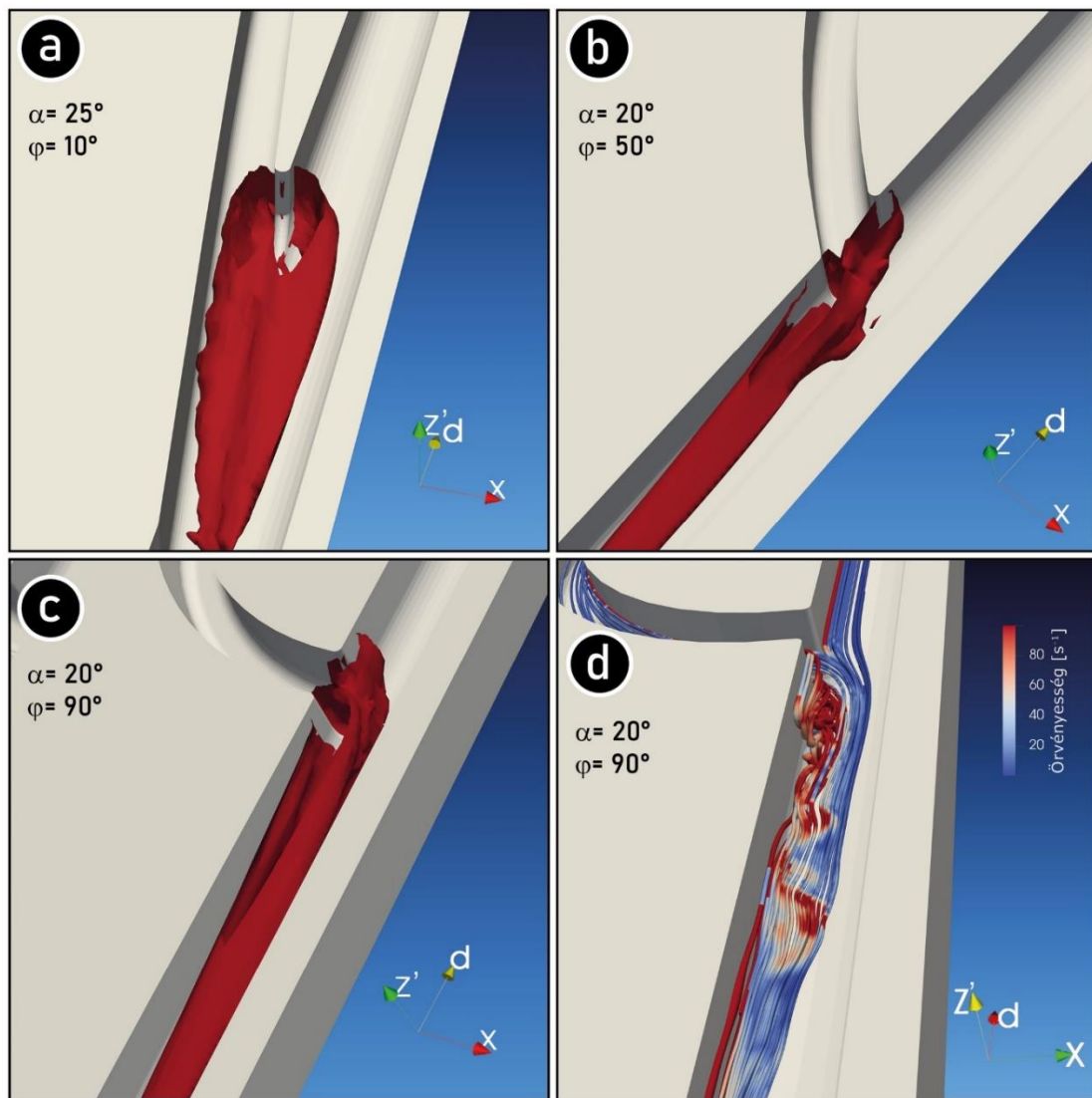
Erre utalnak a 38. ábrán bemutatott három eltérő becsatlakozási szögű mintaszimuláció (38a., 38b., 38c. ábrák) intenzív örvényességet reprezentáló izofelületei is. A 38d. ábrán a 38c. ábrára kiválasztott példa-becsatlakozás áramlásának áramvonalait szemléltetjük. Ezen látható, hogy a becsatlakozás után a vályú fala mellett az áramlás örvénylő mozgást végez, amely egy adott szakaszon jelenik csak meg. A szimulált áramlás örvényességének jellemzéséhez a fő- és mellékvályút három szakaszra osztottuk fel, e szakaszokat vázlatosan a 39. ábrán mutatjuk be.



37a. ábra. Szimulált örvényesség eredményei a modell-1 kísérletben a 37b. ábrán jelölt pozíciókban, 5° és 45° lejtőszög esetén, hét kiválasztott mintavételi keresztmetszet-szelvény mentén. Az LJM, CJ és UJM pontok jelentése a 22. ábrán található. (Saját szerkesztés.)



37b. ábra. Keresztmetszet mintavételi helyek a modell-1 vályúban a szimulált adatok 37a. ábrán bemutatott értékeihez. (Saját szerkesztés.)

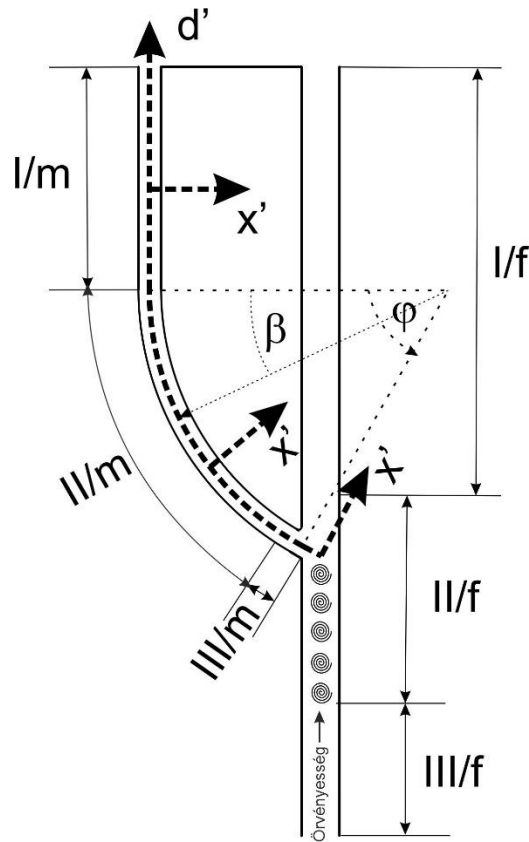


38. ábra. Örvényesség a modell-1-ben a mellékvályú becsatlakozások közelében, három mintapéldán szemlélítve. Az (a-c) ábrákon az izofelületek a  $\omega \geq 5 \text{ s}^{-1}$  örvényesség értéket határolják körbe. A (d) ábrán az örvényesség áramvonalai vannak ábrázolva. (Saját szerkesztés.)

- Az *I/f szakaszban* (becsatlakozás előtti szakasz, 39. ábra) az áramlás bármilyen lejtési és becsatlakozási szög esetén hasonló, egyensúlyi állapotú, az örvényesség alacsony, az áramlási sebesség megközelítőleg állandó (37. ábra).
- A *II/f szakaszban* (becsatlakozás szakasza, 39. ábra) az örvényeket a mellékvályúból érkező, keresztirányú áramlás (36. ábra) befolyásolja. Az örvényesség a fő- és mellékvályúkat elkülönítő gerincek mentén jelenik meg és folyásirányban elnyúlik. Az örvények magjai a keresztmetszet (áramlási irány szerinti) jobb területrészt (22c. ábra) foglalják el (37. és 38. ábra). A becsatlakozástól folyásirányban lefelé az örvényesség területének mérete és az értéke is fokozatosan csökken a távolság függvényében (37. és 38. ábra). Méréseink szerint a  $\varphi$  és  $\alpha$  növekedése esetén az  $\omega$  lokális maximum értékeinek növekedése is megfigyelhető az örvényesség magjában. A lejtőszög változásakor az örvényesség térbeli helyzete megmarad (37. ábra). A szimulációt vizsgálva megállapítható, hogy a becsatlakozási szög növelése az örvényesség struktúráját, keresztmetszeti kiterjedését megváltoztatja, növeli (37. ábra). Ez a jelenség a 38. ábrán bemutatott eltérő becsatlakozási szögű mintapéldákon is észlelhető. A 38a. ábrán látható kis becsatlakozási szögű becsatlakozást sajátos kettős örvényesség jellemzi (az egyik a fővályúban, a másik a mellékvályúban). Az örvényesség jellegzetesen a fő- és mellékvályút elválasztó felső helyzetű vékony gerincet fogja közre. A 38b. ábrán látható közepes becsatlakozási szögű becsatlakozás esetén két kifejlődött örvényt lehet észlelni. Ezek már mindkét – fő- és mellékvályú közötti – vályúközi gerinc elvégződésénél megjelennek. A folyásirányban alsóbb helyzetű elvégződésnél határozottabb méretű és kiterjedésű (mind horizontális, mind vertikális irányban) az örvényesség. A 38c. ábrán látható nagy becsatlakozási szögű becsatlakozás esetében a folyásirányban felsőbb helyzetű vályúközi gerinc elvégződésénél az örvényesség változatlanul jelen van. Az alsóbb helyzetű gerincnél viszont a korábbi példákhoz képest nagyobb méretű az örvényesség. Ez azt jelenti, hogy fővályú hossza és keresztmetszete irányában is jóval kiterjedtebb és a vályú talpához is közel kerül.
- A *III/f szakaszban* (becsatlakozás utáni, lecsökkent örvényességű szakasz, 39. ábra) az örvényesség mérete és értéke fokozatosan csökken, több kisebb skálájú



örvény észlelhető, és a turbulencia az egész keresztmetszetben eloszlik (37. ábra).



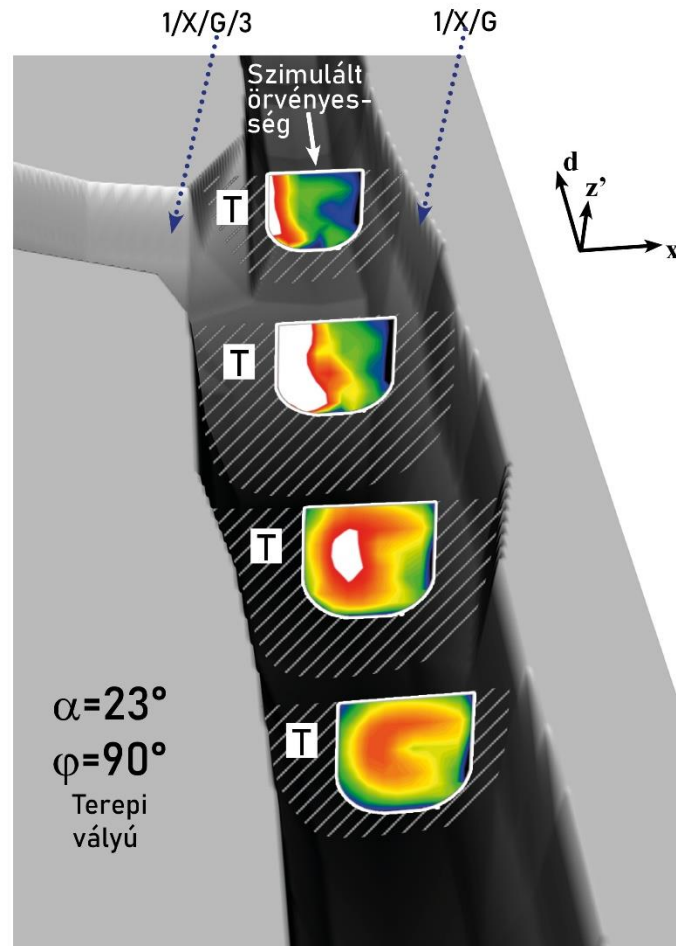
39. ábra. A mellékvályú becsatlakozás környezetének felosztása szakaszokra. (Saját szerkesztés.)

- A mellékvályúban az  $I/m$  szakaszban (egyenes szakasz, 39. ábra) az áramlás jellege a fővályú  $I/f$  szakaszának áramlásával teljesen azonos. A  $II/m$  szakaszt (irányváltó szakasz, 39. ábra) enyhe örvényesség jellemzi, azonban ennek mértéke jelentősen elmarad a fővályú  $II/f$  szakaszának örvényességétől. A  $III/m$  szakaszba (fővályú által már érintett szakasz, 39. ábra) a fővályú örvényessége behatol, ennek mértéke a becsatlakozási szög növekedésével csökken. A szimuláció alapján  $\varphi=10^\circ$  esetén a behatolás mértéke 0,1 m,  $\varphi=90^\circ$  becsatlakozás esetén 0,01-0,02 m (38. ábra).

#### 5.2.2.2. Terepi morfológia és szimulált örvényesség

A 40. ábrán példaként egy ideális terepi vályúbecsatlakozás 3-dimenziós leképezésének megfelelő pontjaiba a 37. ábrán bemutatott modell-1 kísérletben alkalmazott ábrázolási móddal elhelyeztük az örvényesség azonos lejtési és becsatlakozási szög paraméterekkel szimulált

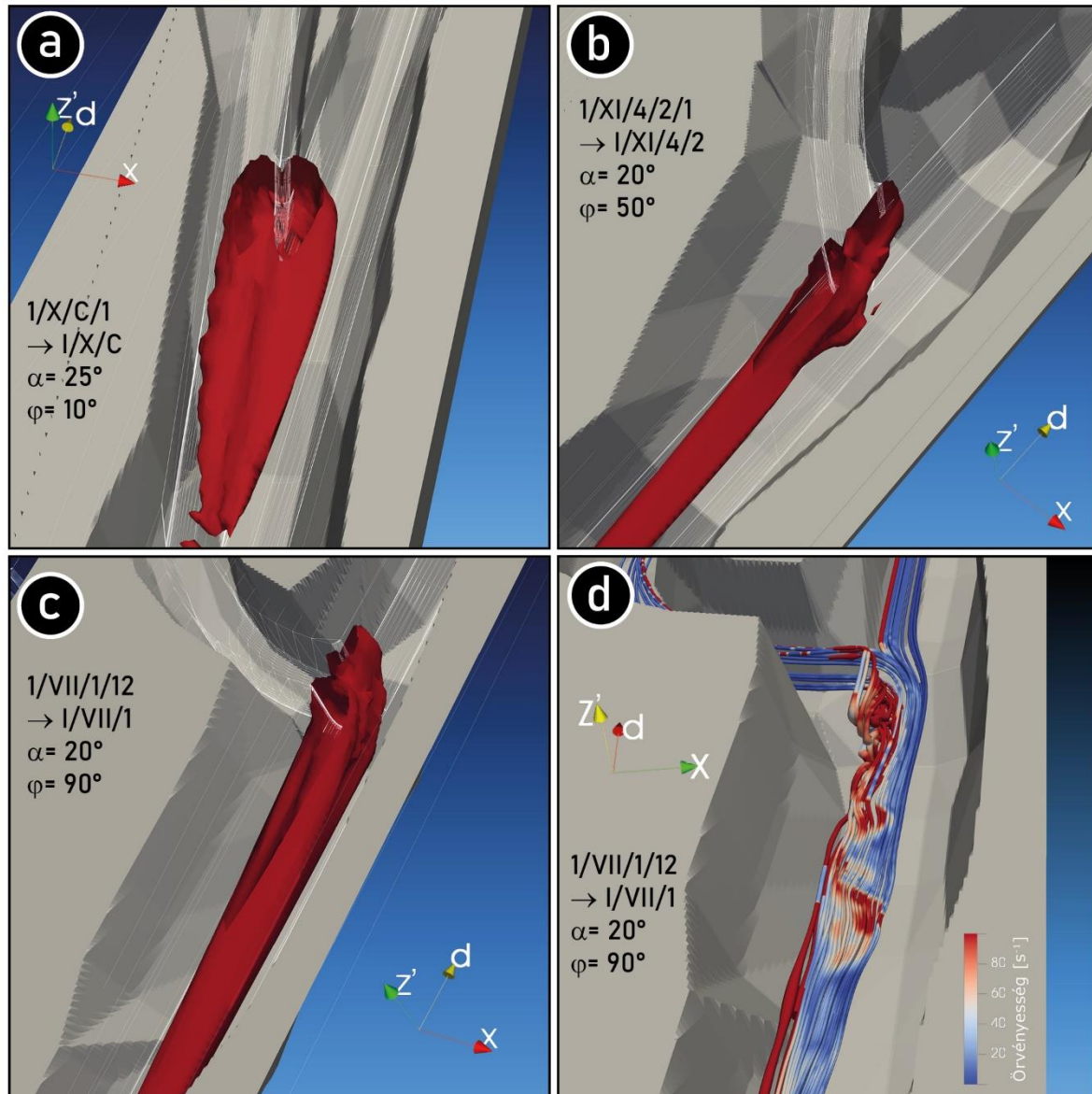
értékeit. Az elhelyezés során a 26a., 26b. ábrák elvét követtük. Megfigyelhető, hogy a vályú keresztmetszete és a mért örvényesség értékek folyásirányban hasonló módon változnak, a jobban örvényes szakaszon a keresztmetszet is jobban megnövekszik.



40. ábra. Örvényesség a mellékvályú-becsatlakozás közelében. A megnövekedett keresztmetszet a terepen és az intenzív örvényesség a modellvályúban hasonló szakaszok mentén jelenik meg. (Saját szerkesztés.)

Az örvényesség és a terepi mintavályúk morfológiájának összevetéséhez az örvényesség előbbi ábrázolási módjánál célravezetőbb megoldást jelentett a korábban már alkalmazott izofelületek használata. A 41a., 41b., 41c. ábrán bemutatunk további három példát. Ezeken az ábrákon – a 26a., 26b. ábra szerinti elvet követve – a szimuláció izofelületre illesztett örvényességét és a terepen felmért vályú 3-dimenziós modelljét helyeztük egymásra, valamint jelöltük a szimulációhoz alkalmazott modell-1 vályúrész körvonalait is. Ez esetben is a modellvályú szimulált adatait úgy választottuk meg, hogy azok lejtési és becsatlakozási szöge a terepi mintavályúkkal egybevágó legyen. Megfigyelhető, hogy az intenzív örvényesség folyásirányú kiterjedése és a terepi vályúk morfológiája egybevágó. A 41d. ábrán a szimulált

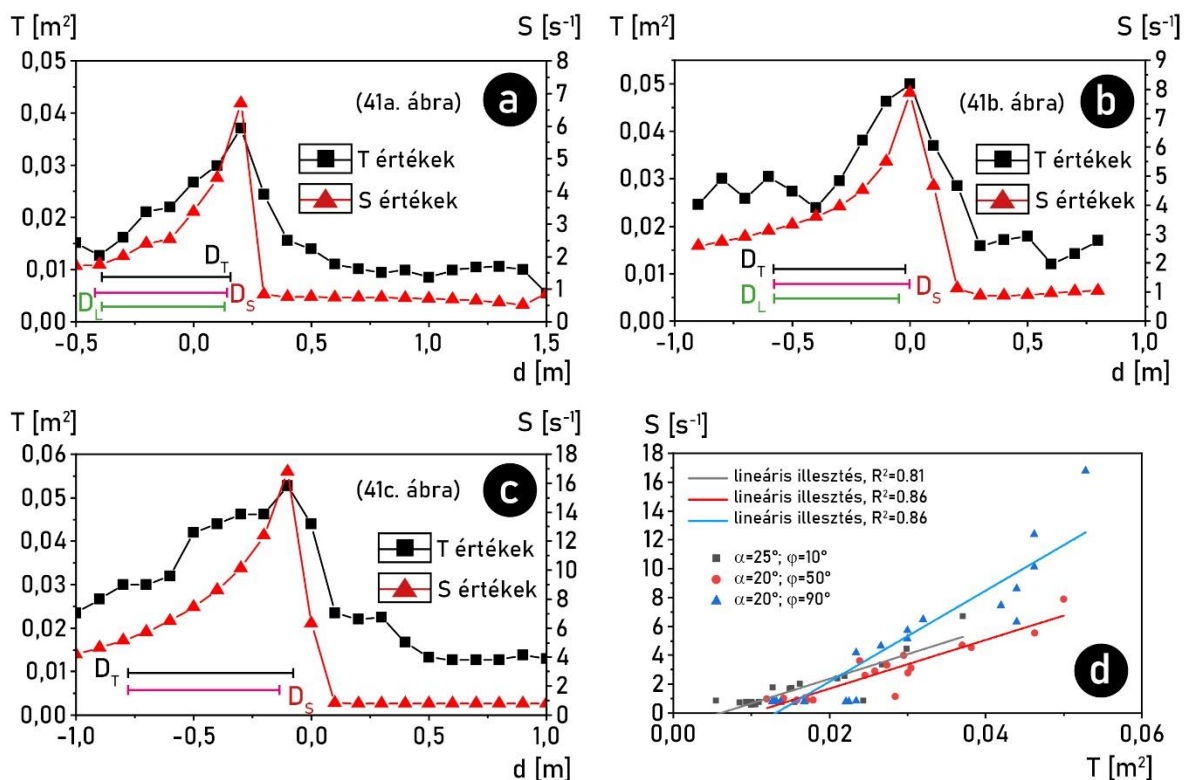
örvényesség áramvonalas ábráját helyeztük bele a 41c. ábrán látható terepi vályúba. Megfigyelhető, hogy a víz örvényes mozgása és a helyi kiöblösödés egybevágó hosszúságú szakaszon van jelen. E megfigyelések azt sejtetik, hogy a szimulációban megfigyelt örvényesség (41. ábra) a terepen is hasonló módon viselkedhet.



41. ábra. A terepi vályú(becsatlakozás) háromdimenziós leképezése és a szimulált áramlás örvényességének közös ábrázolása. Fehérrel jelöltük a szimulációhoz alkalmazott modell-1 vályúrész körvonalait is. Az (a-c) ábrákon az izofelületek a  $\omega \geq 5 \text{ s}^{-1}$  örvényesség értéket határolják körbe. A (d) ábrán az örvényesség áramvonalai vannak ábrázolva. Minden esetben a helyi kiöblösödés és az örvényes áramlási rész egybevágó szakaszon jelenik meg. (Saját szerkesztés.)

A 42a., 42b., 42c. ábrákon megadjuk a 41. ábrán látható három példára vonatkozóan a keresztmetszet-terület ( $T$ ) értékeit, valamint a keresztmetszetre átlagolt szimulált örvényesség

értékeit ( $S$ ) a távolság ( $d$ ) függvényében. (Az egyszerűség kedvéért  $d$  a terepi adatoknál is a fő és mellékvályú középvezetési pontjától való távolságot jelöli.) E  $T(d)$  és  $S(d)$  függvényeket az ábrákon egymásra helyezve mutatjuk be, így a függvények változásai jól követhetőek. Megfigyelhető, hogy a  $T(d)$  és  $S(d)$  függvények alakjai, tágasságai, változásai hasonlóak. A két függvény adatpontjai (tehát az azonos  $d$  távolságban mért  $S$  és  $T$  értékek) közötti korreláció mindhárom esetre vonatkozóan  $R^2 > 0,8$  (42d. ábra). A tapasztaltak alapján feltételezhető az intenzív örvényesség és a helyi kiöblösödés közötti kapcsolat.



