

**Digitális terepmodellek alkalmazása a geomorfológiában,  
illetve a természet-társadalom kapcsolatok  
kvantitatív vizsgálatában**

**MTA doktori értekezés tézisei**

**Telbisz Tamás**

**Budapest  
2023**

## 1. Bevezetés, célkitűzések

„*In varietate concordia*”  
(*Egység a sokféleségben*)

Buddhista és arab filozófusok, valamint keresztény teológusok egyaránt idézték már ezt a gondolatot. Egy jól dokumentált – bár ezeknél jóval későbbi – említés Leibniz-től származik, továbbá ez az Európai Unió hivatalos mottója is. Disszertációmhoz azért választottam jelmondatként, mert saját kutatásaimon keresztül igyekszem egy kicsit a földrajztudomány sokféleségét, pontosabban sokszínűségét bemutatni, de mindezt egységbe foglalva. Mivel a teljes kutatói munka áttekintésére nincs mód, ezért inkább arra törekedtem, hogy esettanulmányokon keresztül viszonylag reprezentatív jelleggel, de az egyes témákon belül kicsit jobban elmélyülve ismertessem tudományos tevékenységemet. Így lehetőség nyílik a gondolatmenetek, a módszerek, az eredmények alaposabb bemutatására. Ezt a reprezentativitást több különböző szempontból is igyekeztem megvalósítani. Elsősorban tematikailag, így a disszertációban a karsztok, a vulkánok, a sivatagok formakincse mellett szó esik a természet-társadalom kapcsolatok statisztikai megközelítéséről is. Ugyanakkor a sokféleségből egy közös szempont is kiemelkedik, mely összefogja a munka egészét, ez pedig a digitális domborzatelemzés. A *digitális terepmodellek* (továbbiakban DTM) valamennyi itt bemutatott munka közös alapját képezik és az eredmények szempontjából meghatározó jelentőségűek.

Az értekezésben tárgyalt fő tudományos kérdések az alábbiak:

- Milyen méretek jellemzők egy adott felszínforma-típusra?
- Ezek a méretek milyen statisztikai eloszlással írhatók le?
- Milyen összefüggések vannak a különböző alakparaméterek között?
- A méret és alak hogyan függ össze a forma kialakulásával?
- Milyen térbeli mintázatot, sűrűséget mutat egyes felszínformák elhelyezkedése?
- Hogyan értelmezhetjük a lepusztulást, illetve a felhalmozódást a felszínformák mennyiségi paraméterei alapján?

Mindezeket a kérdéseket a disszertációban felteszem

- a karsztos felszínek leggyakoribb formáira, a töbrökre vonatkozóan;
- a mérsékelt övi karsztokon ritkábban, de azért előforduló kúp alakú dombokra vonatkozóan;
- a rétegvulkánokkal kapcsolatban;
- a sivatagi homokdűnékkel kapcsolatban.

A válaszokat esettanulmányokon keresztül bontom ki, melyek egy-egy földrajzi területre vonatkoznak, konkrétan az alábbi helyszínekre:

- a Gömör–Tornai-karsztra (továbbiakban GTK);
- szlovén karsztfennsíkokra;
- a Középső-Andok rétegvulkánjaira;
- a Grand Erg Oriental homokformáira (továbbiakban GEO; magyarul: Nagy Keleti-Erg).

Ezeztől a morfometriai jellegű tanulmányoktól némiképp elkülönül a természet-társadalom kapcsolatok kvantitatív elemzése, melyhez kapcsolódva az alábbi kérdésekre keresem a választ:

- Kimutatható-e a természeti tényezők (domborzat, közettani adottságok, éghajlat, hidrológiai jellemzők) és a társadalmi tényezők (demográfia, gazdasági szerkezet, stb.) között statisztikai kapcsolat?
- Ha van statisztikai kapcsolat, akkor azt hogyan értelmezhetjük a társadalmi folyamatok szempontjából?
- A disszertációban vizsgált mintaterület pedig ebből a szempontból a Zlatibor és Tara hegységek térsége Nyugat-Szerbiából.

Mivel a dolgozat vezérmotívumát a DTM-ek jelentik, ezért a dolgozatban az ezzel kapcsolatos módszertani kérdések is előkerülnek, melyek közül néhányat itt megfogalmazok:

- Milyen domborzati adatbázisok alapján lehet az egyes formákat elemezni?
- Hogyan határolhatók le bizonyos felszínformák DTM segítségével?
- Mely morfometriai paramétereket lehet DTM alapján meghatározni?
- Hogyan számítható a térfogat, ha rendelkezésre áll DTM?
- Miként lehet vulkánok eredeti alakját rekonstruálni a mai DTM-ből kiindulva?

## 2. Az elemzések során használt adatok

Az elemzésekhez topográfiai és geológiai térképeket, valamint DTM-eket (SRTM, ASTER alapú DTM; LiDAR alapú DTM-ek) használtam. A **GTK** esetében a töbrök lehatárolását elvégeztem az 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképek alapján mindkét országban. A körvonalat a legkülső zárt szintvonal elve alapján határoztam meg (bővebben lásd a módszertani részben). Az **Aggteleki-karsztra** vonatkozóan a töbrö-lehatárolási algoritmus érzékenység-vizsgálatához használtam olyan DTM-et is, mely szintvonalak digitalizálásán alapult. Ehhez rendelkezésemre állt az 1:10 000 méretarányú EOV topográfiai térképek szintvonal adatbázisa. Ebből Kriging algoritmus segítségével, egyszerű lineáris variogram model használatával 10 m horizontális felbontású DTM-et interpoláltam.

A **GTK** elemzéséhez felhasználtam a Magyarországi részekre vonatkozóan 1:25 000 méretarányú geológiai térképeket és a hozzájuk tartozó leírást, a szlovákiai részekre vonatkozóan 1:50 000 méretarányú geológiai térképeket és a hozzájuk tartozó leírást. A **szlovén mintaterületekhez** három 1:100 000 méretarányú geológiai térképet használtam: az Ilirska Bistrica, Postojna és Tolmin szelvényeket. A **nyugat-szerbiai mintaterület** természet-társadalom kapcsolatainak vizsgálatához szintén 1:100 000 méretarányú geológiai térképeket használtam, azon belül a Čačak, Gornji Milanovac, Ivanjica, Ljubovija, Prijepolje, Užice, Valjevo és Višegrad szelvényeket.

A **GTK** esetében a nagyléptékű domborzati elemzésekhez az SRTM adatbázis 1", illetve 3" felbontású domborzatmodelljét használtam. Az **Andok** rétegvulkánjainak morfometriai elemzéséhez az SRTM 3" felbontású DTM-jét használtuk. A **nyugat-szerbiai mintaterület** természet-társadalom kapcsolatainak vizsgálatánál az SRTM 1"-es verziója volt a domborzati bemenő adat. Ez alapján határoztam meg a településközpontok tengerszint feletti magasságát és a népesség magassági súlypontját is. Továbbá minden egyes település teljes közigazgatási területére ebből számítottam átlagos tengerszint feletti magasságot, valamint relatív reliefet (azaz szintkülönbséget). A **Grand Erg Oriental** vizsgálatához a *De Ferranti (2014)* féle domborzatmodellt választottam. Ennek az

adatbázisnak fontos előnye az SRTM-hez képest, hogy nincsenek benne adathiányos pixelek a vizsgált területre vonatkozóan. A magassági adatok nagyrészt az ASTER-hez igazodnak, ugyanakkor az ASTER-re jellemző hibás értékek és „*artefact*”-ek nagy része ki van szűrve. A **GTK** esetében a töbrök lehatárolását LiDAR alapján is elvégeztem. Az **Aggteleki-karsztról** készült nyers LiDAR adatbázist az Aggteleki Nemzeti Park bocsátotta rendelkezésünkre. Ebből egy 2,5 m/px felbontású DTM készült, amit a töbrömorfometriai elemzéshez használtam. A **GTK szlovák részeiről** készült LiDAR adatokat a *Geoportál (Geodetický a kartografický ústav Bratislava, n.d.)* oldalról töltöttem le. Elemzésem során ezen adatok közül az 1 m/px felbontású DTM-et használtam. A **szlovén mintaterületen** végzett vizsgálatok alapadatát a Environmental Agency of the Republic of Slovenia (ARSO) által közzétett LiDAR adatok jelentik (*ARSO, n.d.*). Innét is az 1 m/px felbontású DTM-t használtam.

A természet-társadalom kapcsolatok elemzéséhez a **nyugat-szerbiai mintaterületre** vonatkozó társadalom-statisztikai adatokat használtam. A településekre vonatkozó statisztikai adatok forrása (a népességre, a korszerkezetre, a gazdasági ágazatokra és a turizmusra vonatkozóan egyaránt) a Szerb Köztársaság Statisztikai Hivatala. A demográfiai adatokat 1866 és 2011 között összesen 17 népszámlálás során gyűjtötték. A vendégek számára és a vendégéjszakák számára vonatkozó turisztikai adatok nem a népszámlálásokhoz kapcsolódnak, hanem helyi statisztikákból származnak, és a közelmúlt néhány évére (2015, 2016, 2017) vonatkoznak.

### 3. Digitális domborzatelemzési és morfológiai vizsgálati módszerek

#### 3.1. Lehatárolási kérdések

A felszínformák vizsgálatának alapját és első lépését a formák lehatárolása jelenti. Ez történhet terepi vizsgálatok, topográfiai térkép, légi- és űrfelvétel, illetve DTM alapján. A formák mérete, az adatok felbontása és minősége határozza meg, hogy melyik a célravezetőbb eljárás. Bár a terepi tapasztalatok mindig fontosak, de a nagy mennyiségű adatnyerésre a térképek, a távérzékelte képek, a DTM-ek ma már egyértelműen jobb lehetőségeket kínálnak.

##### 3.1.1. Töbrök, illetve karsztkúpok lehatárolása

A töbrök lehatárolására szintén egy egyértelmű definíciót jelent, ha a perem legalacsonyabb pontjából kiindulva szintben körüljárjuk a formát. Ez a definíció terjedt el a DTM alapú lehatárolások esetében (*Obu & Podobnikar, 2013, Bauer, 2015, Kobal et al., 2015*) és én is ezt a definíciót alkalmaztam, mivel ez elég jól algoritmizálható, és így a szubjektivitás nagyrészt kiküszöbölhető, bár egy-két paraméter meghatározásában továbbra is jelen van.

Az alábbiakban a DTM-alapú töbrök lehatárolás algoritmusát mutatom be. A DTM-ek gyakran tartalmaznak zárt mélyedéseket (angolul: *sink* vagy *pit*). Nemkarsztos térszínek esetében ezek többnyire hibáknak tekinthetők, amiket az interpoláció, a gyenge felbontás vagy adathiba okoz. Illetve lehetnek adott esetben a terep tényleg létező kicsi egyenetlenségei is. Így amikor a DTM-eket elkezdtek a vízhálózat levezetésére használni, akkor kidolgozták a megfelelő algoritmusokat a gödrök feltöltésére (angolul: *fill sink*). A

karsztok esetében viszont nagyszámú zárt mélyedés létezik a valóságban is. Ezért karsztok esetében a fenti algoritmust kis módosítással kell használni, hogy megkülönböztessük a valódi mélyedéseket a DTM hibáktól, illetve a nemkarsztos eredetű kis egyenetlenségektől. Ez úgy érhető el, hogy megadható egy mélység küszöbérték (*Z-limit*), és az algoritmus csak az ennél sekélyebb mélyedéseket tölti fel. E küszöbérték megválasztása azonban nem teljesen egyértelmű, ennek hatását ezért külön megvizsgáltam a töbrök-lehatárolás szempontjából. Az algoritmus lépései a következők:

- 1) Domborzatmodell simítása az apró hibák (egyenetlenségek) eltüntetésére (*Focal Statistics* eljárás, 5-cella sugarú átlag szűrő segítségével).
- 2) Gödrök betömése (megfelelő *Z-limit* beállításával), ennek eredménye a “Feltöltött DTM”.
- 3) Lefolyásirányok meghatározása a feltöltött DTM alapján (*Flow Direction*).
- 4) A megmaradó zárt mélyedések azonosítása (amelyek mélyebbek, mint a megadott *Z-limit*), ezek a „nyelőpontok”.
- 5) A nyelőpontokhoz tartozó vízgyűjtő-területek lehatárolása.
- 6) Zárt mélyedések feltöltése a perem legalacsonyabb pontjáig (*Zonal Fill*).
- 7) Az előző lépésben előállt peremig töltött DTM és a 2. lépésben előállt „Feltöltött DTM” különbségének kiszámítása, ez lesz a „mélység”.
- 8) Azon területek lehatárolása, ahol a „mélység” $>0$ , ezek a töbrök (raszteresen).
- 9) Töbrök átalakítása poligon shape-fájllá a további elemzésekhez.
- 10) Töbrök morfometriai jellemzőinek meghatározása (részletesebben lásd a „Morfometriai jellemzők számítása” alfejezetben).

Eddig tart alapvetően a töbrök lehatárolási algoritmus. Azonban a zárt formák, ahogy feljebb is említettem, gyakran „egymásba skatulyáztak”. Ezen összetett formák kezelése egy komplex probléma. **Kobal et al. (2015)** dolgoztak ki egy eljárást, melynek lényege, hogy a már azonosított mélyedéseket feltöltjük, és így ismételjük meg a lehatárolási procedúrát. Ennek eredményeként több „rendje” lesz a mélyedéseknek.