42. ábra. A 41. ábrán bemutatott terepi példavályúk  $T(d)$ , valamint az azonos paraméterrel a modellvályúkból elvégzett szimuláció  $S(d)$  függvényeinek összehasonlítása. ( $T$ : keresztmetszet-terület a terepi vályúban egy adott szelvény mentén;  $S$ : átlagos örvényesség a modellvályúban ugyanazon szelvény mentén.) Az (a-c) ábrák esetén zárójelben jelöltük a grafikonhoz tartozó megfelelő ábrát, valamint a kimért  $D_S$  érték mellett a terepi mintavályú  $D_T$  és egy megfelelő laboratóriumi vályú  $D_L$  mért szakasz hosszait. A (d) ábrán az egyes  $S$  értékeket ábrázoltuk a hozzá tartozó  $T$  érték függvényében, valamint jelöltük az ezekre illesztett lineáris függvény korrelációját. (Saját szerkesztés.)

A szimuláció eredményei és a terepi minták közös vizsgálatai alapján tanulmányoztuk a (16) kifejezéssel megadható  $S(d)$ \* függvényt. A tapasztalat arra utal, hogy az intenzív örvényes szakaszok ( $D_S$ ) kijelöléséhez a becsatlakozás előtti egyensúlyi örvényesség értékek (Mitre, 2018) helyett az egyes szimulációkból számított  $S(d)$  függvények lokális maximumait ( $S_{max}$ , 5. táblázat) kell figyelembe venni. Az örvényesség lokális maximumának ( $S_{max}$ , 5. táblázat) értéke (az  $\omega$  lokális maximum értékével egybevágóan) a lejtési és becsatlakozási

szögek növekedésével is emelkedő tendenciát mutat. A becsatlakozási szög változása jelentősebb hatást gyakorol  $S_{max}$  értékére, mint a lejtőszög változása (5. táblázat). Figyelembe véve  $S(d)$ \* függvényt az valószínűsíthető, hogy a terepi felmérés során a  $d_{T2}$  pont kijelölését sokkal inkább meghatározta a helyi kiöblösödés maximális keresztmetszetének mérete (vagyis az örvényesség maximális nagysága), mint a  $d_{T1}$  pont előtti vályúszakasz mérete.

5. táblázat. Az átlagos örvényesség lokális maximum értékei ( $S_{max}$ ) az  $S(d)$  függvényben.

Lejtő- szög ( $\alpha$ )	$S_{max}$ ( $s^{-1}$ )								
	$\varphi=10^\circ$	$\varphi=20^\circ$	$\varphi=30^\circ$	$\varphi=40^\circ$	$\varphi=50^\circ$	$\varphi=60^\circ$	$\varphi=70^\circ$	$\varphi=80^\circ$	$\varphi=90^\circ$
5	8,3029	7,1335	6,0219	11,6146	14,8609	16,6337	22,4504	22,5107	23,9322
10	8,5372	7,4973	6,3814	12,5790	17,9311	18,8060	23,7993	24,4615	24,7914
15	8,6924	7,6965	6,5191	13,0211	17,8668	19,4207	23,5360	25,3680	25,3855
20	8,8684	7,9310	6,7290	13,5421	18,7133	20,0992	24,3638	26,6003	26,2730
25	8,8640	7,9891	6,7813	13,7058	18,9101	20,1895	24,4622	27,1223	26,5556
30	9,0477	8,0804	6,8568	13,8663	19,0400	20,3151	24,5605	27,3307	26,8016
35	9,1877	8,2434	6,9856	14,1729	19,3647	20,6922	24,9887	28,0331	27,4402
40	9,2153	8,3178	7,0548	14,3439	19,5445	20,8528	25,1948	28,4391	27,7305
45	9,0978	8,3392	7,0956	14,4267	19,5714	20,8791	25,2719	28,8679	27,8995

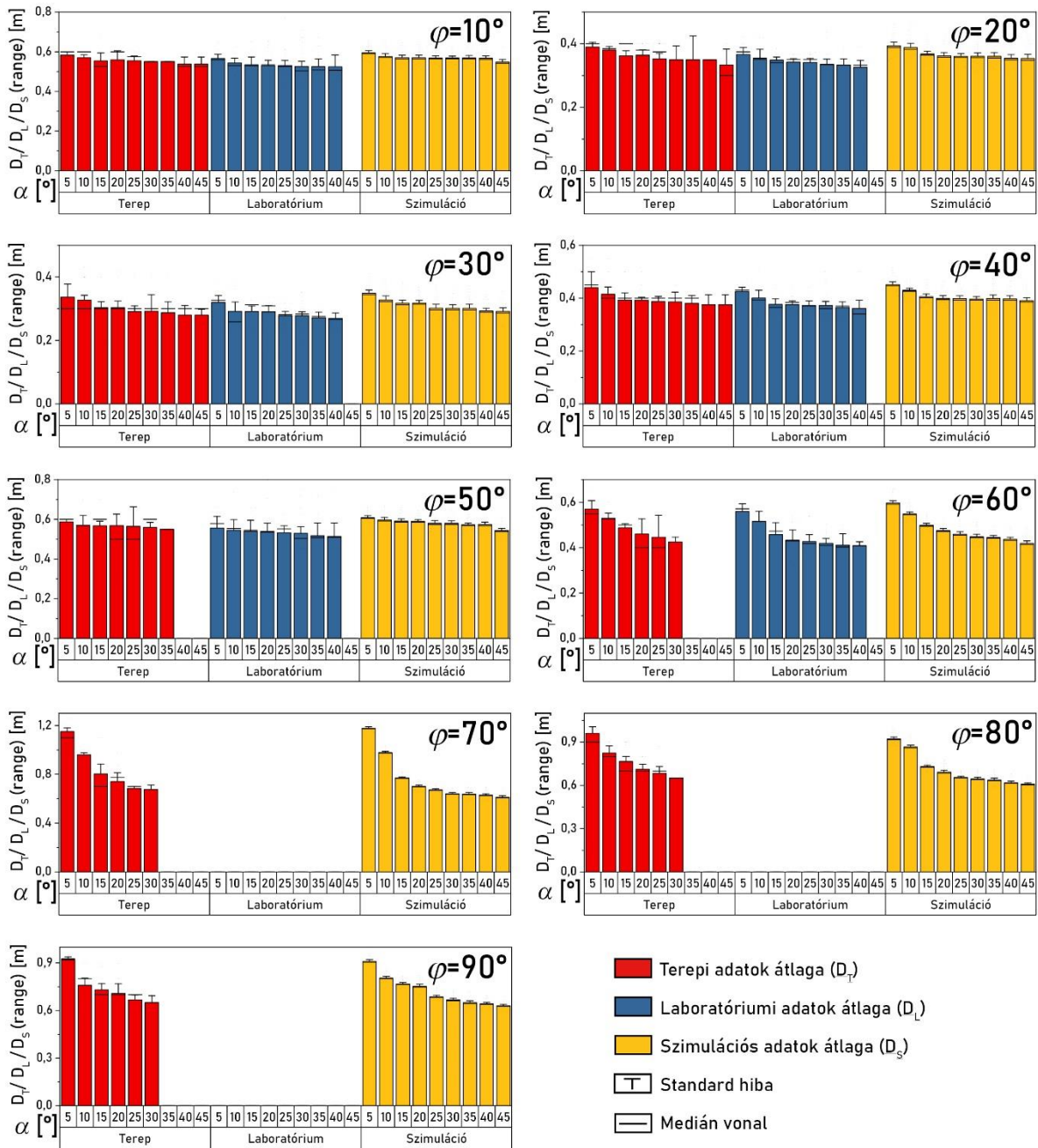
A 42. ábrákon jelöltük a terepi mintavályúk mért  $D_T$  szakasz hosszát, valamint az azonos paraméterű laboratóriumi  $D_L$ , valamint a szimulált modellkísérletben kijelölt  $D_S$  szakasz hosszát. Az egyes szakaszok hosszúsága egybevágó. A számítógépes vizsgálatok alapján úgy tapasztaltuk, hogy a (16)-ban a  $h$  együttható értékei  $0,24 < h < 0,41$  intervallumba esnek, az érték szóródásával a terepi mérés bizonytalansága modellezhető.

A  $D_S$  feltételezett valós értékét magába foglaló mintavételezést (26c. ábra) ennek figyelembevételével végeztük el a szimuláció minden  $S(d)$  függvényén. A mintavételezés eredményeül kapott egyes  $D_S$  értékek között az előzetes tanulmányozás alapján kiugró érték nem szerepelt a mért  $D_L$  és  $D_T$  szakaszok értékeihez viszonyítva. Ez az örvényes szakaszok kijelölésének feltehető helyességére utal.

### 5.3. A helyi kiöblösödés hossza

#### 5.3.1. A szakaszhosszak összevetése

Az előkészítő műveletek után rendelkezésünkre álltak a szimulációból meghatározott intenzív örvényes szakaszhosszak ( $D_S$ ), a terepen mért kiöblösödő szakaszhosszak ( $D_T$ ) és a laboratóriumban mért örvényes szakaszhosszak ( $D_L$ ) – a 16. ábrán bemutatott módon – adatcsaládokba rendezett értékei. Az egyes adatcsaládok átlagértékeit és néhány statisztikai mutatóját összesítve a 43. ábrán adjuk meg.



43. ábra. A  $D_L$ ,  $D_S$ ,  $D_T$  szakasz hosszak adatcsaládjainak statisztikai elemzése és átlagértékei ( $\underline{D}_L$ ,  $\underline{D}_S$ ,  $\underline{D}_T$ ). (Saját szerkesztés.)

Ezen felül a 6. táblázatban megadjuk a  $D_T$  értékek egyes adatcsaládjaira (16. ábra) vonatkozó terepi esetszámokat. Megfigyelhető, hogy  $\varphi > 50^\circ$  esetén nem fordulnak elő a terepen nagyobb dőléshez ( $\alpha > 30^\circ$ ) tartozó becsatlakozási esetszámok. Ennek tudható be, hogy a 43. ábra oszlopdiagramjaiban e feltételek teljesülése esetén  $D_T$ -re vonatkozóan nem teljes az adatsor. A  $D_L$  értékek esetén szintén észlelhetünk a 43. ábrán üres oszlopokat. A technikai korlátok miatt Deák et al. (2012) csak  $\varphi \leq 60^\circ$  becsatlakozási szögig bezárólag végzett kísérleteket  $\alpha \leq 40^\circ$

dőlésszögeken. A szimulációval mért  $D_S$  értékek azonban nem hiányosak, mivel minden lejtési és becsatlakozási szög esetére elvégeztük a kísérletet és meghatároztuk az intenzív örvényesség szakasz hosszát.

6. táblázat. A terepi felmérésből származó helyi kiöblösödés hosszúságok ( $D_T$ ) esetszám eloszlása lejtési és becsatlakozási szög családok szerint.

Lejtő- szög ( $\alpha$ )	Esetszám (db)								
	$\varphi=10^\circ$	$\varphi=20^\circ$	$\varphi=30^\circ$	$\varphi=40^\circ$	$\varphi=50^\circ$	$\varphi=60^\circ$	$\varphi=70^\circ$	$\varphi=80^\circ$	$\varphi=90^\circ$
5	6	5	9	5	11	5	9	19	18
10	18	8	29	19	18	11	15	21	23
15	18	29	24	35	26	8	13	28	23
20	9	18	34	28	23	16	10	16	21
25	10	18	14	4	8	8	9	8	6
30	3	4	5	5	10	4	2	1	3
35	1	2	8	5	1	0	0	0	0
40	4	2	5	2	0	0	0	0	0
45	4	3	5	2	0	0	0	0	0

A szakaszhosszak hasonlóságát azokon a csoportokon tudtuk vizsgálni, ahol kellő esetszám áll rendelkezésre. Az ANOVA vizsgálatot mindhárom csoportot ( $D_T$ ,  $D_L$ ,  $D_S$ ) figyelembe véve 45 esetben tudtuk elvégezni. Két csoport figyelembevételével  $D_T$  és a  $D_S$  esetén 21,  $D_L$  és  $D_S$  esetén 3 esetre tudtuk elvégezni a vizsgálatot. 12 esetben kizárólag csak  $D_S$  adattal rendelkezünk, így összehasonlító vizsgálatot nem tudunk végezni.

7. táblázat. A terepi ( $D_T$ ), laboratóriumi ( $D_L$ ) és szimulált ( $D_S$ ) szakaszhosszak ANOVA összevetésének eredménye  $\varphi=30^\circ$ ,  $\alpha=20^\circ$  esetére.

#### ÖSSZESÍTÉS

Csoportok	Darabszám	Összeg	Átlag	Variancia
Terep ( $D_T$ )	29	9,49	0,3272414	0,002949261
Laboratórium ( $D_L$ )	10	2,917	0,2917	0,0038169
Szimuláció ( $D_S$ )	21	6,884422	0,3278296	0,001464359

#### VARIANCIAANALÍZIS

Tényezők	SS	df	MS	F	p-érték	F krit.
Csoportok között	0,01067765	2	0,005338824	2,081219	0,134158	3,158843
Csoporton belül	0,1462186	57	0,002565239			
Összesen	0,1568962	59				

A 7. táblázatban példaként bemutatjuk az egyik elvégzett ANOVA vizsgálat részletes eredményét. Mivel  $F < F_{krit}$  és  $p > 0,05$  ezért a három adatcsalád átlagai között nincs szignifikáns

különbség. Az adatbázis további összes – azonos attribútummal rendelkező – adatsaládjának ANOVA vizsgálati eredményei a  $p \geq 0,063$  és  $F < F_{krit}$  értékekbe esnek bele, ami szintén kielégíti a vizsgálat számára megszabott két kritériumot ( $p > 0,05$  és  $F < F_{krit}$ ). A három forrásból származó adatok hasonló értéke és trendje a 43. ábrán szintén sejthető.

Amennyiben elfogadjuk azt a hipotézist, hogy az örvényesség és a helyi kiöblösödés között ok-okozati kapcsolat van, akkor a csoportokra elvégzett teszt eredménye ezt erősíti. Vagyis, az eredmény arra utal, hogy a CFD szimuláció valószínűleg elfogadhatóan közelíti a valós terepi állapotokat, tehát az ott bekövetkező örvényességet. Továbbá arra, hogy a terepi helyi kiöblösödések hasonló örvényesség hatására jöhetnek létre, mint amely közvetlenül a laboratóriumban (Deák et al., 2012) megfigyelhető és amit a szimuláció előzőekben bemutatott eredményeiben megfigyeltünk.

A terepi helyi kiöblösödések szakasz hosszainak további vizsgálata arra is utal, hogy a fővályú felső és alsó részén lévő becsatlakozásoknál mért  $D_T$  szakaszok hosszai nem mutatnak szignifikáns különbséget egymástól. Az azonos lejtési és becsatlakozási szögű (27. és 43. ábra) adatsaládokból külön-külön kiválogattuk azon becsatlakozások terepi  $D_T$  adatait, amelyek a fővályúba a vályú alsó elvégződésétől nézve a legfelső és amelyek a legalsó helyzetben csatlakoznak be. Ahol kellő elemszámú terepi adat gyűlt össze e két kiválogatott csoportba, ott elvégeztük az ANOVA vizsgálatot. A 8. táblázatban példaként megadjuk a legtöbb esetszámmal rendelkező két kiválogatott csoport ANOVA vizsgálat eredményeit. Ugyanezt a vizsgálatot az összes lehetséges kiválogatott csoport-párokra elvégezve az eredmények a  $p \geq 0,27$   $F < F_{krit}$  értékekbe esnek bele, ami kielégíti a vizsgálat számára megszabott két kritériumot ( $p > 0,05$  és  $F < F_{krit}$ ). Ez azt jelenti, hogy nincs szignifikáns különbség a  $D_T$  szakasz hosszak között, ha azokat a fővályú alsó vagy felső részén mérjük. Sőt, a magas  $p$  érték meglehetősen csekély eltérésre utal.

Az előbbi eredmény értelmezéshez a korábban elvégzett model-1 kísérlet mellé bevontuk a model-2-vel végzett kiegészítő kísérlet eredményeit. A 44. ábrán két minta keresztmetszetet mutatunk be a szimulációból, amely a model-1 és modell-2 azonos  $\alpha = 15^\circ$  és  $\varphi = 90^\circ$  paraméterekkel rendelkező mellékvályú becsatlakozásaitól megegyező távolságban lett felvéve. A  $\varphi = 90^\circ$ -os becsatlakozás folyásirányban a legalsóbb helyzetű mellékvályú a modell-2-ön (23. ábra). A létrejövő örvények szerkezete eltérő (44. ábra), viszont vizsgálataink szerint az örvények helye, kiterjedése, hossza mindkét modellben felismerhető és egybevágó. Erre utal az is, hogy a modell-1 és modell-2 mérésekből származó  $S(d)$  függvényeket (megfelelő transzformáció után) együtt vizsgálva adatpontjaik közötti korreláció  $R^2 \approx 0,9$ .



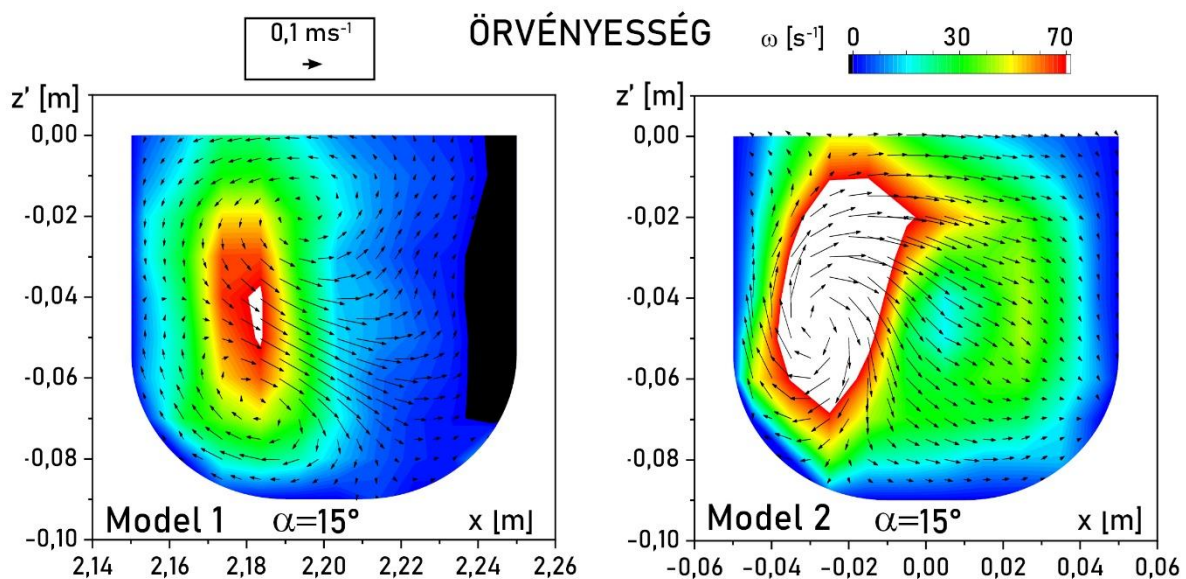
8. táblázat. A fővályúkba legfelső és legalsó helyzetben becsatlakozó mellékvályúk hatására kialakuló  $D_T$  szakaszok hosszára elvégzett ANOVA teszt eredményei  $\varphi=40^\circ$ ,  $\alpha=15^\circ$  esetén.

#### ÖSSZESÍTÉS

Csoportok	Darabszám	Összeg	Átlag	Variancia
Becsatlakozás legalsó helyzetben ( $D_T$ )	4	1,58	0,395	0,006766667
Becsatlakozás legfelső helyzetben ( $D_T$ )	4	1,4	0,35	0,01

#### VARIANCIAANALÍZIS

Tényezők	SS	df	MS	F	p-érték	F krit.
Csoportok között	0,00405	1	0,00405	0,483101	0,513025	5,987378
Csoporton belül	0,0503	6	0,008383333			
Összesen	0,05435	7				



44. ábra. Szimulált sebesség és örvényesség eredményei a modell-1 és 2-ben. A folyásirányban 0,1 méterrel a becsatlakozási pont ( $T_0$ ) alatt felvett szelvényen ábrázoltuk a sebességvektorokat ( $v_x$  és  $v_z$ ) és az örvényességet ( $\omega$ ). Mindkét modellben a becsatlakozási szög ( $\varphi=90^\circ$ ) és a lejtőszög ( $\alpha=15^\circ$ ) paraméterei azonosak. (Saját szerkesztés.)

Vagyis, a szimuláció is arra utal, hogy a terepi helyi kiöblösödés szakasz hosszát ( $D_T$ ) nem módosítja több felsőbb helyzetű (elegendő távolságra lévő) mellékvályú sem. Egyben az is belátható, hogy a  $D_S$  kimérésére elegendő volt a modell-1-gyel végzett, más vályúktól zavartalan szimuláció alkalmazása. Ezek az eredmények jelzik, hogy a kiöblösödés létrejötte független a vályúszakaszon elfoglalt helytől, viszont függ a mellékvályú jelenlététől. Az

eredmények erősítik Veress et al. (2011) korábbi terepi tapasztalatait is, miszerint a vályúrendszerek folyásirányban alsóbb helyzetű mellékvályúi hatására is létrejön a helyi kiöblösödés.

### 5.3.2. A helyi kiöblösödés szakasz hosszának lejtési és becsatlakozási szögtől való függése

Miután a három adatforrásból származó adatok ( $D_T$ ,  $D_L$ ,  $D_S$ ) átlagértékei nem különböztek szignifikánsan egymástól, elvégeztük azon terepi, laboratóriumi és szimulációs szakasz hosszak átlagolását, amelyek azonos  $\varphi$  és  $\alpha$  attribútumokkal rendelkeztek. Így megkaptuk a  $D$  szakasz hossz értékeit (27. ábra, 9. táblázat).

Azon adatsaládok esetén, ahol csak szimulált értékek álltak rendelkezésre, vagy nem volt kellő esetszám az ANOVA vizsgálathoz, elfogadtuk, hogy e családok sem különbözhetnek szignifikánsan egymástól, tekintettel a többi adatsalád egybevágó ANOVA vizsgálati eredményére. Így a 9. táblázatban mind a 81 lehetséges kombinációra meg tudtuk adni  $D$  értéket.

9. táblázat. A  $D$  szakasz hosszak értékei a terepi, laboratóriumi és szimulációs mérések átlaga alapján.