**Kobal et al. (2015)** eljárását módosítva, a töbrök első körben történő lehatárolása után összevontam bizonyos formákat. Ezen a téren két különböző utat követtem. A GTK-ra vonatkozó vizsgálatok esetében az volt a célom, hogy a nagyobb zárt mélyedésekben „megbújó” kisebb mélyedések zavaró hatását kiküszöböljem. Ha ugyanis egy nagyobb zárt mélyedésben egy kisebb forma is jelen van, akkor a nagy mélyedés helyett csak néhány jóval kisebb „csonk” jelenik meg az automatikus lehatárolás eredményeként, ami a „valósághoz” képest torzított képet jelent. Ez a jelenség feltűnő volt a kézi és az automatikus lehatárolások összehasonlításánál. Ezért az első lehatárolási kör után azokat a töbröket, amelyeknek a területe vagy a mélysége túl kicsi volt (terület $<1000\text{ m}^2$  vagy mélység $<1\text{ m}$ ), valamint volt a közelükben ( $<30\text{ m}$  távolságon belül) másik töbrök, azokat feltöltöttem, és megismételtem a lehatárolási eljárást. Mivel az így kapott eredmény kielégítő volt, így további finomítást nem végeztem az algoritmuson.

A szlovén mintaterületeken végzett vizsgálatok esetében viszont a formák teljes hierarchiájának feltárása volt a célom, ezért az első lépésben előálló töbrök közül feltöltöttem az egymással közvetlenül szomszédos mélyedéseket, majd ezután megismételtem a lehatárolás lépéseit. Ha csak a közvetlenül szomszédos mélyedéseket töltjük fel egy lépésben, akkor ez azzal az előnnyel jár, hogy nem marad ki az összetett formák közül egy szint sem. Ha nem így járnánk el és minden első rendű mélyedést

feltöltenénk az első lépés után, akkor kimaradnának bizonyos formák. A feltöltés és lehatárolás lépéseit mindaddig ismételhetjük, amíg az összes újabb rendű mélyedés száma le nem csökken egy nagyon kis értékre (vagy amíg el nem érjük, hogy nincs újabb rendű mélyedés). Az egymást követő lépések eredményeit elsőrendű, másodrendű, stb. töbörnek neveztem el és  $R_i$ -vel jelöltem az eredményeknél ( $i$  az index értéke).

A karsztkúpok elemzésének és lehatárolásának módszere nagyvonalakban megegyezik a fentiekben is bemutatott módszerrel. A fontos újdonsága az, hogy zárt kiemelkedéseket eddig még nem elemezték ezzel a módszerrel. A módszert a zárt kiemelkedésekre úgy alkalmaztam, hogy **a domborzat értékeit (-1)-gyel szoroztam**, minden más tekintetben pedig ugyanúgy jártam el, mint a töbrök esetében. Így a mélyedések és kiemelkedések morфомetriai jellemzői egységes alapon hasonlíthatók össze.

### 3.1.2. Rétegvulkánok lehatárolása

Egymással átfedésben lévő vulkáni építmények esetén a lehatárolás komplex feladat, amelyhez többnyire geológiai térképekre is szükség van. Önmagukban álló, nagyjából vízszintes aljzatra települt rétegvulkánok azonban általában elég jól lehatárolhatók pusztán a domborzat alapján is. DTM alapján számítható a lejtőszög, a görbület, az árnyékolt domborzati kép, melyek segítséget adnak a lehatároláshoz. A fenti tényezők alapján többé-kevésbé jól megadhatók küszöbértékek, amik a lehatárolásnál figyelembe vehetők, de a szerzők többsége a teljesen automatikus lehatárolás helyett inkább a kézzel történő lehatárolást támogatja, mely természetesen a fent levezetett térképeken alapul (*Kervyn et al., 2008, Grosse et al., 2012*). A rétegvulkán központi felépítményét rendszerint kúpíbi törmelékpalást határolja. Esettanulmányunkban a Középső-Andok rétegvulkánjait tanulmányozva úgy találtuk, hogy e tűzhányók többségén jellegzetesen elkülönülő lejtőkategóriák figyelhetők meg az alábbiak szerint: központi kúp ( $7-30^\circ$ ), törmelékpalást ( $1-7^\circ$ ) és a környező lapos térszín ( $0-1^\circ$ ). Így ezekhez igazodva rajzoltuk meg a vulkánok körvonalait.

### 3.1.3. Sivatagi dűnék lehatárolása

A sivatagi dűnék elemzése során első lépésben a mintázati típusok lehatárolása és a megfelelő vizsgálati egységek kialakítása volt a cél. A morфомetriai számítások ez esetben is teljesen a DTM-en alapulnak, ám a formák és a területek lehatárolásához, valamint a mintázatok elemzéséhez műholdképeket is felhasználtunk, mégpedig a *GoogleEarth* képeit.

A Grand Erg Oriental (Szahara) területén a nagy mintázati típusok között többnyire fokozatos az átmenet egyik mintázati típusból a másikba. Ezeken belül pedig még kevésbé éles a határvonal az altípusok között, ezért az általunk meghatározott alegységek csupán azt a célt szolgálják, hogy kisebb területekre vonatkozóan lehessen morфомetriai értékeket megállapítani, de a határvonalaknak önmagukban nincs jelentősége. Az egyes alterületek elkülönítésének szempontjai az alábbiak voltak: a változó mintázat, az eltérő dűnetípus, de van ahol csupán a formák sűrűsége, vagy a formák jellemző mérete alapján húztunk határt az egyes alegységek között.

Ezen túlmenően szükség volt a homokdűnékkel borított felszín és a közelítőleg homokmentesnek tekinthető alapfelszín elkülönítésére. Ezt a kérdést két oldalról közelítettük meg. A térfogatszámításhoz az alapfelszín meghatározása a kulcs. A dűnék irányítottságának elemzéséhez pedig a homokdűnékkel borított felszín, de azon belül is hangsúlyosabban a magasabb részek, gerincek. Elvileg a homokmentes alapfelszín, illetve a dűneterület meghatározása egy komplementer feladat, de az első esetben az alapfelszínig igyekeztünk kicsit „szigorúbban” lehatárolni, míg a második esetben a dűne területét. A különbség az alkalmazott szűrőben volt. Ezeket a lehatárolásokat egy-egy reprezentatív mintaterületre végeztük el minden egyes alegység esetében. A mintaterületek alegységenként két darab 20km x 20km-es (vagy kisebb alegységek esetén 10km x 10km-es) négyzetből álltak.

Az alapszint lehatárolása két lépésre tagolódott, egyrészt a dűnék közti területek alapján meghatároztuk az alapszintet, majd ezt interpolációval folytonos felszínné egészítettük ki a dűnék „alatt” is. Az alapszint meghatározásához első lépésként a mintaterületeken belül leválogattuk a dűnék közötti pixeleket. Ezt úgy értük el, hogy az *ArcGIS Focal Statistics Tool* segítségével meghatároztuk a lokális minimum rasztert, majd a helyi minimumtól való eltérésre megadtunk egy mintaterületenként változó felső küszöbértéket. Ezt a küszöbértéket úgy kell megválasztani, hogy kevéssel nagyobb legyen, mint a homokmentes felszín apró egyenetlenségei. A *Focal Statistics* minimum szűrő alkalmazása során egy keresési sugarat is meg kell adni. Ezt pedig úgy kell megválasztani, hogy nagyobb legyen mint a területen található dűnék szélessége, hogy még a dűne közepén lévő pixelek esetében is „elérjen” a homokmentes alapfelszínig. Ez a paraméter is mintaterületenként változó volt. A leválogatás helyességét űrfelvételek segítségével ellenőriztük, adott esetben a paramétereket módosítva és újra elvégezve a műveletet. Ezután a dűneközi pixeleket, vagyis az alapszint magassági értékét felhasználva *kriging* interpolációval készítettük el az alapfelület DTM-jét.

A homokdűnék lehatárolása során annyi volt a különbség, hogy a *Focal Statistics Tool* segítségével az átlagtól való eltéréseket vizsgáltuk, és ahol ez az érték meghaladott egy alsó küszöbértéket, azt tekintettük a dűnéhez tartozó pixelnek. A paraméterek (átlagszűrő sugara, küszöbérték) itt is mintaterületenként eltérők voltak, és ez esetben is az űrfelvételek alapján ellenőriztük a lehatárolás helyességét.

### 3.2. Morfometriai jellemzők számítása

#### 1) Mintázatot jellemző paraméterek:

Ezek közé sorolható a *formasűrűség*, vagyis a formák száma osztva a vizsgált területtel; a *forma területaránya* (töbrök esetében *töbrösödési arány*-nak is nevezhető), vagyis a formák összterülete osztva a vizsgált területtel (*Bondesan et al., 1992*). Ezen mutatók mindegyike „kényes” arra, hogy a vizsgált területet hogyan határoljuk le. A vizsgált területet tehát érdemes úgy definiálni, hogy az a terület, amelyen az adott forma egyáltalán előfordulhat. Töbrök esetében ezt leginkább közettani és domborzati alapon lehet meghatározni. Ezen kívül a *legközelebbi szomszéd forma iránya és távolsága* is ebbe a paraméter-csoportba sorolható.

**2) Formák vízszintes méretét leíró paraméterek:**

Az *alapterület* ( $A$ ), a *kerület* ( $P$ ), a *hosszúság* ( $L$ ), a *szélesség* ( $w$ ) és az *ekvivalens átmérő* ( $d$ ). A *hosszúságot* és *szélességet* egy olyan algoritmussal határoztam meg, mely szórás-ellipszist (*standard deviation ellipse*) illeszt a poligonra, és valójában ennek az adatait (hosszúság, szélesség, tengelyirány) adja meg. Ez egy raszter alapon működő, gyors eljárás. Hátránya, hogy a tengely nem illeszkedik hajszálpontosan az adott formára, de ez az eltérés többnyire nem jelentős. Mivel az *ESRI ArcMap 10.8* ez utóbbi algoritmust tartalmazza eszközként (*Zonal Geometry As Table*), így elemzéseimben ezt használtam. Az ekvivalens átmérő a formával azonos területű kör átmérőjét jelenti.

**3) Formák vízszintes alakját jellemző dimenzió nélküli paraméterek:**

Ezek a *megnyúltság* (*Elong*), a *kerekítettség* (*Circ*), illetve tulajdonképpen a *hossztengely irányát* is ide sorolhatjuk. A megnyúltság egyszerűen a hosszúság és a szélesség hányadosa. A kerekítettségre több képlet is használatos, én a töbrök esetében az alábbi formulát használtam nyomán:

$$Circ = (4 \cdot \pi \cdot A) / P^2$$

Ennek megfelelően kör esetében  $1$  a kerekítettség értéke, és minél eltérőbb az alakzat a körtől, annál kisebb ez az érték. Valójában két különböző tényező okozhatja a kerekítettség megváltozását: egyrészt az alakzat megnyúltsága, másrészt a forma cikkcakkos jellege vezethet a kerekítettség csökkenéséhez.

A rétegvulkánok esetében az eróziós felszabdaltság jellemzésére használhatjuk fel a kerekítettség mutatóját. Ahol a vízmosások, völgyek (barranco-k) bevágódnak a vulkán felszínébe, ott a szintvonalon kiszögellés keletkezik, ami a kerekítettség értékét csökkenti. Mivel az Andok rétegvulkánjainak tanulmányozásakor más szakirodalmi forrásra támaszkodtam, ezért a kerekítettségre egy másik definíciót használtam:

$$C = \frac{\sqrt{A/\pi}}{P/2\pi}$$

Ez valójában a fenti definíció (*Circ*) négyzetgyöke. Így értelmezése hasonló: kör esetén  $1$ , és minél tagoltabb a szintvonal, annál kisebb az értéke.

**4) Formák függőleges alakját jellemző paraméterek:**

Ezek közül a *mélység* ( $h$ ), illetve a *relatív magasság* ( $h$ ) abszolút paraméterek. Az adott forma legmélyebb és legmagasabb pontja közti szintkülönbségként számíthatók. „Valóban” relatív mutatót akkor kaphatunk belőlük, ha elosztjuk a relatív szintkülönbséget a forma átmérőjével. A szakirodalomban sokszor nincs pontosan rögzítve, hogy átmérő alatt mit mérünk, én az elemzéseimben az ekvivalens átmérőt ( $d$ ) használtam a nevezőben.

**5) Formák 3D alakját jellemző paraméterek:**

Ide tartozik a *térfogat* ( $V$ ), melynek számítását egy külön alfejezetben részletesebben bemutatom. Továbbá az ún. *vertikális alakparaméter* ( $k$ ), mely a térfogattal függ össze, ezért azt is a térfogat-számítással együtt ismertetem.



### 3.3. Klasszikus dűne-paraméterek

A sivatagi homokformák esetében hosszú (több 10 km-es) keresztmetszvényeket vettünk fel, és ezek alapján számítottuk a klasszikus dűneparamétereket: a *dűnemagasságot* ( $h$ ), a *dűneszélességet* ( $w$ ), a *hullámhosszt* (az angol szakirodalom több kifejezést is használ erre, úgy mint *spacing*, *wavelength*, *crest-to-crest distance*,  $s$ ), a *dűneközi távolságot* ( $l$ ), a *dűne-alapszintet* ( $b$ ) és a *dűne-keresztmetszeti terület* ( $CSA$ ). A hullámhossz és a dűneközi távolság azért különbözik, mert az utóbbi paraméter két szomszédos dűne alsó elvégződése közötti távolságot méri. „Egyforma” dűnék esetén a hullámhossz egyenlő a dűneszélesség és a dűneközi távolság összegével. A dűne-keresztmetszeti terület a keresztmetszvény síkjában mérve a dűne szelvényvonala és az alapszint közötti területként áll elő, amit numerikus integrálással kaphatunk meg a keresztmetszvény alapján. A homokmennyiségnek egy kifejező mutatószáma az ekvivalens homokvastagság (*equivalent sand thickness or equivalent sediment thickness*,  $EST$ ), ami azt mutatja meg, hogy ha egyenletesen lenne szétterítve a homok, akkor mekkora lenne a vastagsága (**Hugenholtz & Barchyn, 2010, White et al., 2015**). Kiszámítása úgy történik, hogy a szelvény menti összesített dűne-keresztmetszeti területet elosztjuk a szelvényhosszal.