Lejtő- szög ( $\alpha$ )	A $D$ szakaszok hossza [m]								
	$\varphi=10^\circ$	$\varphi=20^\circ$	$\varphi=30^\circ$	$\varphi=40^\circ$	$\varphi=50^\circ$	$\varphi=60^\circ$	$\varphi=70^\circ$	$\varphi=80^\circ$	$\varphi=90^\circ$
5	0,5814	0,3832	0,3352	0,4386	0,5843	0,5755	1,1639	0,9415	0,9145
10	0,5632	0,3732	0,3156	0,4148	0,5704	0,5308	0,9690	0,8452	0,7819
15	0,5526	0,3596	0,3039	0,3917	0,5664	0,4813	0,7864	0,7481	0,7490
20	0,5530	0,3560	0,3038	0,3890	0,5656	0,4566	0,7210	0,7023	0,7304
25	0,5513	0,3515	0,2904	0,3859	0,5588	0,4443	0,6785	0,6696	0,6766
30	0,5481	0,3487	0,2905	0,3850	0,5564	0,4311	0,6580	0,6473	0,6586
35	0,5479	0,3480	0,2871	0,3813	0,5470	0,4284	0,6382	0,6373	0,6491
40	0,5428	0,3435	0,2808	0,3779	0,5440	0,4228	0,6296	0,6186	0,6427
45	0,5428	0,3435	0,2858	0,3826	0,5434	0,4193	0,6115	0,6078	0,6296

A közölt  $\varphi$  és  $\alpha$  értékek közé eső  $D$  szakasz hosszak értékeire első közelítésben a 9. táblázat adatai alapján lineáris interpolációval következtethetünk. Azonban megadunk egy a 9. táblázat értékeire illesztett kétváltozós (Taylor-polinom formájú)  $D(\alpha, \varphi)$  függvényt is, amely egy felületet képez a 3 dimenziós koordináta térben. Ez a felület (45. ábra) a

$$D(\alpha, \varphi) = F \cdot \alpha^G \quad (18)$$

függvénnyel közelíthető (45. ábra), ahol

$$F = \sum_{n=0}^{25} A_n \cdot \varphi^n \quad (19)$$

és

$$G = \sum_{n=0}^9 B_n \cdot \varphi^n \quad (20)$$

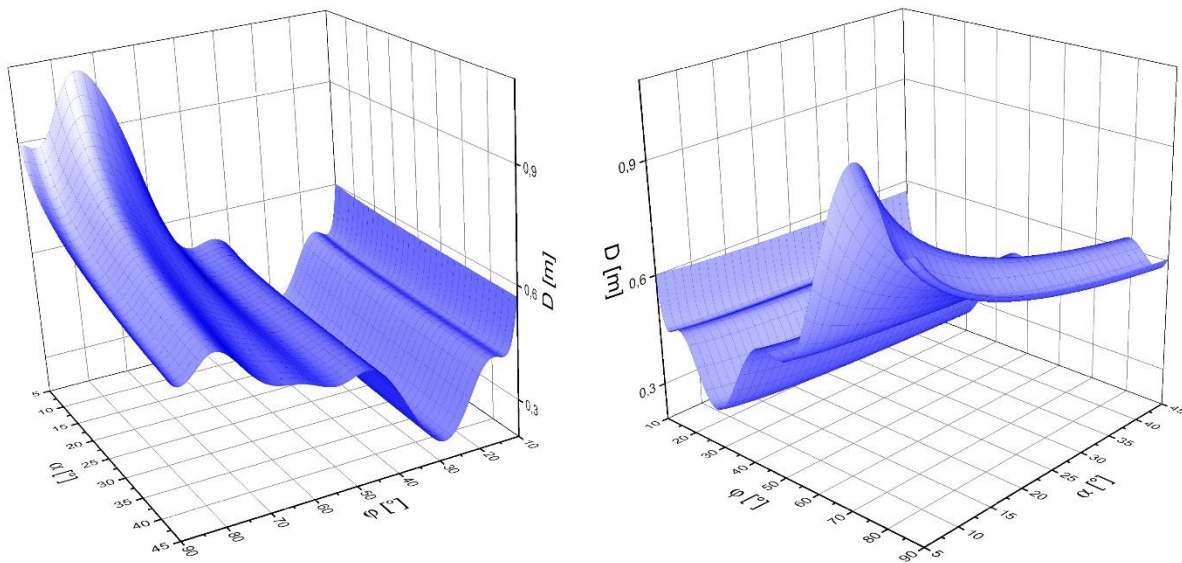
az  $A_n$  és  $B_n$  együtthatókat pedig a 10. táblázat tartalmazza. A függvény értelmezési tartománya  $5^\circ \leq \alpha \leq 45^\circ$  és  $10^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$ . A függvény alkalmazásával tetszőleges lejtési és becsatlakozási szögre közelíthető a helyi kiöblösödés legvalószínűbb hosszát megadó  $D$  érték, valamint a függvény tendenciái is jellemezhetőek.

10. táblázat: A 45. ábrán bemutatott  $D(\alpha, \varphi)$  empirikus függvény együtthatói.

<b>n</b>	<b>A<sub>n</sub></b>	<b>B<sub>n</sub></b>
<b>0</b>	-130,290124876747	-0,88023415920365
<b>1</b>	-59,7639328674748	0,294783451680774
<b>2</b>	65,2833346207376	-0,0417222184873664
<b>3</b>	-21,2484460277624	0,00317687545864843
<b>4</b>	3,89370222520203	-0,000144220313840975
<b>5</b>	-0,471444034389494	0,0000040417318701551
<b>6</b>	0,0405421557626307	-6,99904044377469·10 <sup>-8</sup>
<b>7</b>	-0,00257205404136738	7,2535529561306·10 <sup>-10</sup>
<b>8</b>	0,000122600130867329	-4,1093451799014·10 <sup>-12</sup>
<b>9</b>	-4,3967068841243·10 <sup>-6</sup>	9,76742213852378·10 <sup>-15</sup>
<b>10</b>	1,15937951246581·10 <sup>-7</sup>	-
<b>11</b>	-2,06587561609165·10 <sup>-9</sup>	-
<b>12</b>	1,61047708784244·10 <sup>-11</sup>	-
<b>13</b>	3,49259226550956·10 <sup>-13</sup>	-
<b>14</b>	-1,59339223089587·10 <sup>-14</sup>	-
<b>15</b>	3,26632529586713·10 <sup>-16</sup>	-
<b>16</b>	-4,27562053299252·10 <sup>-18</sup>	-
<b>17</b>	3,5073574994288·10 <sup>-20</sup>	-
<b>18</b>	-1,08765329876184·10 <sup>-22</sup>	-
<b>19</b>	-1,44455435751583·10 <sup>-24</sup>	-
<b>20</b>	2,56577739226089·10 <sup>-26</sup>	-
<b>21</b>	-2,13509446378183·10 <sup>-28</sup>	-
<b>22</b>	1,12134877240165·10 <sup>-30</sup>	-
<b>23</b>	-3,79731440344366·10 <sup>-33</sup>	-
<b>24</b>	7,65312294650846·10 <sup>-36</sup>	-
<b>25</b>	-7,03404522851532·10 <sup>-39</sup>	-

Az illesztett felület  $R^2$  értéke 0,964. Az illesztés megbízható a legtöbb  $\alpha$  és  $\varphi$  érték esetén. Az illesztett függvény azokon a helyeken pontatlanabb, ahol a  $D$  értékek rövid szakaszon jelentősen változnak.

A 45. ábrán látható függvény tanulmányozása alapján belátható, hogy bármely  $\varphi$  (becsatlakozási szög) értéket is tekintjük, a  $D$  értéke a kisebb dőlésszög ( $\alpha$ ) esetén nagyobb és az a lejtőszög emelkedésével fokozatosan csökken. Megfigyelhető az is, hogy bizonyos lejtőszögek felett az  $\alpha$  növelésével nincs jelentős csökkenés a  $D$  értékében. Az is megfigyelhető, hogy  $\varphi \leq 60^\circ$  esetén a lejtőszög növekedésével  $D$  érték csökkenése mérsékelt, azonban ennél nagyobb  $\varphi$  esetén a csökkenés markáns.



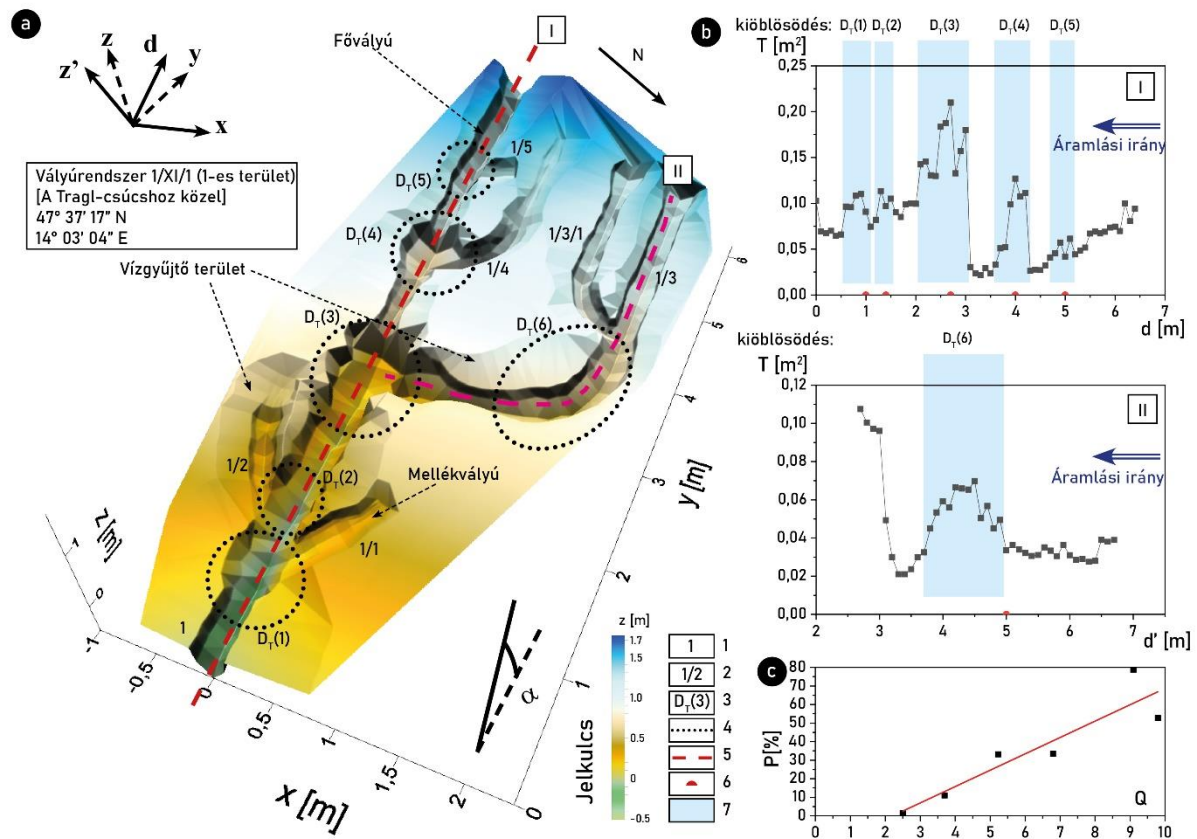
45. ábra: A  $D(\alpha, \varphi)$  függvény ábrázolása. (Saját szerkesztés.)

Bármely  $\alpha$  (dőlésszög) is tekintjük, a  $D$  értékében a becsatlakozási szög ( $\varphi$ ) emelkedésével átlagosan emelkedő tendencia mutatkozik. Ezt a tendenciát lokális csökkenések és növekedések jellemzik. A  $\varphi$  (becsatlakozási szög) változása szerint  $D$ -ben három lokális maximumot is meg lehet figyelni:  $\varphi=10^\circ$ ;  $\varphi=50^\circ$ ;  $\varphi=70^\circ$ . Megállapítható az is, hogy  $\varphi=30^\circ$  esetén fordulnak elő a legkisebb  $D$  értékek (45. ábra, 9. táblázat).

A három adatsor ( $D_T$ ,  $D_L$ ,  $D_S$ ) közül a terepi helyi kiöblösödések szakasz hosszainak ( $D_T$ , 43. ábra) szórása a legnagyobb. Ez azt jelenti, hogy a terepen a helyi kiöblösödés valós hosszának felismerési hibája viszonylag nagy. A mérőszalagról történő leolvasás hibája (amely kb.  $\pm 0,005$  m) elhanyagolhatónak vehető. A nagyobb mérési hiba abból adódhat, hogy valami terepi hatás(ok) miatt az egyes helyi kiöblösödések szakaszát nem jól határolták be a felmérés végzők. A következőkben a valós  $D_T$  szakasz hosszak pontos mérését befolyásoló zavaró hatások kerülnek fókuszba, amelyek ismeretében a vályúfejlődésre lehet következtetni.

### 5.3.3. A vízgyűjtő hatása a helyi kiöblösödés hosszára

A közvetlen vízgyűjtőről befolyó víz a helyi kiöblösödés hosszát megváltoztatja. Példaként bemutatjuk egy vízgyűjtővel és kifejlődött mellékvályúkkal rendelkező vályúrendszer vizsgálatát. A kiválasztott példavályú térbeli leképezését a 46a. ábrán szemléltetjük. A 46b. ábrán megadjuk a fővályúra és a legnagyobb mellékvályúra vonatkozóan a – 46a. ábrán jelölt két szelvény mentén – felvett  $T(d)$  függvényeket. A 46b. ábrán jelöltük az egyes mellékvályúk becsatlakozási helyeit is. Látható az egyes becsatlakozási pontoknál, hogy a mellékvályúk hatása a fogadó vályú  $T(d)$  függvényében felismerhető, a vályú keresztmetszete jól behatárolható szakaszok mentén lokálisan megnövekszik. A helyi kiöblösödések szakaszainak e vályúrendszerben mért terepi hosszát ( $D_T$ , 46b. ábra) a függvényekben szintén jelöltük.



46. ábra. Egy rinnenkarr rendszer 3-dimenziós leképezése és terepi adatainak elemzése. (a) Az 1/XI/1 jelzésű vályúrendszer digitális térmodellje. (b) A keresztmetszet-terület ( $T$ ) a távolság ( $d$ ) és ( $d'$  – lásd. 39. ábra) függvényében, a becsatlakozó mellékvályúk helyeinek ( $d_{T0}$ ) jelölésével. (c) Az eltérés mértékét jelző  $P$  érték a becsült vízgyűjtőről befolyó vízmennyiség ( $Q$ ) függvényében. Jelmagyarázat: 1. Fővályú jelölése. 2. Mellékvályúk jelölése. 3. Helyi kiöblösödések jele. 4. Helyi kiöblösödések helye. 5. Szelvények, amelyek mentén vizsgáltuk az egyes  $T$  értékeket. 6. Becsatlakozási pontok helye ( $d_{T0}$ ). 7. Helyi kiöblösödés szakasza. (Saját szerkesztés.)

A 46c. ábrán megadjuk a  $P$  értékeket (tehát a terepen mért egyes  $D_T$  értékek %-os eltérését a legvalószínűbb  $D$  értéktől, lásd. 17-es kifejezés) az egyes helyi kiöblösödő szakaszokhoz számított vízfelhalmozódás ( $Q$ , 21. ábra) függvényében. Megállapítható, hogy a helyi kiöblösödések mért szakaszossza ( $D_T$ ) a helyi kiöblösödések legvalószínűbb szakaszosságától ( $D$ ) annál jobban eltér ( $P$ ), minél nagyobb a kiöblösödő szakasznál a vízgyűjtőről történő vízbefolyás ( $Q$ , 46c. ábra).

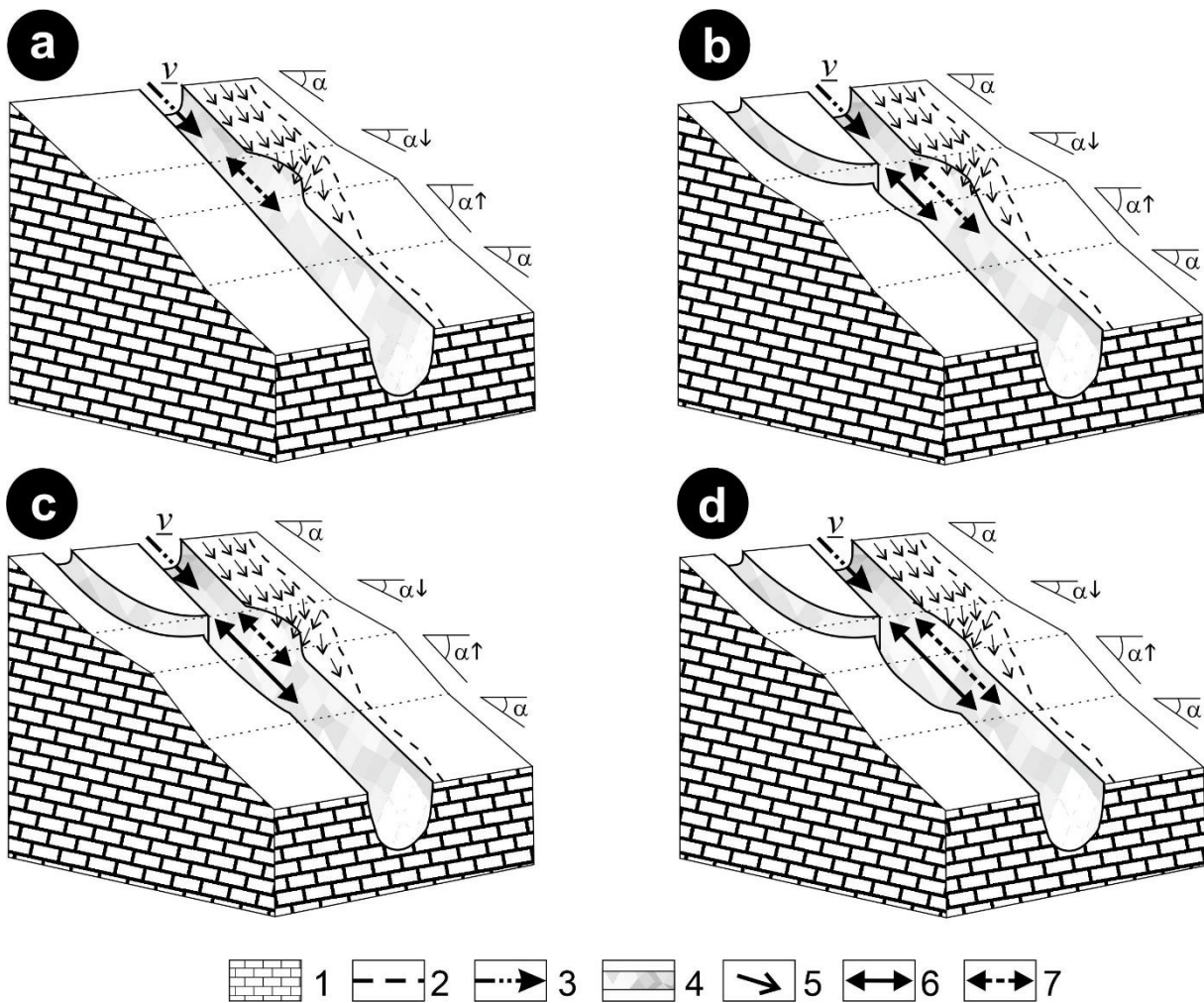
A terepi adatbázisban azoknál a vályúbecsatlakozásoknál, ahol a terepi adatfelvétel a fővályú közvetlen vízgyűjtőjét is felmérte, a bemutatott példának megfelelően számítottuk a  $Q$ , valamint a  $P$  értékeit. A kapott eredményt célirányosan a  $P$  értékek intervallumai szerinti bontásban összesítettük a 11. táblázatban.

11. táblázat. Az átlagos eltérés mértéke  $D_T$  és  $D$  között ( $P$ ) és az átlagos összegyűlt vízmennyiség ( $Q$ ) értékei néhány helyi kiöblösödés esetén.

$P$ érték intervallum [%]	$P$ átlagértéke [%]	$Q$ átlagértéke	Esetszám [db]
0 – 10	4,14	12,88	76
10 – 20	12,79	18,29	39
20 – 30	24,94	35,51	19
30 – 40	34,73	36,41	12
40 –	49,95	46,39	12

A 46c. ábrával összhangban a 11. táblázat eredményei szintén arra utalnak, hogy minél több a helyi kiöblösödés szakaszán a közvetlen vízgyűjtőről beáramló vízhozam ( $Q$ ), annál jobban eltér ( $P$ ) annak mért hossza ( $D_T$ ) a zavaró hatásoktól mentes, feltehetően valós szakaszosságtól ( $D$ ). Ezt úgy értelmezzük, hogy a helyi kiöblösödés markáns megjelenése és morfológiája a vízgyűjtőről befolyó víz mérsékelt oldóhatása következtében megváltozik. Ebből következik, hogy a terepi felmérés során annál nehezebb a mellékvályú okozta helyi kiöblösödés valós hosszát felismerni és lehatárolni, minél nagyobb a közvetlen vízgyűjtője. Vagyis, más szóval, a vízgyűjtőről a helyi kiöblösödés szakaszán befolyó vízmennyiséggel arányosan növekszik a helyi kiöblösödés pontos hosszának felismerési nehézsége.

Csak a vízgyűjtő hatását jól mutatja, hogy a vízgyűjtőn kis szakaszon koncentrálandó víz a fővályú keresztmetszetét adott, jól elkülönülő, lehatárolható szakasz mentén is megnövelheti (33. ábra). E jelenség arra utal, hogy a helyi kiöblösödés formálódása még a mellékvályú (felismerhető) kialakulása előtt megkezdődik a jelentős vízösszegyűlés helyein (47a. ábra). Vagyis, az összegyűlt víz fővályúba áramlása még a mellékvályú kialakulása előtt szerepet játszhat az intenzív lokális örvényes szakasz kialakításában. E folyamatra utal az a korábban megfigyelt és vizsgált (Veress et al., 2016) jelenség is, amely szerint még a később kialakuló mellékvályúknál is markáns a lokális vályúnövekedés (helyi kiöblösödés).



47. ábra. A vízgyűjtő lehetséges hatása a mellékvályú becsatlakozásnál. (a) Csak keresztmetszet-növekedés (formálódó helyi kiöblösödés) jön létre, mellékvályú még nincs jelen. (b) A vízgyűjtő hatása növeli a helyi kiöblösödés felismerhető hosszát. (c) A vízgyűjtő hatása mérsékli a helyi kiöblösödés felismerhető hosszát. (d) A vízgyűjtő hatása nem módosítja a helyi kiöblösödés mellékvályú hatására kialakuló valódi hosszát. Jelmagyarázat: 1. Mészkö. 2. Vízgyűjtő határa. 3. Vízáramlás iránya a fővályúban. 4. Rinnenkarr. 5. Vízgyűjtőn mozgó víz iránya. 6. Mellékvályú okozta kiöblösödés szakaszhossza vízgyűjtő hatása nélkül. 7. Terepen felismerhető helyi kiöblösödés szakaszhossza. (Saját szerkesztés.)