A keresztmetszvényeket a fő dűneirányokra merőlegesen célszerű meghúzni. Egy-egy keresztmetszvényen belül a dűne határoló pontjait legjobb manuálisan meghatározni, mert a dűnék változó méretei és sokszor összetett jellege miatt az automatikus lehatárolások során nehéz úgy megadni a paramétereket (lejtőszög, görbület), hogy ne maradjon ki dűne, vagy hogy ne bontson részekre dűnét az automatikus eljárás (**White et al., 2015**). A határolópontok manuális kijelölése után viszont a többi dűneparaméter meghatározása automatikusan, egy saját készítésű *Excel* makró segítségével történt. Minden alegységben 3 vagy 4 hosszú (9-81 km-es) keresztmetszvényt vettünk fel, és így összesen 81 szelvény alapján 1190 dűne paramétereit határoztuk meg a GEO területén.

A dűnék irányítottsága is egy fontos paraméter. Ezt lehet kézzel meghúzott tengelyek alapján is jellemezni, ami lineáris mintázat esetén kielégítő eredményt szolgáltat, de összetett mintázat, vagy például csillagdűnék esetében nem elég objektív ez a megközelítés. Ezért a dűnék irányítottságát az automatizált módszerrel lehatárolt dűneterületek alapján vizsgáltuk. A hossz tengelyeket, csakúgy mint a töbrök esetében, az *ArcMap Zonal Geometry Tool* segítségével határoztuk, majd ennek alapján rózsadiagramokat szerkesztettünk. A rózsadiagramok készítésénél a tengelyirányokat a tengelyhosszakkal súlyoztuk, mert így a nagyobb, jelentősebb dűnék hatását nem nyomják el a kisebb formák. A dűnetengelyek adataiból pedig „*átlagos eredő vektort*” számítottunk, amit úgy kaphatunk meg, hogy az irányvektorokat összeadjuk és elosztjuk a mérések számával. Az átlagos eredő vektor iránya ( $dir$ ) megadja a rózsadiagram fő tengelyirányát, de csak akkor, ha egymódusú az eloszlás. Az irányok szóródását pedig az átlagos eredő vektor hossza ( $R$ ) jellemzi, melynek értéke 1, ha minden irány azonos, és értéke annál jobban csökken, minél sokfélébbek az egyedi tengelyirányok (**Davis, 2002, Karátson et al., 2002**).

Itt említem meg a *homokmozgatási potenciál* (angolul „*sand drift potential*”) számítását is, bár ez tulajdonképpen nem a dűnék paramétere, hanem a szél jellemzői alapján kalkulálható. Nagyon hasonlít a fenti átlagos eredő vektorhoz, de amíg az a

formákat jellemzi, eddig ez utóbbi a szél homokmozgató képességét írja le. Kiszámításához *Fryberger & Dean (1979)* módszerét használtuk. Ennek értelmében először kiszámítjuk, hogy szélirány szerinti kategóriánként a különböző szélességtartományokhoz tartozó gyakoriságot figyelembe véve, adott irányba mekkora távolságba tudja mozgatni a szél a rendelkezésre álló homokot. Ezeket a távolságokat skalárként összeadva kapjuk a *homokmozgatósi potenciált (DP)*. Ugyanakkor a tényleges helyváltoztatást az *eredő vektor* jellemzi, melynek *iránya (RDD)* és *hossza (RDP)* is számítható. A szél változékonyságát az *RDP/DP* hányados mutatja. Ha a hányados értéke 1-hez közeli, akkor egyirányú szelek dominálnak a homokmozgásban, ha 0-hoz közeli, akkor a különböző irányokból fújó szelek „kiegyenlítik” egymást, tehát a homokanyag ide-oda vándorol az év során.

### 3.3.1. Térfogat-számítás DTM alapján

A térfogatot DTM alapján kettős integrálként adhatjuk meg. A numerikus integrálásra három közelítési eljárást használnak gyakran: a téglalap-szabályt, a trapezoid módszert és a Simpson-módszert, illetve ez utóbbinak van egy kissé módosított változata, a 3/8-os Simpson-formula. A téglalap-szabályt 3D-ben úgy kell elképzelni, mintha a DTM-et függőleges hasábkra bontanánk és ezek térfogatát adnánk össze. Azaz

$$V = \sum_{px \in forma} A_{px} \cdot h_{px}$$

Ahol  $A_{px}$  a pixel területe,  $h_{px}$  a forma relatív magassága (mélysége) az adott pontban. Azonos méretű pixelek esetén  $A_{px}$  kiemelhető.  $n$  jelölje a formába eső pixelek számát. Így a fenti képletet tovább alakítva azt kapjuk, hogy

$$V = A_{px} \cdot \sum_{px \in forma} h_{px} = A_{px} \cdot n \cdot h_{\text{átlag}} = A_{forma} \cdot h_{\text{átlag}}$$

Ez a legegyszerűbben alkalmazható módszer DTM-ek alapján, és ez megfelel annak, hogy a forma teljes területére vonatkozóan kiszámítjuk a felső és az alsó határfelület különbségét, majd az így kapott raster átlagértékét ( $h_{\text{átlag}}$ ) megszorozzuk a forma alapterületével. Az átlagérték úgy is megkapható, hogy előbb külön kiszámoljuk a két felület átlagát és azokat vonjuk ki egymásból.

Töbrök esetén például, ha a felső határfelületet síknak vesszük, akkor a töbrök maximális magasságértékéből az átlagmagasságot kivonva megkapjuk  $h_{\text{átlag}}$ -ot, és ebből  $A_{\text{töbr}}$ -rel szorozva a térfogatot. A fenti paramétereket *ArcMap*-ben például a *Zonal Statistics as Table* eszköz segítségével lehet meghatározni.

A térfogatszámítás a trapéz-, illetve a Simpson-formulák segítségével pontosítható, ezek beépített módon állnak rendelkezésre például a *Surfer* programban. Azonban a forma méretéhez viszonyított kis pixelek (azaz jó felbontás) esetén ennek a pontosításnak a mértéke elhanyagolható (*Telbisz et al., 2017*).

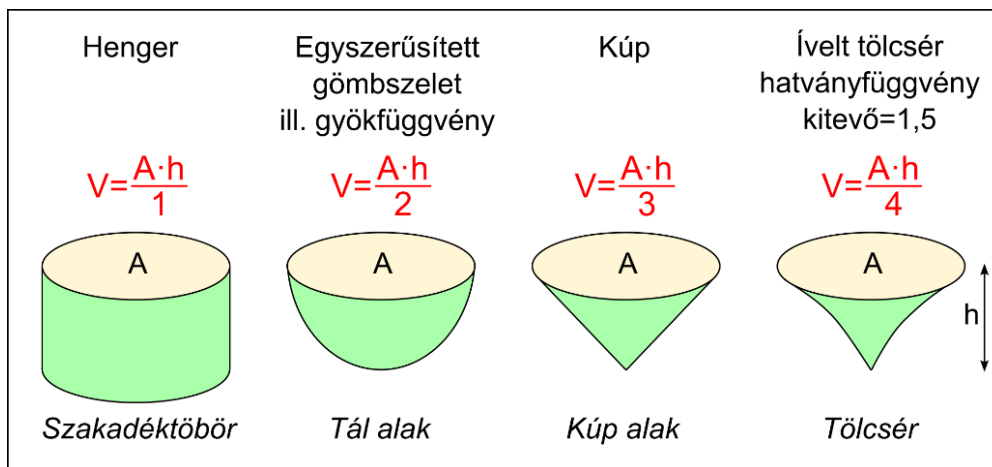
A **homokdűnék** esetében a *térfogatot (V)* a valós dűnefelszín és az alapfelszín különbségeként számítottuk. Ezzel tehát nem egy konkrét forma térfogatát határoztuk meg, hanem az adott mintaterület egészére vonatkozó homoktér fogatot. Az *ekvivalens homokvastagságot (EST)* a térfogat értékéből is ki lehet számítani, ha a térfogatértéket a

mintavételi területtel osztjuk el. Az így számított *EST* értéke elvileg meg kell, hogy egyezzen a keresztmetszvények alapján számított értékkel. A valóságban azonban eltérések tapasztalhatók egyrészt az eltérő mintavételezési módszer miatt, másrészt azért is, mert a keresztmetszvények egy hosszú vonal mentén elhelyezkedő dűnékről adnak információt, ami nem esik teljesen egybe a területi alapú homokvastagság számítás során figyelembe vett, reprezentatív négyzetes területekkel. De akár így, akár úgy számítjuk, az *EST* egy olyan átlagos homokvastagságot jelent, ami jól összehasonlíthatóvá teszi a homoksivatag különböző részeit.

### 3.4. Vertikális alak-paraméter

A fenti általános térfogatszámítási eljárásoktól függetlenül az egyszerűbb felszínformák 3D-s alakját közelíthetjük jól definiálható geometriai testekkel, melyek térfogata egyszerű képlettel megadható. A töbrök, vagy a monogenetikus vulkáni kúpok például sok esetben ilyen aránylag egyszerű formák, amelyeknél érdemes lehet ezt a megközelítést alkalmazni. Nemcsak a térfogat meghatározása miatt, hanem esetleg pont fordítva, a térfogatszámítást felhasználva arra, hogy megvizsgáljuk, hogy egy felszínforma milyen 3D-s alakkal idealizálható.

Néhány jól ismert, egyszerű geometriai test térfogat-képletét az *1. ábra* mutatja.



*1. ábra. Néhány egyszerű geometriai test térfogat-képlete. A formák alatt megadva, hogy a töbrök esetében milyen szavakkal szokás jellemezni ezeket a formákat.*

A fenti ábrában kis magyarázatot igényel a gömbszelet térfogat-képlete (*Telbisz, 2004*). Ha a gömbszelet sugara  $r$ , és a gömbszelet magassága (mélysége)  $h$ , akkor a gömbszelet pontos térfogata:

$$V = \frac{\pi}{6} \cdot h \cdot (3r^2 + h^2)$$

Ha azonban a  $h$  értéke  $r$ -hez képest kicsi (ami a töbrök esetében fennáll, tekintve hogy a mélységük nagyon általánosítva körülbelül tizedrésze az átmérőjüknek), akkor az utolsó tényezőben a  $h^2$  elhanyagolható, és felhasználva, hogy  $A = r^2 \cdot \pi$ , azt kapjuk, hogy a gömbszelet egyszerűsített térfogat-képlete így írható fel

$$V = \frac{A \cdot h}{2}$$

További számítások a térfogattal kapcsolatban: legyen az  $r(x)$  függvény az előző ábrán jelölt valamely körszimmetrikus forma  $x$  magasságban mérhető sugara, ahol  $x=0$  a legmélyebb pont,  $x=h$  esetén pedig a forma alapterületét ( $A$ ) kapjuk. Ha az  $r(x)$  függvény konstans, akkor az a hengernek felel meg. A többi esetet úgy írjuk fel, hogy  $r(x)$  hatványfüggvény legyen, azaz

$$r(x)=x^b$$

Ez alapján az alapterületet felírva:

$$A = \pi \cdot [r(h)]^2 = \pi \cdot h^{2b}$$

A forma térfogata integrálással a következő:

$$V = \pi \int_0^h r^2(x) dx = \pi \int_0^h x^{2b} dx = \pi \left[ \frac{x^{2b+1}}{2b+1} \right]_0^h = \pi \frac{h^{2b+1}}{2b+1} = \frac{A \cdot h}{2b+1}$$

Ennek alapján, ha az előző képletben  $b=0,5$ , azaz gyökfüggvényről van szó, akkor a térfogat ugyanaz, mint az egyszerűsített gömbszelet esetében. Ha  $b=1$ , azaz kúpról van szó, akkor a jól ismert kúp térfogat-képletet kapjuk:

$$V = \frac{A \cdot h}{3}$$

Ha  $b=1,5$ , azaz felfelé gyorsuló ütemben szélesedő formáról van szó, amit a továbbiakban az egyszerűség kedvéért „tölcséres” formának nevezek (bár a tölcsér alatt sok mindent érthetünk a köznyelvben, de ezt most itt így definiálom), akkor a térfogat:

$$V = \frac{A \cdot h}{4}$$

Látható tehát, hogy a térfogat valamennyi esetben hasonló képlettel írható le:

$$V = \frac{A \cdot h}{k}$$

Ebben a képletben a  $k$  paraméter azt jellemzi, hogy a vizsgált forma milyen egyszerű geometriai testtel közelíthető. Természetesen a valóságban egy felszínforma térfogata lehet pont akkora, mint egy vele azonos alapterületű és mélységű kúpé, miközben a tényleges alakja egészen más. Ezért itt nem pontos alak egybevágóságról van szó, hanem csak egyfajta vizuálisan jól megragadható, idealizált megközelítési lehetőségéről. A továbbiakban *vertikális alak-paraméter* ( $k$ ) néven hivatkozom erre a mutatóra. Ez a paraméter eddig nem szerepelt a töbör-morfometria szakirodalmában (illetve tudtommal más geomorfológiai megközelítésekben sem), ezért egy érdekes újításnak tartom.