A közvetlen vízgyűjtő közelében létrejövő mellékvályú becsatlakozások helyi kiöblösödéseinek vizsgálata (46. ábra) és a terepi tapasztalatok szerint a fővályú helyi kiöblösödésében a közvetlen típusú vízgyűjtő és a mellékvályú együttes hatása az alábbiak szerint nyilvánulhat meg:

- becsatlakozás közelében a vízgyűjtőről beáramló víz hosszabb szakaszon okoz keresztmetszet növekedést, mint a mellékvályú és ezért a várható valós értéknél hosszabb  $D_T$  szakaszok mérhetőek, mivel a helyi kiöblösödés morfológiájának megváltozása miatt a terepen nehezen ismerhető fel ilyenkor annak tényleges hossza (47b. ábra);

- becsatlakozás közelében rövidebb szakaszon okoz a vízgyűjtőről beáramló víz keresztmetszet növekedést, mint a mellékvályú, ekkor a valós értéknél rövidebb  $D_T$  szakaszok mérhetőek, szintén az előző ok miatt (47c. ábra);
- a becsatlakozó vályú hatása a domináns, a vízgyűjtőről befolyó víz hatása elhanyagolható, ekkor a kiöblösödés hosszát csak a mellékvályú határozza meg, így az örvényesség valódi hosszával viszonylag egybevágó  $D_T$  szakasz mérhető (47d. ábra).

#### 5.3.4. A helyi kiöblösödés hossza sűrűn és ritkán mellékvályús részeken

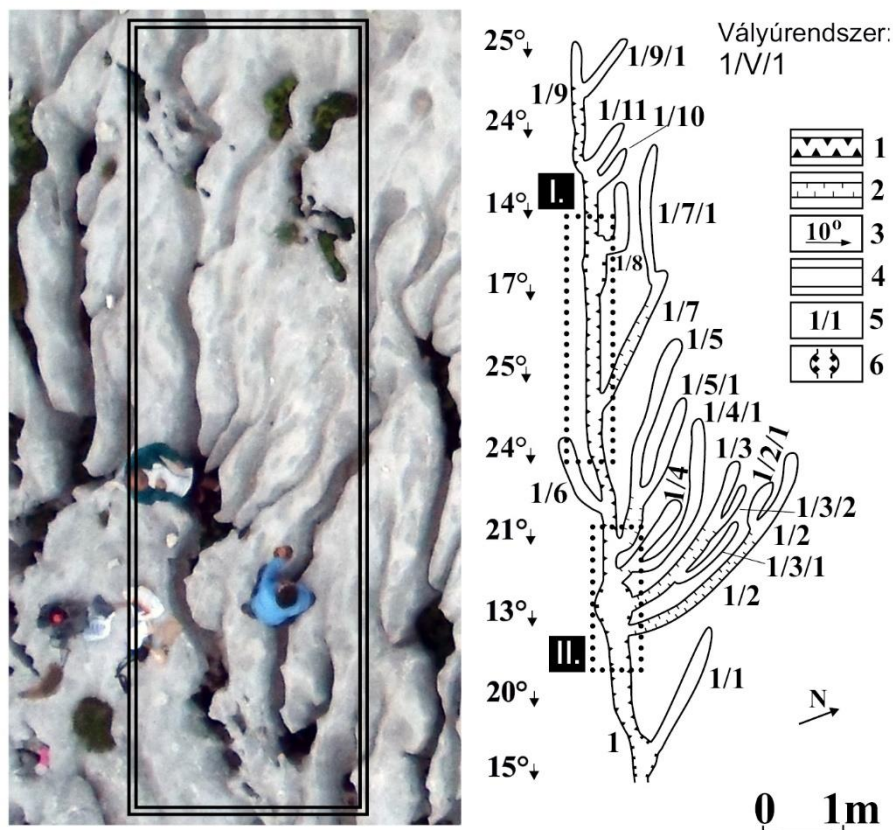
A helyi kiöblösödés hosszát a becsatlakozó mellékvályúk egymástól való távolsága (sűrűsége) is befolyásolja. Korábban láttuk, hogy a felsőbb helyzetű mellékvályúk (elegendő távolság esetén) nem befolyásolják a  $D_T$  szakasz hosszát. Azonban, a terepi esetek 57,3 %-a (455 db mellékvályú, 3. táblázat) esetén a mellékvályúk közelében van legalább egy további becsatlakozó mellékvályú és ezek látszólagosan egy közös helyi kiöblösödő formába (ami lehet madáritató vagy kürtő is) csatlakoznak be.

A sűrűn mellékvályús, H2 és H3 típusú becsatlakozások egy vályúrendszeren belül egynél többször is előfordulhatnak (30. ábra). A madáritató vályúrészek – amelyeket korábban részletesen is vizsgáltak (Horváth & Zentai, 1995) – így nem ritkák. A többszörös becsatlakozásokra jellemző, hogy azok közös helyi kiöblösödő részei a mellékvályús szakaszuk mentén egybefüggőnek tűnik és nehezen különíthető el az egyes mellékvályúk hatása (18. ábra). Ez a közös helyi kiöblösödő rész a mellékvályúmentes, kisebb keresztmetszetű vályú részekről azonban elkülönül.

Példaként egy terepi vályúrendszerben (48. ábrán látható 1/V/1 jelzésű) kétféle mellékvályú mintázatot választottunk ki: egyik esetben 2 darab felsőbb helyzetű mellékvályú van (I-es része a fővályúnak a 48. ábrán), a másik esetben alsóbb helyzetben 4 darab mellékvályú van (II-es része a fővályúnak a 48. ábrán). A 49. ábrán a kiválasztott felsőbb és alsóbb helyzetű vályúrésznek a felmért adatok alapján elkészült mérethelyes térképét mutatjuk be. A felsőbb helyzetűnél (I-es vályúrész), ahol a mellékvályúk távolsága nagyobb, mint a helyi kiöblösödés legvalószínűbb szakaszossza ( $D$ ), a helyi kiöblösödések elkülönülnek (49. ábra). Az alsóbb helyzetű szakasznál (II-es vályúrész), ahol a mellékvályúk távolságai kisebbek, mint a helyi kiöblösödés legvalószínűbb szakaszossza ( $D$ ), egyetlen, nem elkülönülő közös helyi kiöblösödés (kürtő-szerű forma, 49. ábra) van.



Észrevehető (49. ábra), hogy az I-es terület esetében a helyi kiöblösödések hosszai ( $D_T$ ) hasonlóak az azonos paraméterekkel rendelkező helyi kiöblösödés legvalószínűbb szakaszhoz (D). Míg a II-es terület esetében csak a teljes közös helyi kiöblösödés hossza állapítható meg egyértelműen. Itt az egyes mellékvályúk okozta helyi kiöblösödések elkülönítése bizonytalan. Vagyis a II-es terület esetében az egyes mellékvályúkhöz tartozó különálló  $D_T$  szakaszok mérése a fővályúban nagyobb hibát hordozhat, ha azok egyáltalán elkülöníthetőek.

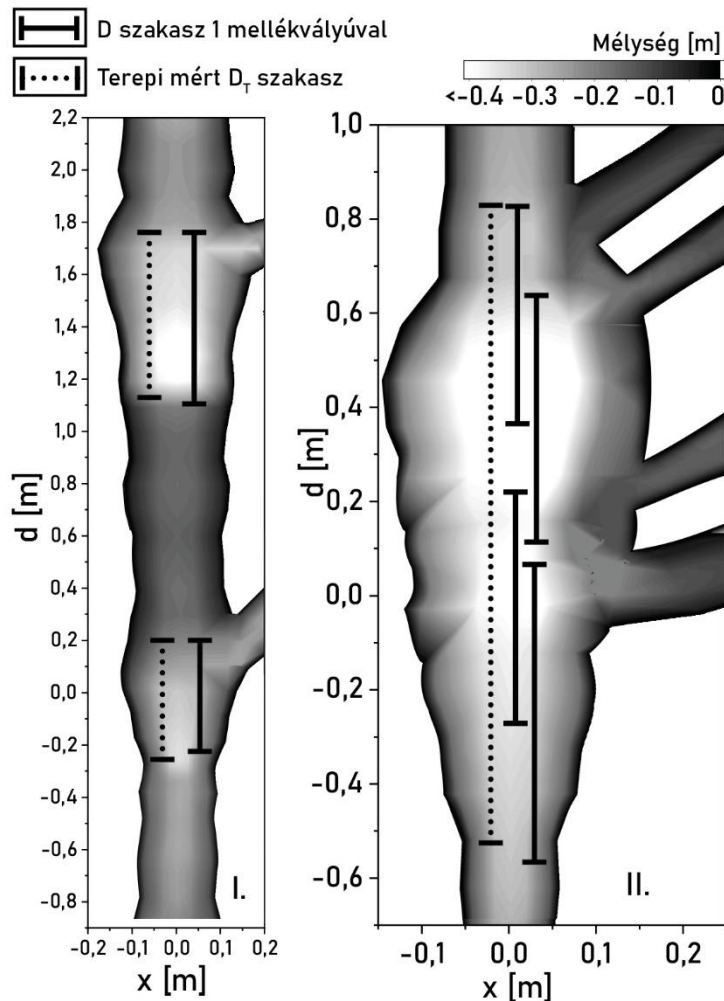


48. ábra. Az 1/V/1 terepi vályúrendszer és azon két vizsgált vályúrész. Jelmagyarázat: 1. Fővályú. 2. B típusú mellékvályú. 3. Lejtőszög és a lejtő dőlésiránya. 4. A típusú mellékvályú. 5. Vályú azonosító jele. 6. Jelentősebb helyi kiöblösödés. (Fotó: Kalmár Sándor Flóris, saját szerkesztés.)

A jelenség hátterét a model-3 modellkísérlettel értelmeztük. A 2-6 mellékvályús modellkísérletben az örvényesség elhelyezkedését az 50. ábrán mutatjuk be.

A 51. ábra grafikonján – amely a keresztmetszetre átlagolt örvényesség értékeit ábrázolja a távolság függvényében,  $S(d)$  – azt mutatjuk be, hogy mi történik az intenzív örvényes szakaszhosszal, amikor a becsatlakozó mellékvályúk száma növekedik. Az 51. ábrán jelöltük a lokális maximumok helyeit és a grafikonok morfológiája, valamint a korábban alkalmazott módszer alapján a felismerhető intenzív örvényes szakaszhosszakot ( $D_S$ ). Az 1 darab

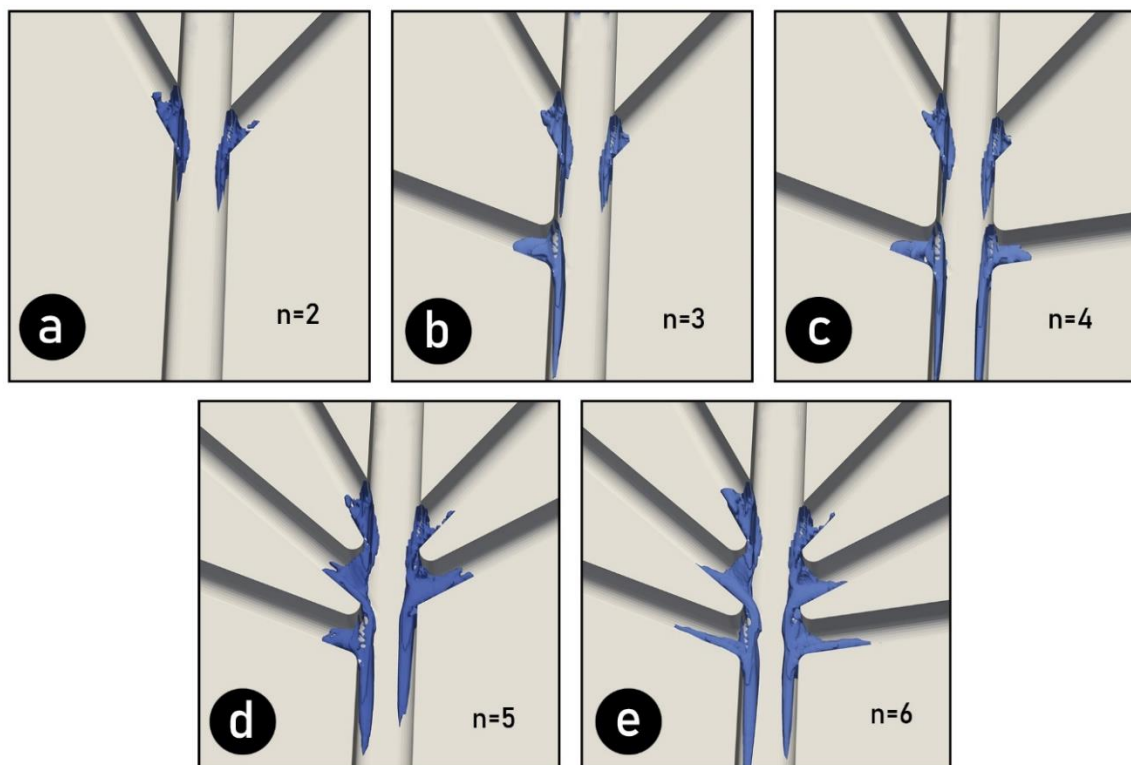
mellékvályúval rendelkező becsatlakozás szimulált eredményeit itt most nem jellemezzük, hiszen azt a 37. és 42. ábrán bemutatott kísérleti eredményeknél már megtettük.



49. ábra. Az 1/V/1 terepi vályúrendszer 48. ábrán kijelölt két vizsgált részének térképe, relatív mélységek ábrázolásával. (Saját szerkesztés.)

A 2 db mellékvályús kísérlet (50a. ábra) eredményei alapján az azonos ponton becsatlakozó mellékvályúk (szimmetrikus) nem nyújtják meg lényegesen az örvényes szakasz hosszát (51. ábra). Vagyis, az aszimmetrikus és szimmetrikus becsatlakozás esetén is az örvényes szakaszhosszak hasonlóak. Azonban, e modellkísérletben az egy mellékvályús kísérlethez képest nagyobb az örvényesség keresztmetszetre számított átlagértéke ( $S$ ) a becsatlakozási pontok környezetében (51. ábra). Ha a szimmetrikus mellékvályúk becsatlakozási szöge eltérő, a hosszabb intenzív örvényes szakaszhosszt létrehozó becsatlakozás hatása jelenik meg az  $S(d)$  függvény alakjában. Az örvényesség átlagértéke ( $S$ ) a becsatlakozástól vett távolsággal fokozatosan lecsökken, az egy mellékvályús kísérlet adataihoz hasonló tendenciát követve.

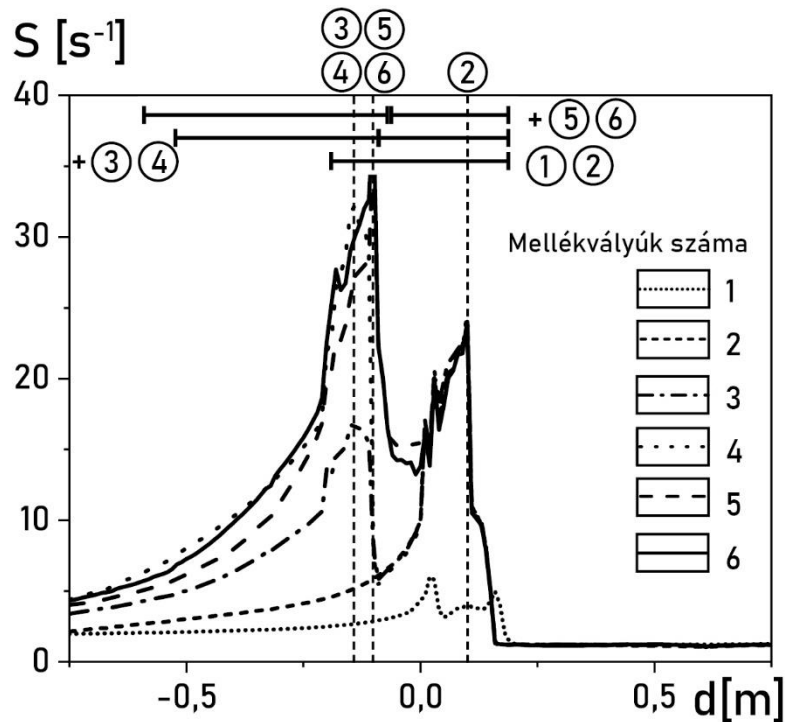
A 3 db és 4 db mellékvályús kísérlet (50b, 50c. ábrák) eredményei szerint a legfelső (1 és 2 jelű, 23b. ábra) mellékvályúk hatása a fővályú áramlásában az előző kísérletben látott tendenciát eredményezi. Majd az újabb mellékvályú és mellékvályú pár (3-as majd 4-es jelzésű, 23b. ábra) becsatlakozásánál a tendencia megszakad, az  $S$  értékei újra emelkedni kezdenek és újabb örvényes szakasz jön létre. Ezért, az  $S(d)$  függvényben (51. ábra) két lokális maximum és két örvényes szakasz hossz különíthető el. A folyásirányban első szakasz hossz a korábbi esethez képest rövidebb. A második szakasz hossz teljesen ki tud fejlődni és az  $S(d)$  függvény értékei hasonló függvényalakot vesznek fel, mint az 1 és 2 mellékvályús kísérletben tapasztaltuk. Itt is észlelni, hogy a szimmetrikus becsatlakozás az  $S$  értékét a becsatlakozási pontban markánsabban megnöveli. A becsatlakozási pontoktól távolodva az  $S(d)$  függvény értékei fokozatosan közelítenek az 1 mellékvályúval végzett korábbi kísérlet értékeihez. Vagyis, az örvényesség átlagos értéke a távolság függvényében ismét fokozatosan csökken.



50. ábra. A modell-3-ban szimulált örvényesség eredményei  $n=2 \rightarrow 6$  db mellékvályú becsatlakozása esetén,  $\alpha=5^\circ$  lejtésen. (Saját szerkesztés.)

Az 5 db és 6 db mellékvályús kísérlet (50d., 50e. ábrák) eredményei szerint a köztes (és kis távolságra lévő) becsatlakozó mellékvályúknál (az 5-ös majd 6-os jelzésű, 23b. ábra) kialakult intenzív örvényesség összeér a legalsó mellékvályúk (3-as és 4-es jelzésű, 23b. ábra) által gerjesztett örvényes szakasszal. Ezesetben nem különíthető el külön örvényes szakasz hossz az

új vályú(pár) (5. és 6.) becsatlakozásánál. Úgy érzékelhető, mintha a 3. és 4. jelzésű mellékvályúk generálta örvényes szakaszok a becsatlakozó új vályú(pár) (5. és 6.) becsatlakozási távolságával megnövekszik. Ebben a modellkísérletben is észlelhető, hogy az  $S$  értékei a becsatlakozási pontoktól távolodva fokozatosan közelítik az egy mellékvályús becsatlakozás ugyanezen a fővályú szakaszon vett értékeit.



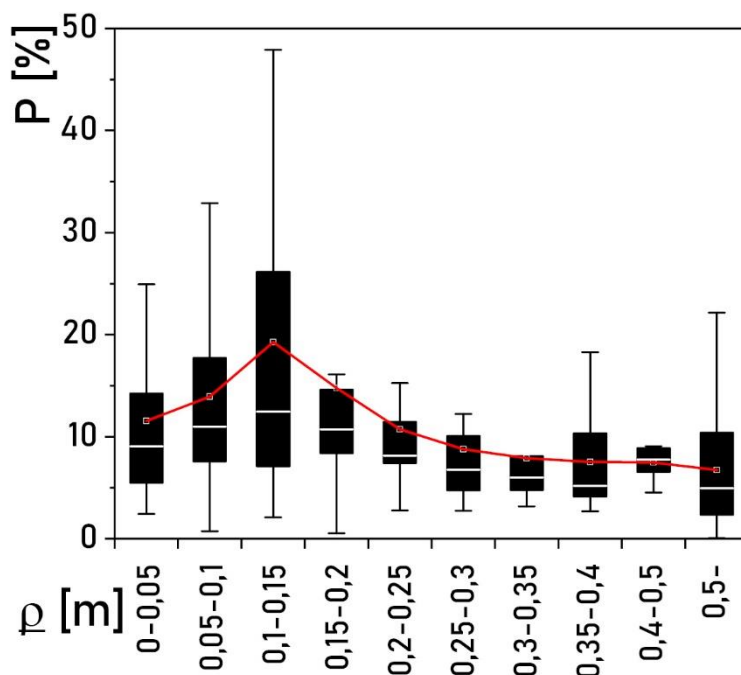
51. ábra. A modell-1 és 3-ban  $\alpha=5^\circ$  lejtésen végzett szimulációkból (50. ábra) kapott  $S(d)$  függvények összesítése. Az egyes kísérletekhez tartozó függvények a jelmagyarázat alapján azonosíthatók. A bekarikázott számok a mellékvályúk számát jelzik a 23b. ábra szerinti sorrendben. A szaggatott függőleges vonal a lokális maximumok helyeit jelzi a modell-3 kísérletben. A felül sima vonallal jelölt vízszintes szakaszok az azonosított örvényes szakaszok hosszai a jelölt (további) becsatlakozó mellékvályúk esetén. (Saját szerkesztés.)

Tehát, a több mellékvályús modellkísérlet alapján az ismerhető fel, hogy minél sűrűbben vannak a mellékvályúk, az örvényes szakasz annál egységesebb. Minél ritkábban vannak, annál inkább önállóak az egyes örvényes szakaszok. Az  $S(d)$  függvények hasonló lefutása azt is sugallja, hogy elegendően nagy mellékvályú távolság esetén az örvényes szakasz hossza ugyanakkora lehet, mint egy darab mellékvályúnál. Az is látható, hogy azonos ponton szimmetrikusan becsatlakozó mellékvályú pár nem változtatja meg az egy mellékvályú okozta örvényes szakasz hosszát, csupán az örvényesség átlagértéke ( $S$ ) nagyobb a becsatlakozás környezetében.

A sűrűn mellékvályús szakaszt elhagyó, vagyis a közös helyi kiöblösödésből kilépő vízág örvényessége folyásirányban fokozatosan felaprózódik a fővályúban (50., 51. ábra). Ennek

megfelelően mérséklődik annak hatása a keresztmetszet fejlődésére. Ennek tudható be, hogy a terepen a közös helyi kiöblösödést elhagyva a fővályú keresztmetszete kisebb, mint a kiöblösödésnél. Ezért a közös helyi kiöblösödés (akárcsak az egyes vályúk helyi kiöblösödései) a terepen felismerhető és az abba látszólagosan becsatlakozó mellékvályúkkal együtt elkülöníthető.