### 3.5. Magassági hisztogramok elemzése

A tengerszint feletti magasságok alapján készített hisztogram a domborzatnak egy alapvető jellemzője. Kumulatív formájában hipszografikus görbe néven ismert, de szerintem kifejezőbb, ha nem kumulatív módon ábrázoljuk. A jelen értekezésben a GTK

átfogó jellemzéséhez használtam magassági hisztogramokat, illetve ezzel párban lejtőszög-hisztogramokat is.

### 3.6. Sávsvélvény-elemzés

A hagyományos magassági keresztsvélvények grafikonja számos esetlegességet tartalmazhat a svélvényvonal konkrét futásától függően, így viszonylag szubjektívnek tekinthető. A nagyobb kiterjedésű és főleg az eróziósan felszabdalt felszínek általános jellemzőinek, különösen a lejtésnek a vizsgálatához ezért a keresztsvélvény „kibővítése” javasolt. A topográfiai sávsvélvény-elemzés (*topographic swath profile analysis*) lényegében ezt a feladatot oldja meg (*Telbisz et al., 2012, 2013*). A sávsvélvényt úgy készítjük el, hogy a magassági értékeket nem egyszerűen egy adott vonal mentén határozzuk meg, hanem egy sáv mentén haladva kiátlagoljuk a középvonatra merőleges zónákban mért magassági értékeket. Emellett lehetőség van más statisztikai paraméterek (pl. minimum, maximum, terjedelem) számítására és ábrázolására is. A sávsvélvény készítése technikailag az alábbi lépésekben valósítható meg egy DTM alapján:

- 1) A vizsgálandó sáv (téglalap) kivágása a DTM-ből.
- 2) A téglalap egyik oldalát alapvonalnak tekintve meghatározzuk az egyes cellák alapvonalától számított távolságát. (Ez a pont-egyenes távolság képlete alapján számolható.)
- 3) Az alapvonalától számított távolság alapján osztályokba (zónákba) soroljuk a cellákat.
- 4) Meghatározzuk az egyes zónák átlagmagasságát, illetve más statisztikáit (pl. minimum, maximum, szórás, terjedelem, kvartilis stb.).
- 5) Az így kapott zónák statisztikai jellemzőit ábrázoljuk a zónának az alapvonalától számított távolsága függvényében.

A sávsvélvény-elemzés esetében az irány megválasztása fontos kérdés, rendszerint a domborzati formák csapásirányára merőlegesen vagy éppen azzal párhuzamosan történik. A sávsvélvény készítése ugyanakkor általánosítható, és nem szükségszerű, hogy az alapforma mindenképp „téglalap” legyen. Egyes részleges vagy teljes körszimmetriát mutató felszínformák (pl. vulkánok, hordalékkúpok) esetében téglalap helyett körcikk, illetve teljes kör alaprajzú terület is választható, ilyenkor az alapvonal helyett a forma középpontjától vett távolsággal érdemes számolni, ez a *centrális sávsvélvény* (pl. vulkánokra: *Karátson et al., 2012*; hordalékkúpokra: *Staley et al., 2006*).

Jelen disszertációban „egyszerű” sávsvélvényeket használtam a Gömör–Tornai-karszt elemzése során, valamint centrális sávsvélvényeket a Középső-Andok vulkánjainak vizsgálatában a vulkán-rekonstrukciókhoz (ld. a következő alfejezetben).

### 3.7. Vulkán-rekonstrukció a Középső-Andok rétegvulkánjaira

#### 3.7.1. A rekonstrukció alapelve

A vulkán-rekonstrukció egy meglehetősen összetett kérdéskör, sok tényező befolyásolja, hogy egy módszer alkalmazható-e vagy sem. Az alábbiakban leírt módszertan a Középső-Andok esetében működött, mivel itt elég sok olyan vulkán található, melyekre a feltételezések érvényesek. Ugyanakkor egy az egyben nem feltétlenül vihető át más vulkáni területekre.

Alkalmazott módszerünk (*Karátson et al., 2012*) alap-feltételezése az volt, hogy a kiválasztott, hasonló típusba sorolt rétegvulkánok jelenlegi morfológiája nyomokban még őrzi az eredeti vulkáni építmény formáit, elsősorban az egykori lejtők középső és alsó részein. Ezért azon vulkánok esetében, ahol a középső és alsó lejtőkre illesztett „ideális rétegvulkán” forma jól illeszkedik, joggal feltételezhetjük, hogy az eredeti tűzhányó egy egyszerű rétegvulkán volt. Az alacsony eróziós ráták és a völgyekbe összpontosuló lepusztulás miatt még a meglehetősen idős és csonka középső-andesi tűzhányókon is jellegzetes, háromszög formájú, „érintetlen” lejtők, ún. *planézek* ismerhetők fel. Ezek az eredeti felszín maradványai, amelyek alapján geometriailag rekonstruálható az eredeti, szabályos rétegvulkáni forma, lehetővé téve a lepusztult térfogat, illetve az eróziós ráta kiszámítását.

### 3.7.2. Az ideális vulkánalak kiválasztása

A vizsgálatra kiválasztott vulkánok közettani és vulkanológiai hasonlósága alapján feltételeztük, hogy az eredeti kúpok morfológiája is hasonló lehetett. A térség egyszerű rétegvulkánjaira jellemző „ideális” forma számszerű definíciójához a vizsgált terület legszabályosabb, legszimmetrikusabb, legkevésbé lepusztult, legfiatalabb tűzhányóját választottuk, a Parinacotát. A Parinacota 150 ezer éves, de a szabályos kúp csak az utolsó 50 ezer évben alakult ki az idősebb lávadómokra és lávafolyásokra épülve. Rendkívül szabályos kúp alakja miatt jó kiindulást jelent az idősebb, de egykor feltételezhetően szintén szabályos kúp alakú vulkánok eredeti formájának rekonstrukciójához és az erózió számításához.

Egy vulkáni kúp körkörös szimmetriáját statisztikailag úgy tudjuk kiértékelni, hogy az egyes pixelek magassági adatát a középponttól való távolság függvényében ábrázoljuk (azaz *centrális sávszelvényt* készítünk). A kúp középpontját oly módon határozzuk meg, hogy a vulkán közepét tartalmazó szintvonalak geometriai súlypontjainak átlagát vesszük. A kúp középpontjától mért távolság függvényében ábrázolt magassági adatoknak az átlagtól való eltérését okozhatja valamilyen kiemelkedő vulkáni felszínforma (pl. vastagabb lávafolyás, parazitakúp) vagy eróziós forma (pl. völgy, csuszamlás). A pontfelhő egyszerűsítése érdekében kiszámítottuk a magassági eloszlás kvartilis értékeit minden 50 m széles körgyűrűre. Mivel az interkvartilis terjedelem jóval kisebb, mint a teljes terjedelem, így az ideális kúpalak kinyerése érdekében célszerű az esetlegesen jelentkező pozitív felszínformákat eltávolítani a vulkán általánosított alakjáról. Ugyanakkor a lepusztulás előtti felszín minél teljesebb rekonstrukciója érdekében célszerű a vulkánalak felső burkolóját választani. Ezen megfontolások alapján a felső kvartilis görbét választottuk, mint ami legjobban jellemzi a Parinacota általános alakját. Majd ezt a görbét 3 részre osztottuk és regresszióanalízis segítségével függvényeket illesztettünk rájuk: 1) a csúcsrégiót (a kráter szintjét) konstans magasság, 2) a kúpalak felső részét lineáris függvény (azaz konstans lejtőszög), végül 3) az alsó részét hatványfüggvény (csökkenő lejtőszög a hegyláb felé) írja le legjobban. Mind a 2., mind a 3. résznél nagyon magas  $r^2$ -értékeket kaptunk, ami bizonyítja, hogy ezek a függvények jól jellemzik a vulkán alakját, és a későbbi számításoknál indokolt ezen függvények használata.