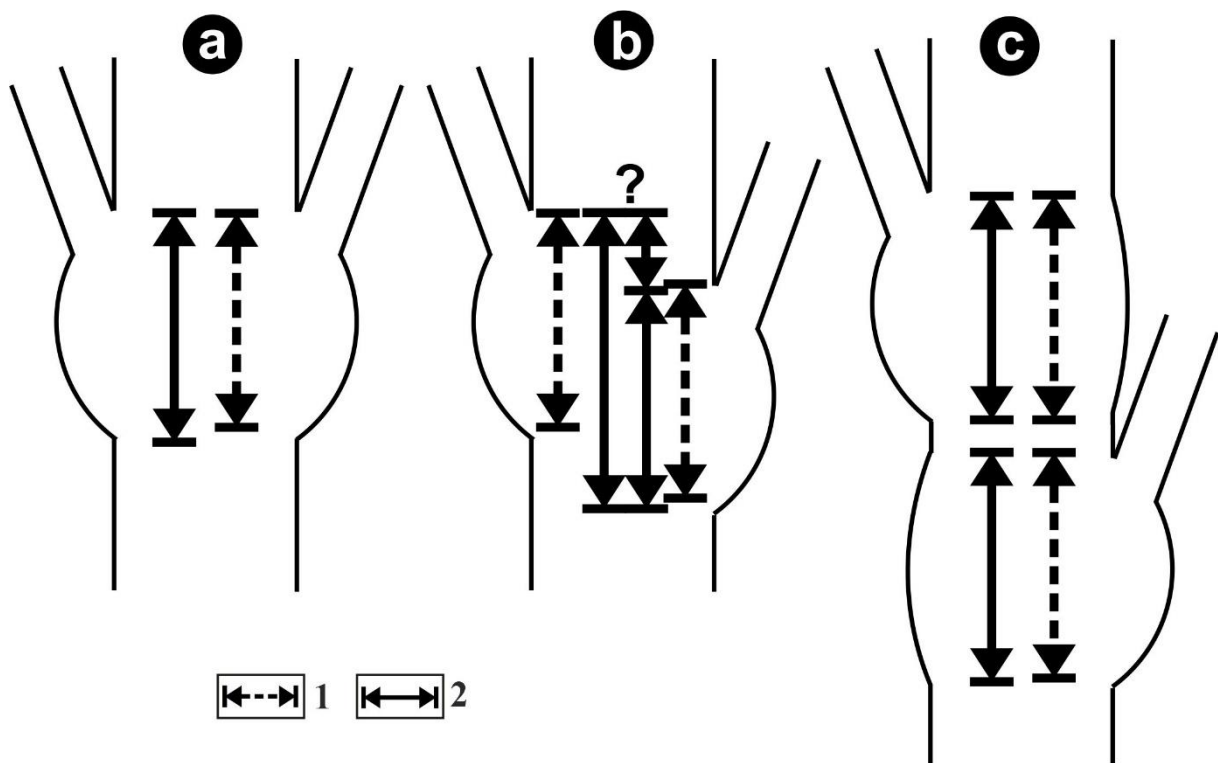
A modellkísérlet eredményeit figyelembe véve a mért ( $D_T$ ) adatok vizsgálatához itt is alkalmaztuk a (17)-tel definiált  $P$  eltérés értéket, ami a mért szakaszhossz ( $D_T$ ) és ennek megfelelő  $\alpha$  és  $\varphi$  értékhez tartozó legvalószínűbb szakaszhossz ( $D$ , 9. táblázat) közötti százalékos eltérést mutatja meg. Az 52. ábrán megadjuk  $P$  eltérés értékét a (közös) helyi kiöblösödésre jellemző átlagos mellékvályútávolság ( $\rho$ ) függvényében. Az 52. ábrán a tendencia kimutatása céljából intervallumokat hoztunk létre, amelyekbe az egyes (közös) helyi kiöblösödésekre vonatkozó átlagos  $P$  értékeket elhelyeztük és azok statisztikai mutatóit számítottuk. Az egy mellékvályús helyi kiöblösödések esetén csak azokat értékeltük ki, ahol a fővályú közvetlen vízgyűjtője a mellékvályú becsatlakozásánál kisméretű, tehát annak zavaró hatása feltehetően nem befolyásolja jelen vizsgálatunkat.



52. ábra. A számított  $P$  értékek az átlagos mellékvályú távolság ( $\rho$ ) függvényében. A vonal az egyes csoportok átlagértékeit köti össze. (Saját szerkesztés.)

Megállapíthatjuk az 52. ábra alapján, hogy a terepi felmérések  $D_T$  értékei átlagosan ott térnek el legkevésbé az egy mellékvályú becsatlakozása hatására létrejövő helyi kiöblösödés

legvalószínűbb hosszától ( $D$ ), ahol nagyon sűrűn vagy nagyon ritkán vannak a mellékvályúk. Az eltérés pedig ott a legnagyobb, ahol a mellékvályúk átlagos távolsága közepes (0,1-0,15 m).



53. ábra. A helyi kiöblösödések terepi morfológiája, elvi ábra. Ahogyan a mellékvályúk egyre távolabb csatlakoznak be (a→c), a helyi kiöblösödés is egyre jobban elkülönül. Jelmagyarázat: 1. Helyi kiöblösödés legvalószínűbb hossza ( $D$ ). 2. Helyi kiöblösödés terepen mérhető hossza ( $D_T$ ). (Saját szerkesztés.)

Eredményeink arra utalnak, hogy a mellékvályúk becsatlakozási távolsága meghatározza a közös helyi kiöblösödések mintázatát a fővályúban és az egyes helyi kiöblösödések szakasz hosszát. Ha a mellékvályúk egymáshoz nagyon közel csatlakoznak be ( $<0,1$  m), a közös helyi kiöblösödésen belül nem tudnak elkülönülni az egyes vályúk helyi kiöblösödései. Ilyenkor a közös helyi kiöblösödés olyan, mintha egyetlen helyi kiöblösödés lenne. Ennek terepen mérhető hossza nem sokban tér el attól a szakasz hosszától, ami egyetlen mellékvályú becsatlakozása esetén a helyi kiöblösödés legvalószínűbb hossza (53a. ábra). Eltérő becsatlakozási szögű mellékvályúk esetén a közös helyi kiöblösödés hosszában a leghosszabb  $D$  szakaszt létrehozó mellékvályú-becsatlakozás hatása sejtethető. Az ilyen közös helyi kiöblösödések terepen mérhető hosszának eltérése az egyes mellékvályúkra vonatkozó  $D$  értékektől legfeljebb közepes.

Ha a mellékvályúk becsatlakozási távolsága nagyobb (53b. ábra), akkor a fővályúban az egyes mellékvályúk hatására létrejövő helyi kiöblösödések kis mértékben már elkülönülnek egymástól a közös helyi kiöblösödésen belül. Az elkülönülés annál nagyobb, minél nagyobb a

mellékvályúk egymás közötti távolsága. A terepi felmérés során, sűrűbben mellékvályús esetben, az egyes mellékvályúk helyi kiöblösödésének hosszirányú kiterjedése nehezen határozható meg (49. ábra). Az is előfordulhat, hogy csak az összes mellékvályút tartalmazó közös helyi kiöblösödés szakaszhossza rendelhető hozzá minden egyes mellékvályúhoz. Illetve, az is előfordulhat, hogy (a morfológia elkülönítésének nehézsége miatt) a két szomszédos mellékvályú közötti távolság azonosítható helyi kiöblösödés hosszaként. Ezért az egyes helyi kiöblösödések terepen mérhető hosszainak eltérése jelentős attól a szakaszhossztól, ami egy mellékvályú esetén a helyi kiöblösödés legvalószínűbb hossza ( $D$ ) lehet.

Ha a mellékvályúk becsatlakozási távolsága meghaladja az egy mellékvályú által kialakított helyi kiöblösödés legvalószínűbb hosszát ( $D$ ), a helyi kiöblösödések szakaszhosszai teljes hosszukban kialakulhatnak (53c. ábra). A terepi felmérés során a kiöblösödés kezdete és elvégződése felismerhető, ezért a szakaszhossz megmérése itt kicsi hibával terhelt. Ilyenkor közös helyi kiöblösödés már nem határolható le.

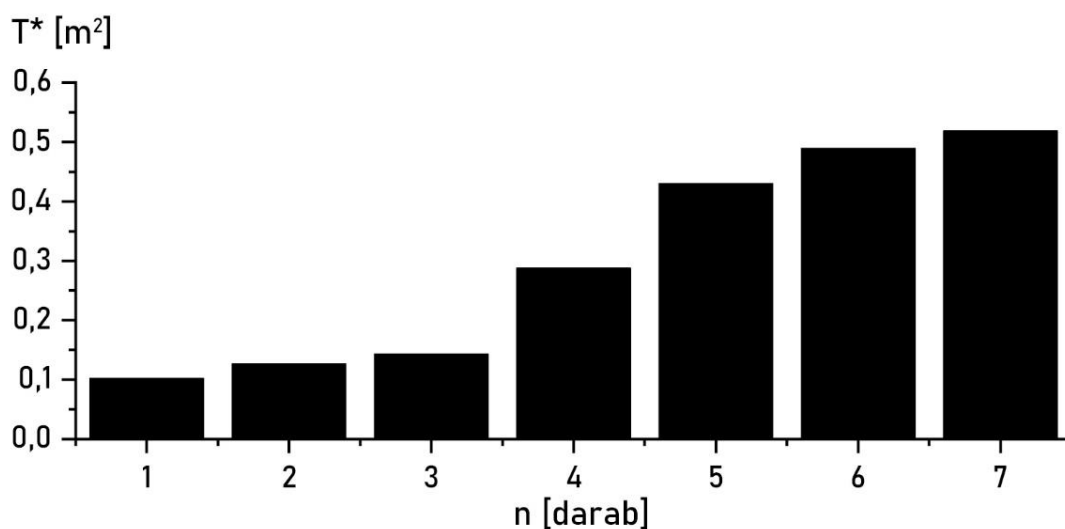
Veress et al. (2013) a laboratóriumi kísérletek értelmezése során úgy találta, hogy az örvénylés 0,45 méter távolságon még összekapcsolódhat. Eredményeink (ezzel összhangban) arra utalnak, hogy az előbbi átlagos vályútávolságot meghaladva a helyi kiöblösödés mért hosszára egyre kisebb hatással van a szomszédos mellékvályú.

## **5.4. Helyi kiöblösödések keresztmetszetének és alakjának fejlődése**

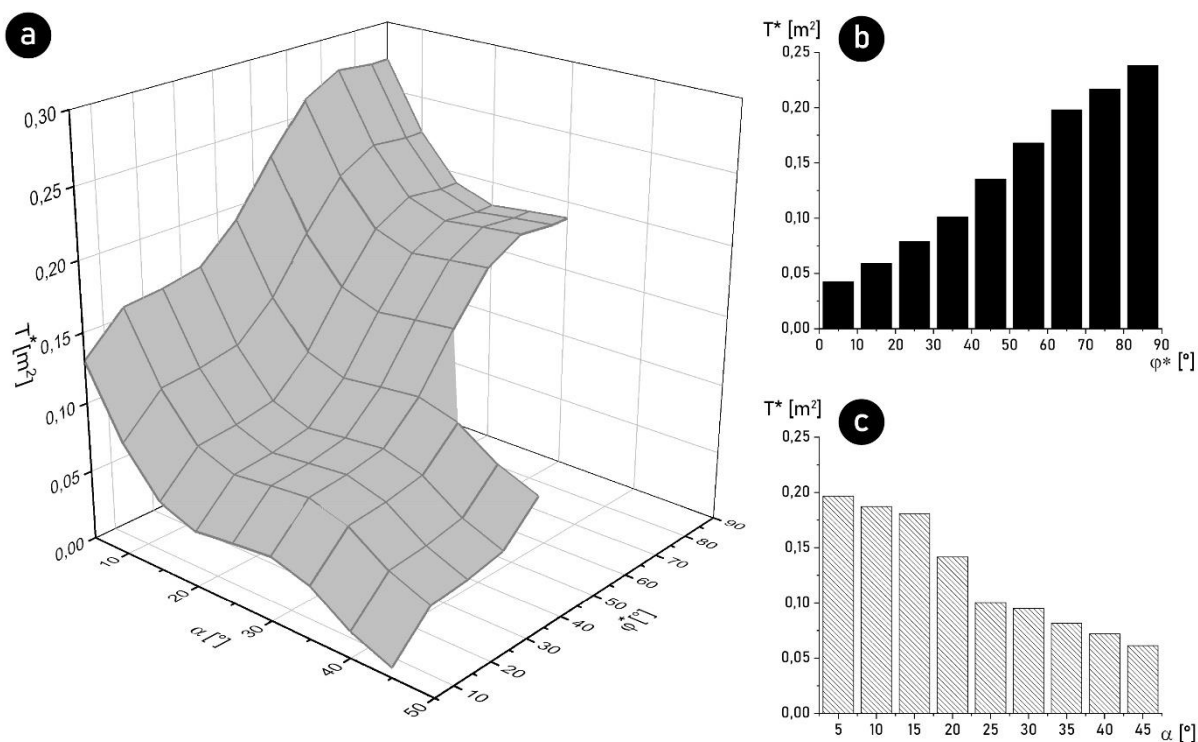
### **5.4.1. A helyi kiöblösödés keresztmetszete**

A (közös) helyi kiöblösödések átlagos keresztmetszete annál nagyobb, minél több a becsatlakozó mellékvályú. Az 54. ábra oszlopdiagramján bemutatjuk a (közös) helyi kiöblösödések átlagos keresztmetszet értékét ( $T^*$ ) az azokba becsatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ) szerint csoportosítva. A diagramon az emelkedő tendencia egyértelműen megjelenik a becsatlakozó mellékvályúk számának emelkedésével.

A térszín lejtése, a mellékvályúk becsatlakozása és  $T^*$  értékére vonatkozó különálló vizsgálatainkból (31., 32., 54. ábra) az volt a sejtésünk, hogy a becsatlakozásoknál kialakuló helyi kiöblösödések átlagos keresztmetszete akkor a legnagyobb, ha a térszín lejtése kicsi és a becsatlakozó mellékvályúk nagy becsatlakozási szöggel rendelkeznek. A  $T^*$  értéke tehát  $\alpha$  és  $\varphi^*$  értékétől is függhet. Ezért az 55. ábrán a teljes adatsorra alkalmazva megadjuk (Taylor-polinom formájában) azt a kétváltozós függvényt, amely a (közös) helyi kiöblösödés keresztmetszet-területének átlagos értékeire ( $T^*$ ) vonatkozó tendenciát írja le a lejtőszög ( $\alpha$ ) és az átlagos becsatlakozási szög ( $\varphi^*$ ) függvényében.



54. ábra. A (közös) helyi kiöblösödések átlagos keresztmetszet ( $T^*$ ) értékei a becsatlakozó mellékvényük száma ( $n$ ) szerint csoportosítva és átlagolva. (Saját szerkesztés.)



55. ábra. (a) A (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszet-területe ( $T^*$ ) a lejtőszög ( $\alpha$ ) és az átlagos becsatlakozási szög ( $\varphi^*$ ) függvényében. (b) A (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszet-területét ( $T^*$ ) az átlagos becsatlakozási szög ( $\varphi^*$ ) függvényében ábrázoló hisztogram. (c) A (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszet-területét ( $T^*$ ) a lejtőszög ( $\alpha$ ) függvényében ábrázoló hisztogram. (Saját szerkesztés.)

E függvény alakja:



$$T^*(\alpha, \varphi^*) = T_0^* + \sum_{p=1}^5 A_p \cdot \alpha^p + \sum_{p=1}^5 B_p \cdot \varphi^{*p} \quad (21)$$

az egyes paraméterek értékeit a 12. táblázatban adjuk meg. A  $T(\alpha, \varphi^*)$  függvényt  $5^\circ \leq \alpha \leq 45^\circ$  és  $5^\circ \leq \varphi^* \leq 90^\circ$  intervallumon értelmezzük. Azonban az  $\alpha > 30^\circ$  és  $\varphi^* > 45^\circ$  feltételek egyszerre teljesülése esetén (terepi esetszám hiányában) nem értelmezzük. Ezért az 55a. ábrán a függvény ezen értékeit nem ábrázoltuk. Megadjuk az 55b. és 55c. ábrán – a könnyebb értelmezhetőség céljából –  $5^\circ$ -os és  $10^\circ$ -os csoportok szerint átlagolt oszlopdigramokban a terepi adatok azon hisztogramjait is, amelyekkel a teljes adatsor átlagának alakulása vizsgálható a lejtőszög vagy a becsatlakozási szög függvényében.

12. táblázat. Az 55a. ábrán látható kétváltozós függvény paraméterei a (21) kifejezéshez.

<b>p</b>	<b>A<sub>p</sub></b>	<b>B<sub>p</sub></b>	<b>T*<sub>0</sub></b>
1	-0,00435566489566482	0,0198894343834844	0,0697940354757517
2	-0,00116936820413786	-0,00110369989925635	
3	0,000093109811203261	0,0000272079004159862	
4	-2,42460566765936·10 <sup>-6</sup>	-2,87498133066218·10 <sup>-7</sup>	
5	2,09060791265998·10 <sup>-8</sup>	1,08746306132602·10 <sup>-9</sup>	

Az 55b. ábra, de az 55a. ábra alapján is felismerhető, hogy bármekkora is a lejtési szög, a (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszete mindig akkor a legnagyobb, ha a becsatlakozó mellékvályúk becsatlakozási szöge nagy. A  $T^*$  értéke a becsatlakozási szög csökkenésével fokozatosan csökken. Az 55a. ábra és az 55c. ábra alapján felismerhető, hogy bármekkora is a becsatlakozási szög, a (közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszete akkor a legnagyobb, ha a lejtőszög alacsony.

Vizsgálataink szerint a Totes Gebirge-ben a réteglapos lejtőkön leginkább az alacsonyabb dőlésű részekben fordulnak elő olyan mellékvályúk, amelyek egymáshoz közel egy közös helyi kiöblösödő formába csatlakoznak (31. ábra). Ugyancsak alacsonyabb dőlésű felszíneken alakulnak ki nagyobb átlagos keresztmetszetű helyi kiöblösödések (55c. ábra). Az 51. ábrán bemutatott modellkísérleti eredmények rámutattak, hogy a sűrűn mellékvályús részekben az örvényesség átlagos értéke ( $S$ ), valamint annak lokális maximuma nagyobb. Az egyes vályúk okozta örvényesség vizsgálata a modell-1 szimuláció eredményeiben arra is rámutat, hogy az átlagos örvényesség ( $S$ ), illetve az örvényesség lokális maximumának ( $S_{max}$ , 5. táblázat) értéke meredek becsatlakozási szögnél nagyobb (42. ábra). Ezen adatok figyelembevételével a  $T^*(\alpha, \varphi^*)$  függvény, vagyis terepi adatok feldolgozásának 55. ábrán bemutatott tendenciája úgy értelmezhető, hogy alacsony lejtőszögnél a helyi kiöblösödések keresztmetszete azért a

legnagyobb, mert a sűrűn mellékvályús részekben az összefüggő örvényesség és a hatékony örvényes diffúzió ekkor tud a legjobban érvényesülni egy rövid szakaszon.

Eredményeink szerint a terepen a lejtőszög emelkedésével a becsatlakozó mellékvályúk egyre inkább magányosak (31. ábra), a (közös) helyi kiöblösödő szakasz átlagos keresztmetszete pedig mérséklődik (55c. ábra). A szimulációs modellkísérlet eredményei rámutatnak (51. ábra), hogy egy mellékvályú esetén az örvényesség átlagos értéke nem érheti el a sűrűn mellékvályús szakaszok átlagos örvényesség értékét. Ezáltal az örvényesség hatása kevésbé hatékonyan tud érvényesülni a kevés és ritkán mellékvályús (közös) helyi kiöblösödési szakaszon a sűrűn mellékvályús közös helyi kiöblösödő szakaszokhoz viszonyítva. A szimuláció eredményei arra is rámutatnak, hogy kis becsatlakozási szögnél az örvényesség lokális maximuma és átlagos értéke is kevesebb. Ez azt jelenti, hogy az örvényes vályúfejlődés kis becsatlakozási szögnél csekélyebb. Magas dőlésszögön pedig jellemzően kis becsatlakozási szöggel érkező mellékvályúk jellemzőek (32. ábra).

#### **5.4.2. A helyi kiöblösödések alakjának fejlődése**

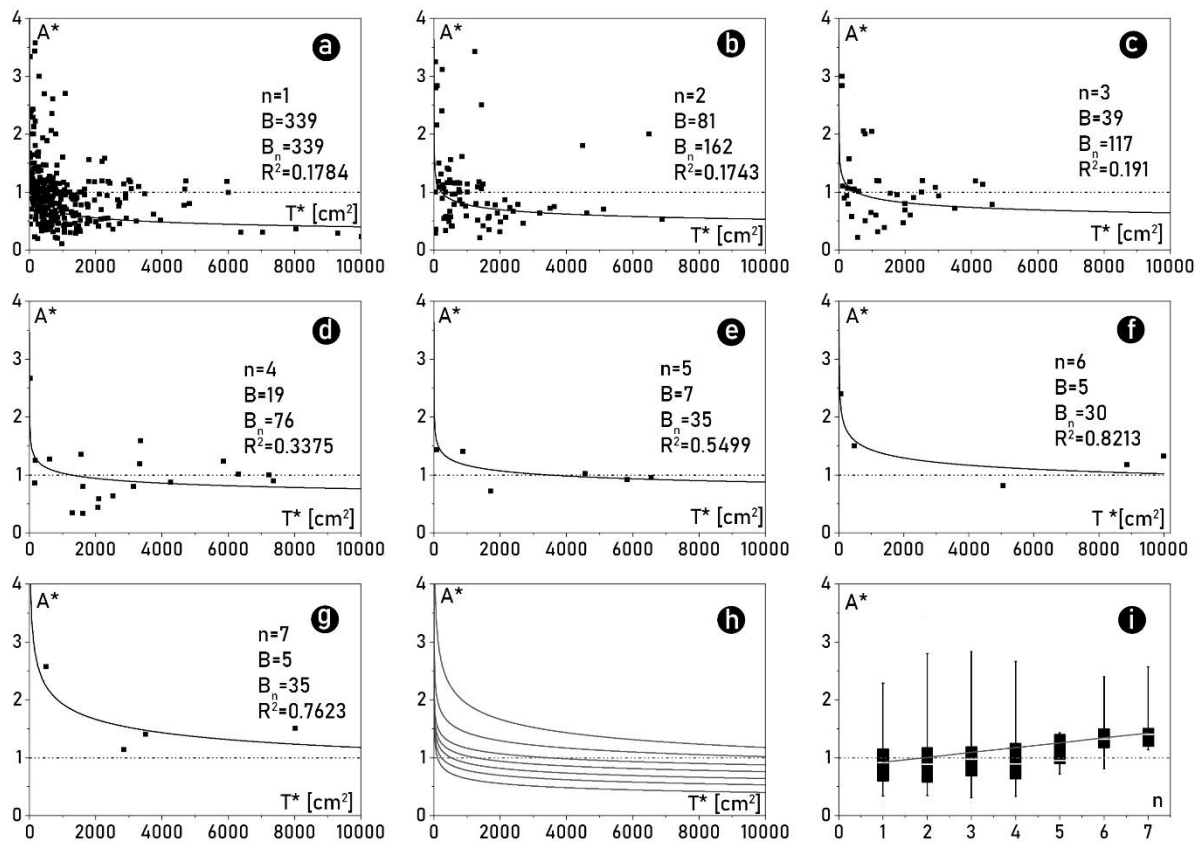
##### *5.4.2.1. Az alak fejlődése különböző mellékvályú szám esetén*

Az 56. ábrán megadjuk az egyes (közös) helyi kiöblösödések átlagos alakjának ( $A^*$ , 5-ös kifejezés, 19. ábra) átlagos keresztmetszetük ( $T^*$ ) függvényében történő ábrázolását a becsatlakozó mellékvályú száma ( $n$ ) szerint szétbontva. Az adatpontokat ábrázoló grafikonok elemzése alapján, amikor a terepi vályúk (közös) helyi kiöblösödéseinek átlagos keresztmetszete ( $T^*$ ) növekszik a (közös) helyi kiöblösödés átlagos alakja ( $A^*$ ) kezdetben jelentősen, majd egyre mérsékeltebben csökken (56. ábra). Ez azt jelenti, hogy az egyre nagyobb keresztmetszetű (közös) helyi kiöblösödések szélességükhöz képest egyre mélyebbek. A becsatlakozások száma szerint elkülönített adatpontok tendenciáját a

$$A^*(T^*) = a \cdot T^{*b} \quad (22)$$

alakú adatpontokra illesztett hatványfüggvény mutatja meg, ahol  $a$  és  $b$  a függvényre jellemző együtthatók. Ezeket az együtthatókat az 13. táblázatban foglaltuk össze. A mért adatokat és a tendenciájukat bemutató előállított függvényeket az 56a-g. ábrán az adatpontokkal együtt bemutatjuk, az 56h. ábrán pedig külön összesítjük. A 13. táblázat adatainál az  $R^2$  érték mellett  $R$  értékét is feltüntettük. Az  $R$  korreláció érték alapján észrevehető, hogy az adatpontokra készült függvényillesztés és az adatpontok közötti kapcsolat közepesen jónak mondható, vagyis a függvény az adatpontok trendjét elfogadhatóan követi. A korreláció a becsatlakozások

számának növekedésével növekszik (tehát a kapcsolat jobb), ugyanakkor a terepi esetszám csökken.



56. ábra. A terepi fővályúban a mellékvályú-becsatlakozások hatására létrejövő (közös) helyi kiöblösödő részek alakjának vizsgálata. (a-g) Az  $A^*(T^*)$  függvény adatpontjai és azok trendjét leíró (22) alakú hatványfüggvény a kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma szerint elkülönítve. (h) A tendenciákat leíró hatványfüggvények összesítése egy közös koordináta-rendszerbe. (i) Átlagos alak ( $A^*$ ) értékek a becsatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ) szerint elkülönítve. Jelmagyarázat:  $A^*$ . (Közös) helyi kiöblösödés átlagos alakja.  $B$ . (Közös) helyi kiöblösödések esetszáma.  $B_n$ . Adott (közös) helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk teljes esetszáma.  $n$ . Egy (közös) helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma.  $T^*$ . (Közös) helyi kiöblösödés átlagos keresztmetszet-területe. (Saját szerkesztés.)

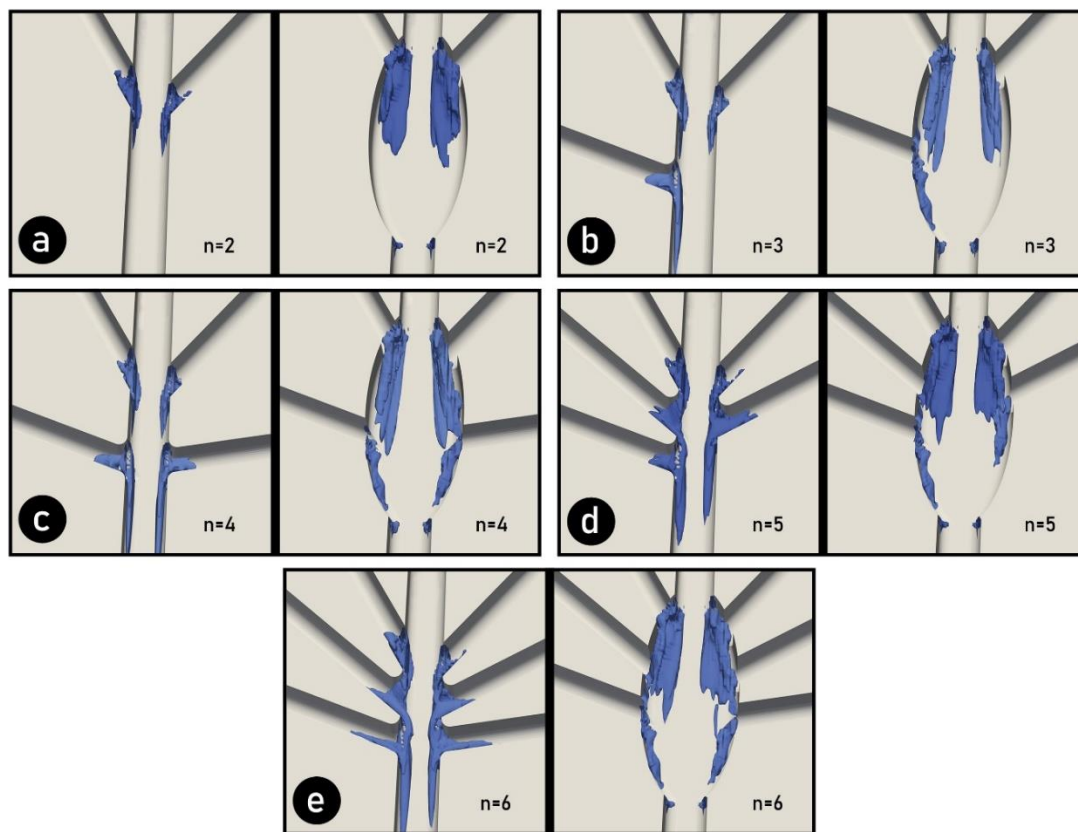
13. táblázat. Az 56. ábrán látható illesztett  $A^*(T^*)$  függvények együtthatói.

Becsatlakozások száma ( $n$ )	$a$	$b$	Az illesztés R értéke	Az illesztés $R^2$ értéke
1	2,573	-0,202	0,4223	0,1784
2	2,475	-0,167	0,4175	0,1743
3	2,572	-0,151	0,437	0,191
4	2,562	-0,132	0,581	0,3375
5	2,743	-0,124	0,7416	0,5499
6	3,982	-0,148	0,9063	0,8213
7	8,521	-0,215	0,8731	0,7623

A függvény értelmezése alapján megállapítható, hogy a terepi fővályúnál minél nagyobb a közös helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ), a közös helyi kiöblösödő rész

átlagos alakjának ( $A^*$ ) csökkenése (és így a forma mélyülése) annál fékezettebb. Ezért a több becsatlakozó mellékvályúval rendelkező közös helyi kiöblösödés mélysége a keresztmetszet növekedése során a kevesebb mellékvályúval rendelkezőhöz képest hosszabb idő múlva haladja meg a szélességet (56h. ábra).

Ha egy grafikonon belül a (közös) helyi kiöblösödésbe becsatlakozó mellékvályúk száma ( $n$ ) szerint csoportokba válogatjuk és statisztikailag kiértékeljük az egyes alak ( $A^*$ ) értékeket (56i. ábra), szintén az állapítható meg, hogy minél több a becsatlakozó mellékvályú, annál szélesebb a kiöblösödés. Ez az eredmény összhangban van Veress et al. (2015b) egyik vizsgálati eredményével, ahol vályúrendszer esetén úgy találták, hogy a sűrűbben mellékvályús fővályúk nagyobb átlagos alak értékkel rendelkeznek.

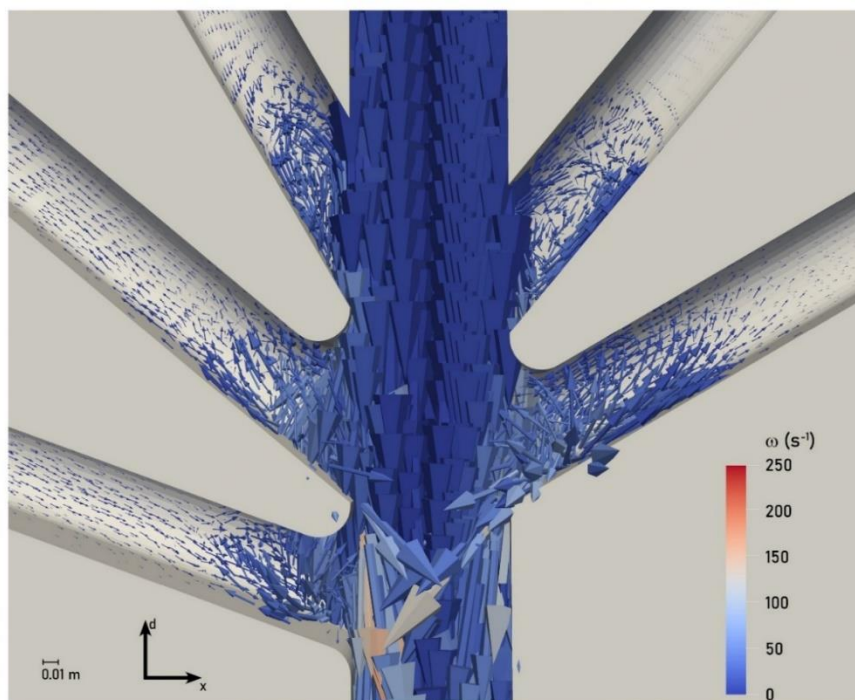


57. ábra. A CFD szimuláció örvényességének eredményei a modell-3 és modell-4 vályúkban  $n= 2 \rightarrow 6$  db mellékvályú becsatlakozása esetén. (Saját szerkesztés.)

Az eredmények alapján megállapítható, hogy a vályú és a (közös) helyi kiöblösödés általános fejlődés iránya a fokozatos mélyülés, amely összhangban van Veress et al. (2013) vizsgálatának egyik korábbi megállapításával. A (közös) helyi kiöblösödésben a mélyülő növekedés mellett az oldalirányú növekedés mértéke annál jelentősebb, minél több mellékvályú csoportosul egy rövid fővályú szakaszon.

A megfigyelt jelenséget modell-1 majd a modell-3 és modell-4 digitális vályú becsatlakozásokon végzett szimulációs kísérlettel értelmeztük. A modell-1 egy mellékvályús becsatlakozáson elvégzett szimulációban megfigyeltük, hogy az örvényesség jól elkülöníthetően megjelenik bármely lejtési és becsatlakozási szög beállítása esetén (38a, 38b, 38c. ábra). Azt is észre lehet venni, hogy a becsatlakozási részen az intenzív örvényesség a vályúközi gerincek pereme mentén tűnik fel. Becsatlakozástól folyásirányban távolodva pedig az intenzív örvényesség értéke fokozatosan lecsökken.

Amikor a modell-3 segítségével végeztünk szimulációt és növeltük a becsatlakozó mellékvályúk számát a fővályú egy rövid szakaszán (57a., 57b., 57c., 57d., 57e. ábrák, balra) a több mellékvályú területileg kiterjedtebb örvényességet indukált. Észlelhető, ha adott ponton a becsatlakozás szimmetrikus, abban a pontban az örvényesség szélessége nagyobb, mint aszimmetrikus esetben. Becsatlakozástól folyásirányban távolodva az intenzív örvényesség értéke ez esetben is fokozatosan lecsökken.



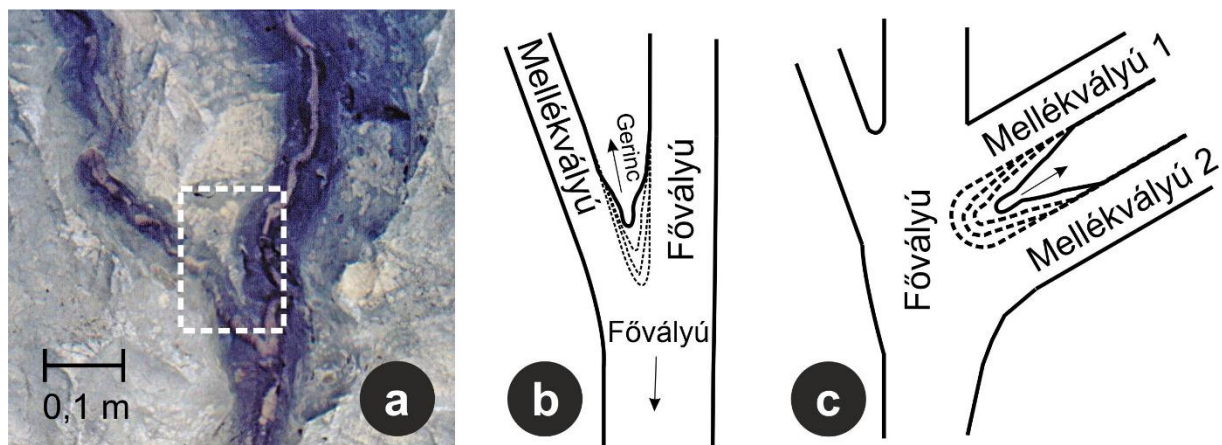
58. ábra. A model-3 öt mellékvályús változatát jellemző fontosabb sebességvektorok. (Saját szerkesztés.)

Minél több a mellékvályú annál több vályúközi gerince osztódik a becsatlakozás környezete. Az örvényesség minden esetben behatol a mellékvályúba kb. 0,3 méter hosszan, ezáltal a vályúközi gerinceket szinte körbeveszi a szimulált vízáramlás örvényessége. A víz örvényes mozgása a behatolási szakasz mentén jól megfigyelhető, ha az áramlás fontosabb sebességvektorjait is ábrázoljuk (58. ábra).

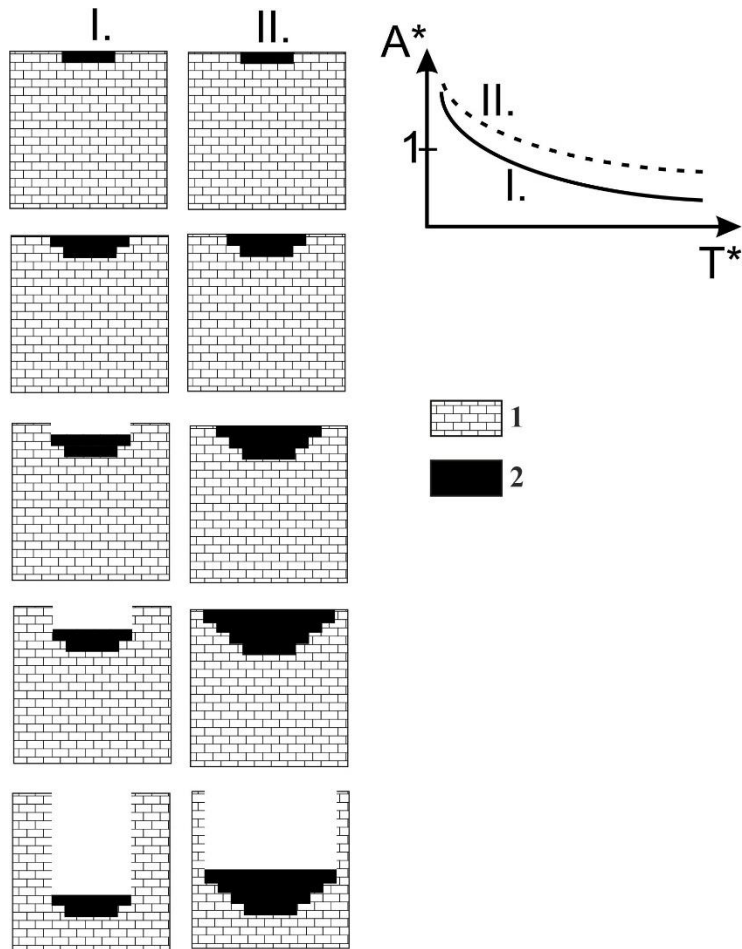
Az 58. ábrán az is észlelhető, hogy az örvényesség értéke a mellékvályúba hatolás távolságával csökken. Erre utaló nyomok a terepen is észlelhetőek, ugyanis maradványformák (pl. karros tanúhegyek, Veress & Nacsa, 1998) a kiöblösödő formákban nincsenek, a vályúközi gerincek pedig a fővályú (és helyi kiöblösödés) irányába fokozatosan elkeskenyedő alakúak (59a. ábra).

Amikor a közös helyi kiöblösödés kialakul (ezt már a közös helyi kiöblösödéssel rendelkező modell-4 segítségével vizsgáltuk, 23c., 57a., 57b., 57c., 57d., 57e. ábrák, jobbra) annyi változás történik csak, hogy az örvényességnek a fővályúból a mellékvályúba való behatolása lecsökken. Az örvényesség a kiöblösödés falánál (beleértve a mellékvályúk közötti szakaszt is) továbbra is intenzív marad. Akárcsak a modell-3 esetén, a modell-4-ben is tapasztalható, hogy a sűrűn mellékvályús részről kilépő áramlásban az örvényesség mértéke a fővályúban fokozatosan lecsökken.

A szimulált és terepen megfigyelt adatok értelmezése alapján kezdetben a kiöblösödés szélesedését az is biztosítja, hogy a több mellékvályú több vékonyabb gerincre (57. ábra) osztja a fővályú környezetét. Amikor a közös helyi kiöblösödés még nem, vagy csak részben fejlődik ki, az örvények a mellékvályúba is behatolhatnak a gerincek mentén (58. ábra). A gerinc az oldás miatt eltolódik, ahogyan azt az 59b. és 59c. ábrák vázlatosan szemléltetik. Alsó vége az oldás során megsemmisül, felső része keskenyedik és kiterjed a még nem feltagolt térszínre. Ez eredményezi a kiöblösödés oldalirányú (vagyis mellékvályú irányú) fejlődését. Ez tekinthető a közös helyi kiöblösödés mellékvályúk általi szélesedésének. Ezért több mellékvályú esetén a szélesedés is nagyobb mértékű, miáltal a közös helyi kiöblösödés alakja ( $A^*$ ) lassabb mértékben csökken a keresztmetszet ( $T^*$ ) növekedésével.



59. ábra. A helyi kiöblösödések fejlődése, elvi ábra. (a) Vályúközi gerinc fényképe. (b) Vályúközi gerinc visszahúzódásának vázlatos folyamata fiatal egy mellékvályús becsatlakozásnál. (c) Egy vályúközi gerinc visszahúzódásának vázlatos folyamata fiatal többmellékvályús becsatlakozásnál. (Saját szerkesztés.)



60. ábra. A közös helyi kiöblösödés keresztmetszet-fejlődésének elvi ábrája kicsi (I.) és nagy (II) vízhozamnál és a kapcsolódó  $A^*(T^*)$  függvény alakja. Jelmagyarázat: 1. Mészkö. 2. Víz a vályúban. (Saját szerkesztés.)

A modellkísérlet értelmezése szerint, ha a közös helyi kiöblösödés létrejött, az örvényesség csak a fővályúban van jelen. Ekkor a szélesedés a kiöblösödés oldalfalának a hátrálásával történik. A terepen ezt még erősíti a vízhozam növekedése. Ennek az esélye újabb mellékvályúk kialakulásával nő. Ennek eredménye ez esetben is az alak ( $A^*$ ) mérsékeltebb csökkenése.

A terepen a mellékvályú becsatlakozások környezetében a (közös) helyi kiöblösödések, kürtők és madáritatók átlagos alakjának ( $A^*$ ) fejlődése az átlagos keresztmetszet-terület növekedés függvényében ( $T^*$ ) a (22) típusú függvénnyel jellemezhető (56. ábra). A tényleges függvények figyelembevételével példaként két függvényalakot adunk meg (60. ábra). A gyorsabban csökkenő függvény alakot (I. jelű, 60. ábra) az állandó vízhozammal hozzuk kapcsolatba. Míg a kevésbé gyorsan csökkenőt (II. jelű, 60. ábra) a növekvő vízhozammal. A vízhozam a mellékvályúk számával van kapcsolatban, mivel több mellékvályú több vizet vezet a fővályúba. Utóbbi esetben a növekvő vízhozam (a vályú oldalfalára nagyobb felületen gyakorolt oldóhatásnak köszönhetően) nagyobb szélesedést és így nagyobb alak értéket eredményez (60. ábra, grafikon).

A terepi adatok függvényes vizsgálata (56. ábra) alapján fejlett állapotban (amikor  $T^*$  nagy) azok a közös helyi kiöblösödések, amelyek 5 vagy annál kevesebb mellékvályút fogadnak általában kürtővé (mivel  $A^* < 1$ , 56. ábra) fejlődnek. A 6-7 mellékvályút fogadó közös helyi kiöblösödések madáritatóvá (mivel  $A^* > 1$ , 56. ábra) fejlődnek. E madáritatók további (hosszú) fejlődés után akár elérhetik az  $A^* < 1$  alakot is (56. ábra).

#### 5.4.2.2. Az alak fejlődése a mellékvályú becsatlakozási szögének függvényében

Az egy mellékvályúval rendelkező helyi kiöblösödések esetszáma 339 db (3. táblázat), így lehetőség van ezek részletesebb elemzésére, további  $A^*(T^*)$  függvények illesztésére. A függvények illesztése előtt a modell-1 segítségével végzett szimulációban (37. ábra) a II/f szakasz vizsgálata rámutatott arra, hogy a mellékvályúk becsatlakozási szöge három csoportba bontható:

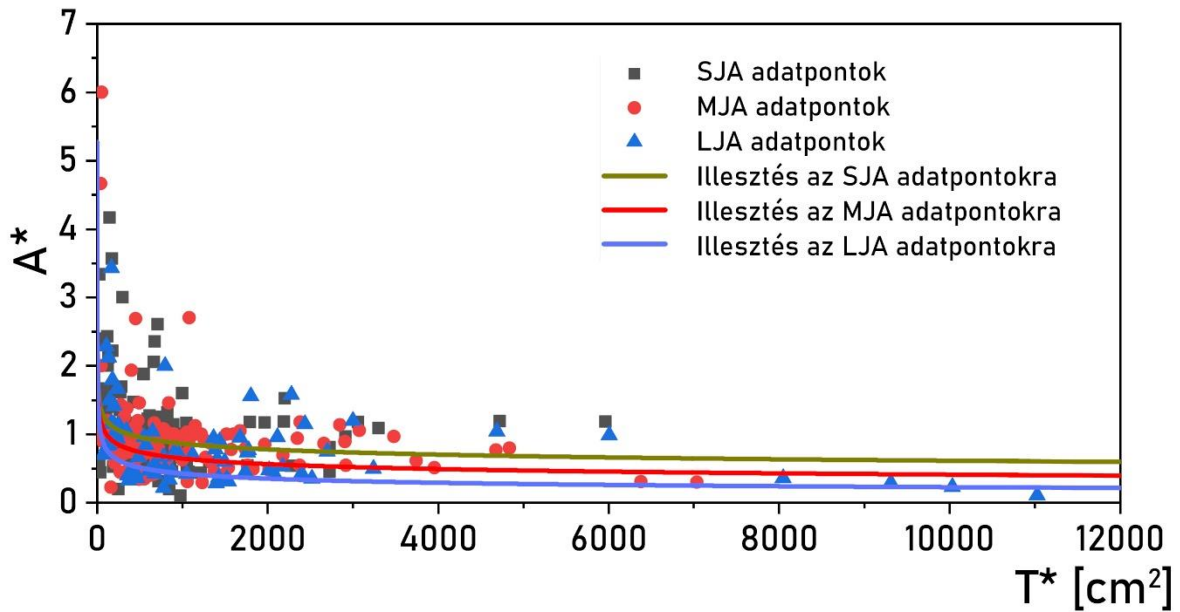
- *kis becsatlakozási szög (SJA):*  $0^\circ < \varphi < 35^\circ$ ,
- *mérsékelt becsatlakozási szög (MJA):*  $35^\circ \leq \varphi < 65^\circ$ ,
- *nagy becsatlakozási szög (LJA):*  $65^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$ .

Az örvényesség térbeliségének, morfológiájának tanulmányozása a szimulációban arra utal, hogy e három csoporton belül az örvényesség struktúrája nagyjából egybevágó. Ugyanerre utalnak az örvényesség értékei is. A 14. táblázatban példaként bemutatjuk az  $\alpha=5^\circ$  dőléshez tartozó becsatlakozások jobboldali ( $S_R$ ) és talpi ( $S_B$ ) térfogatrészre (22d. ábra, a 9. táblázatban megadott  $D$  szakaszhosszon) számított átlagos örvényesség értékeit. A táblázatban megfigyelhető, hogy  $S_R$ ,  $S_B$ , valamint azok arányainak értéke alapján a kis- (SJA), közepes- (MJA) és nagy (LJA) becsatlakozási szögű csoportok jól elkülönülnek, mivel egyes csoporton belül az értékek egybevágóak. A csoportok közti elkülönülés (a további vizsgálatok alapján) a magasabb dőlésszögeken is jellemző, vagyis általánosnak tekinthető.

14. táblázat. Átlagos örvényesség érték a jobb ( $S_R$ ) és talpi ( $S_B$ ) vályú (térfogat) szakaszokban.

Becsatlakozási szög [°]	$S_R$ [ $s^{-1}$ ]	$S_B$ [ $s^{-1}$ ]	$S_R/S_B$ hányados	Becsatlakozási szög csoportok
10	5,61	1,43	3,92	SJA
20	6,05	1,54	3,92	
30	6,01	1,59	3,76	
40	7,45	3,07	2,43	MJA
50	8,10	3,49	2,32	
60	7,87	3,33	2,36	
70	9,11	5,90	1,54	LJA
80	9,17	6,97	1,31	
90	9,32	7,56	1,23	





61. ábra: A kis- (SJA), közepes- (MJA), és nagy (LJA) becsatlakozási szögű csoportok szerint felbontott helyi kiöblösödések átlagos alakjának ( $A^*$ ) változása az átlagos keresztmetszet ( $T^*$ ) függvényében egy mellékvályú esetén. (Saját szerkesztés.)

A 61. ábrán megadjuk SJA, MJA, LJA szerint szétválogatva a terepi  $A^*$  adatokat a  $T^*$  függvényében, valamint ezek tendenciáját külön-külön leíró, (22) alakú  $A^*(T^*)$  illesztett függvényeket. A függvények együtthatóit a 15. táblázatban adjuk meg. Itt szintén feltüntettük az  $R^2$  érték mellett az  $R$  korreláció értékét is, amely rámutat a függvényillesztés és az adatpontok közötti közepesen jó kapcsolatra. Vagyis, az illesztés elfogadhatóan követi az adatpontok trendjét.

Az alkalmazott szétbontás szerint ábrázolt adatok és  $A^*(T^*)$  függvények elemzése alapján az figyelhető meg, hogy a keresztmetszet mélyülése (vagyis az  $A^*$  csökkenése) markánsabb, ha a becsatlakozási szög nagyobb (61. ábra). Ennek háttere a 14. táblázat adatai alapján annak tudható be, hogy az örvényesség növekedése az egyre nagyobb becsatlakozási szögek esetén a jobboldali vályúfal mentén mérsékeltebb, mint a vályútalp környezetében. A 61. ábra alapján a helyi kiöblösödés keresztmetszetének növekedése során az egyes becsatlakozási szögcsoportok  $A^*$  értékei között az eltérés megmarad.

15. táblázat. A 61. ábrán látható illesztett  $A^*(T^*)$  függvények együtthatói.

Becsatlakozás típusa	$a$	$b$	Az illesztés $R$ értéke	Az illesztés $R^2$ értéke
SJA	2,403	-0,148	0,333	0,111
MJA	2,526	-0,197	0,461	0,213
LJA	2,811	-0,273	0,448	0,201

A szimulált örvényesség és a terepi vályú térbeli modelljének közös vizsgálata (41. ábra) szintén rámutat a helyi kiöblösödések morfológiai sajátosságainak hátterére. Felismerhető, hogy kis becsatlakozási szög (SJA) esetén a modellvályúban észlelhető örvényesség a becsatlakozás felső részén fejlődik ki. Az örvényesség a fő- és mellékvályút elválasztó (felső) vékony gerinc körül helyezkedik el (41a. ábra). Az örvényesség sajátos megjelenésű, kettős, az egyik a fővályúban, a másik a mellékvályúban észlelhető. A terepen a fő- és mellékvályú közti gerinc felfelé tolódása az örvényesség ilyen formában történő megjelenésével jól magyarázható (59b. ábra). Az intenzív oldás miatt a válaszfal elkeskenyedik és a szélesebb válaszfal-rész egyre inkább feljebb lesz jellemző. Ez a folyamat egybevágó az egymáshoz közel becsatlakozó több mellékvályú esetén ismertetett modellel (59b., 59c. ábrák), annyi eltéréssel, hogy itt a fővályú és mellékvályú között zajlik ez a folyamat. A vályúközi gerinc hátrálása nyomán a mellékvályú alsó része a fővályú részét képezi, ennek is betudható az átlagosnál nagyobb alak ( $A^*$ ) érték a terepen.

Közepes becsatlakozási szögű (MJA-típusú) mellékvályú becsatlakozása esetén a terepi becsatlakozásnál a keresztmetszet-növekedés mind a becsatlakozás felett, mind az alatt kifejlődik (41b. ábra). Ez értelmezhető azzal, hogy a modellvályúban a szimulációban létrejövő örvényesség folyásirányban fel- és lefelé is kiterjedt. Az örvények a fő- és mellékvályú közötti mindkét gerinc elvégződésénél megjelennek. A kis szakaszon vályútalpat elérő örvényességgel a helyi kimélyülés is magyarázható, amely viszont nem kiterjedt a teljes kiöblösödő szakasz hossza mentén (37. ábra).

Nagy becsatlakozási szögű (LJA-típusú) mellékvályú becsatlakozása esetén a terepi vályún a kiöblösödés szélessége és mélysége jelentősen nő, a helyi kiöblösödés inkább folyásirányban elnyúlt. Ez értelmezhető azzal, hogy a modellvályúban a folyásirányban alsóbb helyzetű vályúközi gerinc elvégződésénél van jelentős örvényesség, a felsőnél az örvénylevés kisméretű (41c. ábra). Az alsó vályúközi gerinc elvégződésénél észlelhető örvénylevés az SJA és MJA örvénylevésekhez viszonyítva a legkiterjedtebb, hiszen az a vályú talpára is leér. Itt a folyásirányban alsóbb helyzetű intenzív örvényes szakasz a másik két csoportot jellemző örvényességnél hosszabb szakaszon éri el a vályútalpat (37. ábra). Ennek tudhatóak be a kisebb alak ( $A^*$ ) értékek az ilyen helyi kiöblösödéseknél.

Eredményeink arra utalnak, hogy az örvényesség jellege már az egy mellékvályúval rendelkező helyi kiöblösödések morfológiájára is hatással van. A terepi megfigyelések arra is utalnak, hogy SJA, MJA és LJA becsatlakozási szög szerint elkülönített helyi kiöblösödések sajátos morfológiája nagyméretű és fejlődésüknek érett szakaszába jutott vályúk alsó, (feltehetően) nedvesített keresztmetszete mentén is jól beazonosítható.

## 6. Eredmények összefoglalása

1. A fővályú és vályúrendszer fejlődését meghatározza a vízgyűjtője.

- A terepen a fővályú keresztmetszete nemcsak fokozatosan növekedik lejtésirányban – ahogyan a korábbi kutatások megállapították –, hanem azokon a szakaszokon is megnövekedik, ahol nagyméretű vízgyűjtővel érintkezik. A megnövekedett keresztmetszetű vályúszakaszt a mellékvályúk becsatlakozásánál lokálisan (szakaszosan) helyi kiöblösödések, kürtők, madáritatók tagolják. A vályú kialakulása és fejlődése a korábbi szakirodalmi közlések szerint a lejtő vízága alatt történik. Eredményeink arra utalnak, hogy a vízágas vályúfejlődésre egyre nagyobb hatással lesz a vízgyűjtője.
- A rinnenkarrok fejlődését a vízgyűjtő területe és a mellékvályúja közösen szabályozza. Amikor a vízgyűjtő területe kicsi, a fővályú fejlődésére gyakorolt szerepe csekély. Nagyméretű vízgyűjtő terület esetén a fővályúk keresztmetszet-növekedése követi a vályúperemhez becsült vízbefolyás mértékét. Mellékvályú ott alakul ki a vízgyűjtőn, ahol a kőzet felszínén folyó víz koncentráliódik.
- A nagy kiterjedésű vízgyűjtők a vályúk keresztmetszet-növekedését jelentősen befolyásolják azon a szakaszon, ahol a lejtőszög lecsökken. Itt jelentős vízmennyiség gyűlhet össze a fővályú pereménél. A mellékvályú kialakulás is itt jellemzőbb.
- A fővályúk, mellékvályúk és így a vályúrendszerek fejlődését meghatározza a hordozó térszín és térszínrészek lejtésirányú dőlése. A kis dőlésű lejtőn nő a fővályúba konvergáló vízösszefolyás esélye, ezáltal nő a mellékvályú és sűrűn mellékvályús szakaszok kialakulásának esélye. A fővályú fejlődése az alacsonyabb lejtésű helyeken hatékonyabb, ami a mellékvályúk becsatlakozásainak tudható be. Magas dőlésszögnél a mellékvályú-becsatlakozás, így a mellékvályú eredetű örvényes vályúfejlődés ritkábban fordul elő.

2. A vályúk összecsatlakozásánál kialakuló helyi kiöblösödések fejlődését meghatározza a vízágak találkozásánál kialakuló örvényesség.

- A vályúk vízáramlásának áramlásszimulációs modellezése megerősítette, hogy a fővályúban létrejövő intenzív örvényességet a mellékvályúból érkező vízág okozza. A szimulált örvényesség morfológiájának térbeli vizsgálata alapján az örvényesség jelenléte és értéke a fővályúban a mellékvályú becsatlakozásánál a

vályúkeresztmetszet becsatlakozás felőli oldalánál a legnagyobb. Bizonyos esetekben az örvényesség röviden behatolhat a mellékvályú(k)ba is. Az örvényesség értéke a mellékvályú becsatlakozás(ok) szakaszát elhagyva fokozatosan csökken. Az alkalmazott áramlásszimuláció újszerűsége, valamint a többféle módszerrel gyűjtött adatok összehasonlítása, illetve azok párhuzamos értékelése lehetővé tette a vályúfejlődés korábbiaknál mélyebb értelmezését.

- Amikor a mellékvályúk kialakulnak, a fővályúba történő becsatlakozásánál a két vízág találkozása okozta örvényes szakasz mentén a fővályú keresztmetszete lokálisan, jól elkülöníthetően megnövekedik. A szimulált modellkísérleteink lehetővé tették az intenzív örvényes szakasz azonosítását. A szimulációban mérhető örvényes szakaszok hosszai összhangban vannak a terepi mérésekkel azonosított helyi kiöblösödések hosszaival. A három különböző módszerrel (terepen, fizikai laborkísérlettel és szimuláció segítségével) gyűjtött szakaszhossz adatok átlagainak hasonlósága az intenzív örvényesség és a helyi kiöblösödés kapcsolatát erősíti. A szimulált modellkísérletek és terepi minták közös értelmezése arra is utal, hogy a helyi kiöblösödés keresztmetszetének mérete (vagyis az oldás mértéke) és az örvényesség átlagos mértéke között arányosság állhat fenn.
- A modellkísérlettel szimulált intenzív örvényes szakaszok és a terepen mérhető helyi kiöblösödések hosszai alacsony lejtőszögnél a legnagyobbak. A becsatlakozási szögeket tekintve átlagosan azok a mellékvályúk okoznak hosszabb intenzív örvényes szakaszhosszt, amelyek meredekebb becsatlakozási szöggel kapcsolódnak a fővályúkhöz. Az ilyen becsatlakozások esélye pedig kicsi lejtőszögnél a nagyobb.

3. A mellékvályú becsatlakozások környezetében lévő vízgyűjtő és a mellékvályúk sűrűsége meghatározzák a kiöblösödő szakaszok morfológiáját és fejlődését.

- A becsatlakozó mellékvályú közelében az intenzív örvényes szakasz és a terepi helyi kiöblösödés hossza közötti eltérést a vízgyűjtő cellás közelítésével kapott eredményeink szerint a vízgyűjtő nagysága meghatározza. A helyi kiöblösödések annál markánsabban különíthetők el más vályú szakaszoktól, minél kisebb a közvetlen vízgyűjtőterület mérete a fővályú mentén.
- Sűrűn mellékvályús helyek tipikusan azok a szakaszok a fővályúban, ahol a lejtőszög lokálisan lecsökken. Ez esetben a becsatlakozási szakaszon kiterjedt és

folytonos örvényesség alakul ki a fővályúban, amely egybefüggőnek észlelhető közös helyi kiöblösödést (ill. kürtőt és madáritatót) alakít ki. A modellkísérletben kapott örvényes szakaszok figyelembevételével a potenciálisan egybefüggő közös helyi kiöblösödés a mellékvályú sűrűség csökkenésével fokozatosan helyi kiöblösödésekre tagolódik. Amikor a terepi mellékvályúk távolsága meghaladja a méteres távolságot az egyes kiöblösödő szakaszok teljesen elkülönülnek.

- Akárcsak a vályú egészében, az összecsatlakozásoknál is a vályú keresztmetszet általános fejlődési iránya a mélyülés. Ezáltal a kezdeti szakaszban kialakuló (közös) helyi kiöblösödés idővel kürtővé fejlődik. Azonban minél több mellékvályú csatlakozik be egymás közelében (tehát minél nagyobb a vízbepótlás), a vályú keresztmetszetének fejlődésében az oldalirányú növekedés (szélesedés) mértéke annál nagyobb lesz és madáritátószerű forma jön létre.
- A keresztmetszet fejlődését már egy mellékvályú becsatlakozása is meghatározza. Ebben az esetben a mellékvályú becsatlakozási szöge a meghatározó, amely minél nagyobb, a fővályúban hozzá tartozó helyi kiöblösödés mélyülésének mértéke annál nagyobb arányú.
- A modellkísérletek szerint az örvénylés a vályúk egyéb, nem kiöblösödő részén is jelen van, csak kisebb mértékű. Ez a vízág áramlási sajátosságainak tudható be. Ez eredményezi a vályúnak a kiöblösödések közti szakaszokon történő kisebb mértékű keresztmetszet növekedését is, amelyekről korábbi kutatások beszámoltak.

## 7. További kutatási irányok

A rinnenkarrok további vizsgálatát a modern technikai lehetőségek a korábbiaknál szélesebbre tárják. A LiDAR technikát alkalmazó adatrögzítő eszközök lehetőségét kihasználva:

- hatékony, gyors és pontos adatrögzítés végezhető a vizsgálati területen;
- a terület pontos térbeli leképezése áthelyezhető (például) CAD vagy CFD környezetbe;
- adott idő alatt jóval nagyobb számú felmérés (adatgyűjtés) végezhető, ami kevesebb humánerőforrást igényel.

A részletgazdag felmérések a vályúk mikromorfológiája által okozott áramlási jelenségek vizsgálatának lehetőségét nyitják meg, miáltal a pontosan felmért modelleken az áramlás a valóságot sokkal pontosabban leképezve szimulálható és vizsgálható. Ezáltal (a teljesség igénye nélkül) vizsgálhatóvá válik a kritikus és szuperkritikus áramlás (White, 2016) hatása (Slabe, 1995) valamint a „hydraulic jump” (White, 2016) környezete a rinnenkarokban. A terepi vagy laboratóriumi körülmények között a felszín időbeli változását folyamatosan monitorozva és azt párhuzamba állítva numerikus áramlási modellekkel lehetőség nyílik a pontosabb modellalkotásra és korábbi modellek pontosítására.

A dolgozatban bemutatott vizsgálat továbbfejlesztése beilleszthető komplex kutatások hátterébe is.

- A vályúkarrok morfológiájának megismerése segítséget adhat a talajelborítás egykori határának a megállapításához magashegységekben. A talajelborításból következtetni lehet a talaj és növénytakaró határának természetes vagy mesterséges okokra visszavezethető múltbeli magasság változására.
- A vályúkarrok morfogenetikájának megismerése adatokat nyújthat a glaciokarszt múltbeli folyamatainak jobb megismeréséhez és ezáltal a glaciáció és a karsztosodás kapcsolatrendszerének (pl. Adamson et. al. 2014, Žebre & Stepišnik 2015a, 2015b, 2016) részletesebb feltárásához. Ez további adatokat szolgáltat a pleisztocén klímaváltozásaihoz.
- A bemutatott numerikus megoldás tapasztalatai lehetőséget nyújtanak más tudományos problémák vizsgálatához is karsztterületeken, kapcsolódva a mérnök geomorfológia és építőmérnöki kutatásokhoz.
- A rinnenkarrok által összegyűjtött vízmennyiség ismerete az epikarszt másodlagos porozitásának részletesebb megértéséhez nyit meg lehetőséget.

## 8. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozok mindenkinek, aki megértette e munkában foglalt kérdéskör jelentőségét, megoldásának nehézségeit és a kutatáshoz szükségszerű elvonulással töltött időmet türelemmel, megértéssel fogadta, valamint ebben támogatott.

A dolgozatban bemutatott vizsgálat nem jöhetett volna létre az 1993-2016 között végzett rendszeres terepi munka során összegyűjtött nagy mennyiségű morfológiai és morfometriai adat felhasználása nélkül. A terepen és laboratóriumban végzett sokéves munkáért köszönet illeti az egykori Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi és Műszaki Kar Földrajz- és Környezettudományi Intézet kollégáit, és a karon működő Karsztkutató Műhely kutatócsapatát, kutatómunkát segítő aktív hallgatóit.

Köszönöm Prof. Dr. Veress Márton az NYME-TTMK korábbi dékánjának szakmai iránymutatását, Prof. Dr. Lóczy Dénes mindenkori segítségét, Dr. Deák György ny. főiskolai docens, Széles László Gyula ny. tanszéki mérnök támogató hozzáállását a kutatómunkához. Köszönöm azok segítségét is, akik elméleti, technikai, informatikai, műszaki és további egyéb módon hozzájárultak a kutatómunka megvalósításához.

Köszönöm a Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola munkatársainak, hogy támogató hozzáállásukkal lehetővé tették a nyugodt kutatómunkát.

## Irodalomjegyzék

- Abad, J.D., Frias, C.E., Buscaglia, G.C. & Garcia, M.H. (2013). Modulation of the flow structure by progressive bedforms in the Kinoshita meandering channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1612–1622. <https://doi.org/10.1002/esp.3460>
- Adamson, K.R., Woodward, J.C., & Hughes, P.D. (2014). Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst. *Quaternary Science Reviews*, 94, 28-43.
- Antoniazza, G., Bakker, M. & Lane, S.N. (2019). Revisiting the morphological method in two dimensions to quantify bed-material transport in braided rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 2251–2267. <https://doi.org/10.1002/esp.4633>
- Barna, J. (1998). Karrmeanderek szintvonalas ábrázolásának tapasztalatai. *Karsztfelődés, II*, 91-98.
- Bates, P.D., Lane, S.N., Ferguson, R.I. (2005). *Computational Fluid Dynamics, Applications in Environmental Hydraulics*. John Wiley & Sons Ltd, 540 p. <https://doi.org/10.1002/0470015195>
- Berner, R.A. (1978). Rate Control of Mineral Dissolution under Earth Surface Conditions. *American Journal of Science*, 278, 1235-1252.
- Bird, R.B., Stewart, W.E., & Lightfoot, E.N. (2002). *Transport Phenomena*. Second Edition, John Wiley & Sons, Inc., 928 p.
- Blazek, J. (2015). *Computational Fluid Dynamics: Principles and Applications*. Third Edition. Butterworth-Heinemann, Elsevier, 447 p. <https://doi.org/10.1016/C2013-0-19038-1>
- Bögli, A. (1951). Probleme der Karrenbildung. *Geographica Helvetica*, 6, 181-204.
- Bögli, A. (1960) Kalklösung und Karrenbildung. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.* 2, 4-21.
- Bögli, A. (1961). Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 5, 185-193.
- Bögli, A. (1976). Die wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen. In: *Karst Processes and Relevants Landforms*. (pp. 141–149.). ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana.
- Bögli, A. (1980). *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer-Verlag, Berlin 284 p.
- Buffa, E., Jacob, J., & Pierre, S. (2021). Lattice-Boltzmann-based large-eddy simulation of high-rise building aerodynamics with inlet turbulence reconstruction. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, 212, 104560. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2021.104560>



- Chen, Y., DiBiase, R.A., McCarroll, N., & Liu, X. (2019). Quantifying flow resistance in mountain streams using computational fluid dynamics modeling over structure-from-motion photogrammetry-derived microtopography. *Earth Surface Processes and Landforms*, *44*, 1973–1987. <https://doi.org/10.1002/esp.4624>
- Constantinescu, G.S., Miyawaki, S., Rhoads, B., Sukhodolov, A., & Kirkil, G. (2011). Structure of turbulent flow at a river confluence with momentum and velocity ratios close to 1: insights from an eddy-resolving numerical simulation. *Water Resources Research*, *47*(5), 1-16. <https://doi.org/10.1029/2010WR010018>
- Cooper, M.P., & Covington, M.D. (2020). Modeling cave cross-section evolution including sediment transport and paragenesis. *Earth Surface Processes and Landforms*, *45*, 2588-2602. <https://doi.org/10.1002/esp.4915>
- Copuroglu, H.I., & Pesman, E. (2018). Analysis of Flettner Rotor ships in beam waves. *Ocean Engineering*, *150*, 352–362. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.01.004>
- Covington, M.D. (2014). Calcite Dissolution Under Turbulent Flow Conditions: A Remaining Conundrum. *Acta Carsologica*, *43*(1), 195-202. <https://doi.org/10.3986/ac.v43i1.628>
- Covington, M.D., Luhmann, A.J., Wicks, C.M., & Saar, M.O. (2012). Process length scales and longitudinal damping in karst conduits. *Journal of Geophysical Research*, *117*, F01025, <https://doi.org/10.1029/2011JF002212>.
- Covington, M.D., & Perne, M. (2015). Consider a cave: a physicist's view of cave and karst science. *Acta Carsologica*, *44*(3), 363–380.
- Crowther, J. (1997). Surface, roughness and the evolution of karren forms at, Lluc, Sierra de Tramuntana, Mallorca. *Zeitschrift für Geomorphologie*, *41*, 393-407
- Curl, R.L. (1966). Scallops and Flutes. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, *7*(2), 121–160.
- Davies, T.R., & Sutherland, A.J., (1980). Resistance to flow past deformable boundaries. *Earth Surface Processes and Landforms*, *5*, 157-179.
- Deák, Gy., Samu, Sz., Péntek, K., Mitre, Z., & Veress, M. (2012). Vízáramlási modellkísérletek vályúrendszereken. *Karsztfelődés*, *XVII*, 155-163.
- Derakhshan, S., Adibi, I., & Sarrafha, H. (2015). Numerical study of electroosmotic micropump using Lattice Boltzmann method. *Computers & Fluids*, *114*, 232–241. <http://doi.org/10.1016/j.compfluid.2015.03.013>
- Dreybrodt, W. (1988). *Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 288 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-83352-6>

- Dreybrodt, W., & Buhmann, D. (1991). A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion. *Chemical Geology*, 90(1), 107-122.
- Dreybrodt, W., Gabrovšek, F., & Romanov, D. (2005). *Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach*. ZRC Publishing, Karst Research Institute at ZRC SAZU, 375 p.
- Dubljanskij, J.V. (1987). Teoreticheskoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej. *Metodi i izucssenyija geologicseszkih javlenij, Novosibirszk*, 97-111.
- Ducros, F., Franck, N., & Poinso, T. (1998). Wall-adapting local eddy-viscosity models for simulations in complex geometries. In: Baines, M.J. (Ed.) *Proceedings of 6th ICFD Conference on Numerical Methods for Fluid Dynamics*. (pp. 293-299).
- Dutta, S., Wang, D., Tassi, P., & Garcia, M.H. (2017). Three-dimensional numerical modeling of the Bulle effect: the nonlinear distribution of near-bed sediment at fluvial diversions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 2322-2337. <https://doi.org/10.1002/esp.4186>
- Eckert, M. (1898). Die Karren oder Schratten. *Petr. Mitteilangen*, 69–71.
- Emmett, W.W. (1970). The hydraulics of overland flow on hillslopes. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 662-7, 1-68.
- Favre, A. (1867). *Recherches geologiques dans les parties de la Savoie, du Piemont et de la Susse vorsine du Mont Blanc T. III*. 71 p.
- Ford, D.C., & Williams, P.W. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.
- Ford, D.C., & Williams, P.W. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, 561 p. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Gabrovšek, F. (2009). On concepts and methods for the estimation of dissolutional denudation rates in karst areas. *Geomorphology*, 106, 9-14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.008>
- Ginés, Á. (2009). Karrenfield landscapes and karren landforms. In: Ginés, Á., Knez, M., Slabe, T., & Dreybrodt, W. (eds.), *Karst rock features. Karren sculpturing*. (pp. 13-24.). Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9.
- Gladysz, K. (1987). Karren on the Quatsino Limestone. Vancouver Island. (BSc szakdolgozat) McMaster University, Canada.
- Glew, J.R., & Ford, D.C. (1980). Simulation study of the development of rillenkarren. *Earth Surface Processes*, 5(1), 25–36.
- Grimes, K.G. (2012). Surface Karst Features of the Judbarra/Gregory National Park, Northern Territory, Australia. *Helectite*, 41, 15-36.

- Grm, A., Šuštar, T., Rodič, T., & Gabrovšek, F. (2016). A Numerical Framework for Wall Dissolution Modeling. Analysis of Flute Formation. *Mathematical Geosciences*, 49, 657-675. <https://doi.org/10.1007/s11004-016-9641-2>
- Hammer, O., Lauritzen, S.E., & Jamtveit, B. (2011). Stability of dissolution flutes under turbulent flow. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73(3), 181–186. <https://doi.org/10.4311/2011JCKS0200>
- Haserodt, K. (1965). Untersuchungen zur Höhen und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. *Münchener Geographische Hefte*, 27, 1-114.
- Holman, D.M., Brionnaud, R.M., & Abiza, Z. (2012). Solution to industry benchmark problems with the Lattice-Boltzmann code XFlow. In: J. Eberhardsteiner et.al. (Eds.) *European Congress on Computational Methods in Applied Sciences and Engineering*. (22 p). ECCOMAS 2012.
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to drainage basins and their morphology. *GSA Bulletin*, 56(3), 275-370.
- Horváth, E.T., & Zentai, Z. (1995). A Totes-hegység madáritatóinak morfológiai jellemzése. *Karsztfejlődés*, I, 71-78.
- Horváth, E.T., & Zentai, Z. (1998). Újabb adalékok a magashegységi vertikális karsztformák morfofenetikájához. *Karsztfejlődés*, II, 191-200.
- Huang, N., Shi, F., & Van Pelt, R.S. (2008). The effects of slope and slope position on local and upstream fluid threshold friction velocities. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1814-1823. <https://doi.org/10.1002/esp.1735>
- Hutchinson, D.W. (1996). Runnels, rinnenkarren and mäanderkarren form, classification and relationship. In: Fornós, J.J., Ginés, A. (Eds.), *Karren Landforms*. (pp. 209-223). Universitat de les Illes Balears.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell, New York, 293 p.
- Jenson, S.K., & Dominigue, J.O. (1988). Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), 1593-1600.
- Jiyuan, T., Guan-Heng, Y., & Chaoqun, L. (2013). *Computational Fluid Dynamics – A Practical Approach*. Second edition, Elsevier Ltd. United Kingdom, 440 p. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-67980-6>
- Katodopes, N.D. (2019). *Free-Surface Flow. Environmental Fluid Mechanics*. Butterworth-Heinemann (Elsevier), 1020 p. <https://doi.org/10.1016/C2016-0-04780-0>

- Kaye, C.A. (1957). The Effect of Solvent Motion on Limestone Solution. *The Journal of Geology*, 65(1), 35-46.
- Kozma, K., & Mitre, Z., (2012). Variations of the type A channels in Totes Gebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56(Suppl. 2.), 37-46. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/S-00084>
- Körner, C. (1999). *Alpine Plant Life – Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Krüger, T., Kusumaatmaja, H., Kuzmin, A., Shardt, O., Silva, G., & Viggien, E.M. (2017). *The Lattice Boltzmann Method. Principles and Practice*. Springer International Publishing Switzerland, 694 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-44649-3>
- Kunaver, J. (1984). The High Mountains Karst in the Slovene Alps. *Geographica Jugoslavia*, 15-22, Savez geografskih drustava Jugoslavije, Ljubljana.
- Lane, S.N., Bradbrook, K.F., Richards, K.S., Biron, P.M., & Roy, A.G. (2000). Secondary circulation cells in river channel confluences; measurement artefacts coherent flow structures? *Hydrological Processes*, 14, 2047-2071.
- Lane, S.N., Hardy, R.J., Ferguson, R.I., Parsons, D.R. (2005). A framework for model verification and validation of CFD schemes in natural open channel flows. In: Bates, P.D., Lane, S.N., Ferguson, R.I. (Eds.), *Computational Fluid Dynamics – Applications in Environmental Hydraulics*. (pp. 169-192). John Wiley & Sons Ltd. <https://doi.org/10.1002/0470015195>
- Lechner, J. (1953). Neue Formen des Hochgebirgskarstes im Toten Gebirge. *Mitteilungen der Höhlenkommission*, 47-49.
- Liu, Z., & Dreybrodt, W. (1997). Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solutions in turbulent flow: The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(14), 2879-2889. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00143-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00143-9)
- Louis, H. (1968). *Allgemeine Geomorphologie*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Mancini, S., Kolb, A., Gonzales-Martino, I., & Casalino, D. (2021). Predicting high-speed feedback mechanisms in rectangular cavities using lattice-Boltzmann very-large eddy simulations. *Aerospace Science and Technology*, 117, 106908. <https://doi.org/10.1016/j.ast.2021.106908>
- Maire, R., Jaillet, S., & Hoblea, F. (2009). Karren in Patagonia, a natural laboratory for hydrogeolian dissolution. In: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., & Dreybrodt, W. (eds.), *Karst*

- Rock Features. Karren Sculpturing.* (pp. 329-348). Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9.
- Mariko, S., Bekku, Y., & Koizumi, H. (1994). Efflux of carbon dioxide from snow covered forest floors. *Ecological Research*, 9, 345-350.
- Mitre, Z. (2016). Vályúban áramló víz áramlási viszonyainak modellezése számítógépes szimulációval. *Karsztfelődés*, XXI, 75-95.
- Mitre, Z. (2017). Karros fővályúban létrejövő áramlások szimulációs vizsgálata. *Karsztfelődés*, XXII, 77-88.
- Mitre, Z. (2018). Digitális vályúmodellen végzett áramlási szimulációk adatainak vizsgálata különböző lejtési és becsatlakozási paraméterek esetén. *Karsztfelődés*, XXIII, 5-18.
- Mitre, Z., & Péntek, K. (2014) Karros vályúk morfológiai vizsgálata a mellékvályú becsatlakozási helyek közelében. *Karsztfelődés*, XIX, 173-184.
- Mottershead, D.N. (1996). Some morphological properties of solution flutes (Rillenkarren) at Lluc, Mallorca. In: Fornos JJ, Gines A (ed.), *Karren landforms.* (pp. 225-238, 450). Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.
- Newson, M.D. (1970). Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains (Doktori értekezés). University of Bristol.
- Olsen, N.R.B. (2017). Numerical modelling of downstream migrating antidunes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 2393-2401. <https://doi.org/10.1002/esp.4193>
- Parry, J.T. (1960). Limestone pavements of North West England. *Canadian Geographer*, 4(16), 14-21.
- Perne, M., Covington, M.D., & Gabrovšek, F. (2014a). Evolution of karst conduit networks in transition from pressurized flow to free-surface flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4617–4633
- Perne, M., Covington, M.D., & Myre, J. (2014b). *Modeling of bedrock channel and cave evolution using computational fluid dynamics.* 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia, 20 p.
- Péntek, K., Szunyogh, G., & Veress, M. (1998). A keveredési korrózió egyenletének algebrai megoldása. *Hidrológiai Közöny*, IV, 233-239.
- Piller, W. (1976). Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/ Almtal, Oberösterreich). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 23, 113-152.
- 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), 118-129. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.011>
- Pluhar, A. & Ford, D.C. (1970). Dolomite karren of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14, 392-410.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M.L., & Parkhurst, D.L. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 278(2), 179–216.
- Sauro, U. (1976). The geomorphological mapping of “Karrenfelder” using very large scales: an example. *Int Speleolog Union, Ljubljana*, 189-199.
- Sauro, U., & Perna, G. (1978). Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*. 22. *Museo Tridentino di scienze naturali, Trentino*.
- Schöllnberger, W. (1973). Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 22, 95-153.
- Shih, T.H., Povinelli, L.A., Liu, N.S., Potapczuk, M.G., Lumley, J.L. (1999). *A Generalized Wall Function*. National Aeronautics and Space Administration Glenn Research Center, USA. NASA TM-1999-209398 ICOMP-99-08, 16 p.
- Slabe, T. (1995). *Cave Rocky Relief*. Znaustvenaraziskovalni Center SAZU, Ljubljana, 128 p.
- Smith, D.I. (1969). The solutional erosion of limestone in an arctic morphogenetic region. In: Stell, O. (ed.), *Problems of Karst Denudation*. (5). Proceedings 5th International Speleological Congress, Brno, Czechoslovakia, *Studia Geographica*.
- Smyth, T.A.G., Hesp, P.A., Walker, I.J., Wasklewicz, T., Gares, P.A., & Smith, A.B. (2019). Topographic change and numerically modelled near surface wind flow in a bowl blowout. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 1988-1999. <https://doi.org/10.1002/esp.4625>
- Sweeting, M.M. (1955). Landforms in North-West Country Clare, Ireland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 21, 218-249.
- Sweeting, M.M. (1973). *Karst Landforms*. Columbia University Press, New York, 362 p.
- Szabó, L. (1995). Karrvályú rendszerek térképezése a Totes-hegységben. *Karsztfejlődés*, 1, 61-70.
- Szunyogh, G. (1995a). Karrvályúk vízszállító-képességének elméleti meghatározása. *Karsztfejlődés*, 1, 133-144.
- Szunyogh, G. (1995b). Mész-kőfelszínek kisformáinak grafikus ábrázolása. *Karsztfejlődés*, 1, 41-60.

- Szunyogh, G. (1995c). Szabad, talajjal nem borított mészkőfelszín karsztosodásának általános egyenletrendszere. *Karsztfejlődés, I*, 145-164.
- Szunyogh, G. (1998). Sziklakarrok karsztosodásának matematikai modellezése. *Karsztfejlődés, II*, 7-34.
- Szunyogh, G. (2000a). The theoretical-physical study of the process of karren development. *Karsztfejlődés, IV*, 125-150.
- Szunyogh, G. (2000b). Differential equations describing the changes of shape caused by karst corrosion of any arbitrary limestone surface. *Karsztfejlődés, IV*, 151-174.
- Szunyogh, G. (2003). Karros felszínfejlődés matematikai modellezése. *Karsztfejlődés, VIII*, 15-39.
- Szunyogh, G. (2004). Talajnélküli lejtős mészkőfelszínek leoldódási idejének elméleti vizsgálata. *Karsztfejlődés, IX*, 35-51.
- Szunyogh, G. (2005). A Theoretical Approach to Establish the Duration of Denudation on Limestone Surface without Soil Cover. *Acta Carsologica, 34*(1), 9-23.
- Szunyogh, G., Lakotár, K., & Szigeti, I. (1998). Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése. *Karsztfejlődés, II*, 125-141.
- Thorne, K.S., & Blandford, R.D. (2017). *Modern Classical Physics: Optics, Fluids, Plasmas, Elasticity, Relativity, and Statistical Physics*. Princeton University Press, 1552 p.
- Trudgill, S.T. (1985). *Limestone geomorphology*. Longman, New York, 196 p.
- Turpin, C., Badr, T., & Harion, J.L. (2010). Numerical modelling of aeolian erosion over rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms, 35*, 1418–1429. <https://doi.org/10.1002/esp.1980>
- Veress, M. (1995). Karros folyamatok és fonnák rendszerezésének szempontjai Totes-Gebirge-i példák alapján. *Karsztfejlődés, I*, 7-30.
- Veress, M. (1998a). Adatok karrvályúk meanderfejlődéséhez. *Karsztfejlődés, II*, 75-90.
- Veress, M. (1998b). Karrmeanderek. *Karsztfejlődés, II*, 35-58.
- Veress, M. (2000a). Adalékok karros térszínek felszínfejlődéséhez. *Karsztfejlődés, V*, 115-126.
- Veress, M. (2000b). Karrformák összeoldódása. *Karsztfejlődés, V*, 143-157.
- Veress, M. (2000c). The main types of karren development of limestone surfaces without soil covering. *Karsztfejlődés, IV*, 7-30.
- Veress, M. (2004a). *A karszt*. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 215 p.
- Veress, M. (2004b). Különböző kőzetek karrformái és pusztulása Karrosodással. *Karsztfejlődés, IX*, 141-156.

- Veress, M. (2009). Rinnenkarren. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (Eds.), *Karst Rock Features, Karren Sculpturing Založba ZRC. Carsologica*, 9. (pp. 151–159). Institut za raziskovanje krása ZRC SAZU, Postojna, (Ljubljana, Slovènia).
- Veress, M. (2010). *Karst Environments – Karren Formation in High Mountains*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 230 p. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-3550-9>
- Veress, M. (2016). *Covered Karst*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 536 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-7518-2>
- Veress, M. (2019). The KARREN and KARREN formation of bare slopes. *Earth-Science Reviews*, 188, 272-290. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.006>
- Veress, M. (2020), Karst Types and Their Karstification. *Journal of Earth Science*, 31(3), 621–634. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1306-x>
- Veress, M., & Barna, J. (1998). Karmeanderek morfológiai térképezésének tapasztalatai. *Karsztfelldés*, II, 59-73.
- Veress, M., Deák, Gy., & Czöpek, I. (2006). Növényfolt alatti és növényzetmentes lejtők karrosodásának összehasonlítása Totes gebirgei példák alapján. *Karsztfelldés*, XI, 81-103.
- Veress, M., Nacsa, T., Széles, Gy., & Dombi, L. (1995). Néhány totesi karros forma domborzatrajzi ábrázolása. *Karsztfelldés*, I, 31-40.
- Veress, M., & Nacsa, T. (1998). Karr tanu- és szigethegyek. *Karsztfelldés*, II, 99-124.
- Veress, M., Péntek, K., Czöpek, I., Zentai, Z., Deák, Gy., & Mitre, Z. (2007). Adatok a Totes Gebirgei lejtők karrosodásához. *Karsztfelldés*, XII, 137-152.
- Veress, M., Péntek, K., Zentai, Z., & Mitre, Z. (2010a). Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai. *Karsztfelldés*, XV, 61-84.
- Veress, M., Samu, Sz., & Mitre, Z. (2015a). The effect of slope angle on the development of type A and type B channels of rinnenkarren with field and laboratory measurements. *Geomorphology*, 228, 60-70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.014>
- Veress, M., Samu, Sz., Széles, Gy., Döbrönte, L., Zentai, Z., & Mitre, Z. (2015b). The development of rinnenkarren systems. *Karsztfelldés*, XX, 101-124.
- Veress, M., Szunyogh, G., Zentai, Z., Tóth, G., & Czöpek, I. (2010b). A szél hatása a karrosodásra és a karrformák kialakulására Diego De Almagro szigetén. *Karszt és Barlang*, 2009(I-II), 3-18.
- Veress, M., Telbisz, T., Tóth, G., Lóczy, D., Ruban, D.A., & Gutak, J.M. (2019). *Glaciokarsts*. Springer, Cham, Switzerland, 516 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-97292-3>



- Veress, M., Tóth, G., & Péntek, K. (2001). Adalékok karrformák kialakulási korához és fejlődési sebességéhez a Hallstatt-gleccser jégmentes völgytalpán. *Karsztfejlődés*, VI, 161-169.
- Veress, M., & Tóth, G. (2002). Egy dachsteini réteglapos térszínrészlet karros fejlődéstörténete. *Karsztfejlődés*, VII, 187-204.
- Veress, M., & Tóth, G. (2004). Types of meandering karren. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 48(1), 53-77.
- Veress, M., & Zentai, Z. (2004). Karros lejtőfejlődés a Triglav északi előterében. *Karsztfejlődés*, IX, 177-196.
- Veress, M., Zentai, Z., Mitre, Z., Széles, Gy., & Döbrönte, L. (2016). Width changes of rinnenkarren. *Karsztfejlődés*, XXI, 65-73.
- Veress, M., Zentai, Z., Péntek, K., Eöry, M., & Mitre, Z. (2009). Vályúfejlődés csupasz lejtőkön. *Karsztfejlődés*, XIV, 139-159.
- Veress, M., Zentai, Z., Péntek, K., & Mitre, Z. (2011). Rinnenkarr rendszerek fejlődése. *Karsztfejlődés*, XVI, 71-85.
- Veress, M., Zentai, Z., Péntek, K., Mitre, Z., Deák, Gy., & Samu, Sz. (2012). Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése. *Karsztfejlődés*, XVII, 131-154.
- Veress, M., Zentai, Z., Péntek, K., Mitre, Z., Deák, Gy., & Samu, Sz. (2013). Flow dynamics and shape of rinnenkarren systems. *Geomorphology*, 198, 115-127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.019>
- Vincent, P. (1983). The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 205-222.
- Vincent, P. (1996). Rillenkarrren in the British Isles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40, 487-497.
- Volker, J. (2016). *Finite Element Methods for Incompressible Flow Problems*. Springer International Publishing, 812 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-45750-5>
- Wagner, G. (1950). *Rund um Hochifen Gottesackergebiet*. Hohenlohesche Buchhandlung (F. Rau), Öhringen, pp. 72–80.
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York. 464 p.
- White, F.M. (2016). *Fluid mechanics*. McGraw-Hill Education - Eighth Edition, 848 p.
- Williams, P.W. (2008). The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37(1), 1-10.

- Yan, H., Zhang, G., Wang, S., Hui, D., & Zhou, B. (2021) Simulation of vortex shedding around cylinders by immersed boundary-lattice Boltzmann flux solver. *Applied Ocean Research*, 114, 102763. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2021.102763>
- Žebre, M., & Stepišnik, U. (2015a). Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(11), 1493-1505.
- Žebre, M., & Stepišnik, U. (2015b). Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia), *Journal of Maps*, 12(5), 873-881.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Colucci, R., Forte, E., & Monegato, G. (2016). Evolution of a karst polje influenced by glaciation: The Gomance piedmont polje (northern Dinaric Alps). *Geomorphology*, 257, 143-154.
- Zentai, Z., & Horváth, E.T. (1995). Totes-hegységi lejtőkarrok morfometriai vizsgálatának eredményei. *Karsztfejlődés*, 1, 79-88.
- Zentai, Z. (2000). Karsvölgyek fejlődésének sajátosságai néhány Héttó-völgyi (Juliai Alpok Szlovénia) mintaterület adatainak felhasználásával. *Karsztfejlődés*, 5, 127-137.
- Zhao, Y., Liao, W., & Lei, X. (2019). Hydrological Simulation for Karst Mountain Areas: A Case Study of Central Guizhou Province. *Water*, 11, 991. <https://doi.org/10.3390/w11050991>