Természetesen, hogy meggyőződjünk az ily módon származtatott szabályos alak ideális voltáról, azt más aktív vulkánon is célszerű tesztelni. A Parinacotát éppen ezért összehasonlítottuk a szintén nagyon szabályos és kevésbé erodált Cotopaxi (Ecuador) vulkánal.

### 3.7.3.A vulkán-rekonstrukció lépései

Az ideális kúpalak levezetése után a vulkán-rekonstrukciós módszer 5 lépésből állt:

**1. lépés:** A vulkáni kúp lehatárolása.

**2. lépés:** A kúp középpontjának meghatározása. Ez hasonló módszerrel történt, mint a Parinacota esetében, azaz meghatároztuk a zárt szintvonalak geometriai súlypontjainak átlagát. Mivel azonban az idősebb vulkánok gyakran erősen lepusztult formákat mutatnak, ezért csak azokat a szintvonalakat vettük figyelembe, amelyek a vulkán teljes középső részét körülölelik (tehát az oldalgerinceken ülő, kisebb, zárt szintvonalakat kiiktattuk).

**3. lépés:** Az eredeti kúpalak rekonstrukciója. Minden egyes pixel magasságát ábrázoltuk a középponttól való távolság függvényében, és a Parinacotához hasonlóan az egyes távolsági osztályokra kiszámoltuk a kvartilis értékeket. Ezután az ideális Parinacota-profil rállesztettük az adott vulkán felső-kvartilis görbéjére. Ehhez először meghatároztuk azt a szakaszt, amelyen az adott vulkánhoz tartozó felső-kvartilis görbe nagy hasonlóságot mutat a Parinacota alakjával, ami akkor teljesül, ha a lepusztult vulkán gerincmagassága még jól őrzi az eredeti kúpalakot. Ez a szakasz (melyet  $R_1$  és  $R_2$  távolságok határolnak) általában a vulkán középső/alsó részén figyelhető meg. Ezután a viszonyításként használt Parinacota-profil ( $P_i$ ) eltoltuk  $X$  értékkel oly módon, hogy az eltolt Parinacota-profil és az adott vulkán profilja közötti eltérés a meghatározott szakaszon minimális legyen. Az eltérés minimalizálására a legkisebb négyzetek módszerét használtuk, azaz:

$$\sum_{i=R_1}^{R_2} (P_i + X - Q_{3,i})^2$$

minimumát kerestük. Ennek a feltételnek  $X$  akkor felel meg, ha ez éppen a két görbe közti eltérés átlaga, azaz:

$$X = \frac{\sum_{i=R_1}^{R_2} (P_i - Q_{3,i})}{n}$$

ahol  $n$  az  $R_1$  és  $R_2$  közti pontok száma.

**4. lépés:** Az eredeti kúp DTM-jének létrehozása. A vulkán középső részén a pixelek értékét a feltételezett „paleo” értékre változtattuk, amit a középponttól való távolság és az illesztett görbe alapján határoztunk meg. Azokon a pontokon, ahol a jelenlegi magasság nagyobb volt, mint a görbe alapján számított érték, ott meghagytuk a jelenlegi értéket (ezek olyan, környezetükből kiemelkedő felszínformák, amelyek kis számban előfordulnak a legtöbb vulkánon és az eredeti felszín részei lehettek). Ily módon megkaptuk a lepusztulás előtti vulkáni kúp DTM-jét.

**5. lépés:** Az alapszint meghatározása. Az alapszint nagyon fontos a számítások szempontjából, ezt a törmelékpalást körvonalának átlagos magasságaként definiáltuk.

### 3.7.4. A rekonstrukció alapján számított térfogatértékek, illetve az eróziós ráta

A térfogatszámításoknál a fent bemutatott GIS módszereket használtuk. Egy vulkán *paleo-térfogatát* (1) az eredeti felszín és az alapszint közti térfogatként határoztuk meg. A *jelenlegi térfogat* (2) a jelenlegi felszín és az alapszint közti térfogat. Az *erodált térfogat* (3) egyenlő a paleo-térfogat (1) és a jelenlegi (2) különbségével. A *lepusztulási arányszám* (4) az erodált térfogat (3) és a paleo-térfogat (1) hányadosa. A *felszín alacsonyodása* (5) az erodált térfogat (3) és a terület hányadosa, így ez a mutató az átlagos felszínalacsonyodást jelzi a vulkán teljes területére vonatkozóan, nem pedig egy kiválasztott pontra vonatkozó érték. Végül az *eróziós ráta* (6) a felszínalacsonyodás és a vulkán korának hányadosa, ezt a koradattal rendelkező vulkánokra tudtuk meghatározni.

### 3.7.5. Természeti és társadalmi mutatók összefüggés-elemzésének módszertana

A **nyugat-szerbiai mintaterület** adatsorait több léptékben is elemeztem, részben községi (ez a nagyobb egység), részben települési szinten (ez utóbbi a kisebb egység), illetve az egész vizsgált területre összesítve is. A településeket négyféleképpen kategorizáltam, először egyszerű majd kombinált kritériumok alapján:

1) Először a litológia alapján, a karsztra koncentrálni három kategóriát hoztam létre. Egy települést **nem karsztosnak (NK, not karstic)** tekintek, ha a karsztos kőzetek felszíni aránya kisebb, mint a település közigazgatási területének 20%-a. A település **részben karsztos (PK, partly karstic)**, ha a karsztos kőzetek a közigazgatási terület 20-50%-át teszik ki, végül a település **karsztos (K, karstic)**, ha a karsztos kőzetek aránya meghaladja az 50%-ot.

2) Második lépésben a településeket a tengerszint feletti magasságuk alapján osztályoztam. Az osztályköz 100 m volt.

3) Harmadik lépésben a DTM-ből származó két paraméter (átlagos magasság és relatív relief) alapján komplex domborzati kategóriákat hoztam létre. Az első paraméter a település közigazgatási területének átlagos magassága volt. A második paraméter pedig a relatív relief, azaz a település közigazgatási területén belüli legmagasabb és legalacsonyabb pont szintkülönbsége.

4) Végül a fenti litológiai és domborzati kategóriák kombinálásával összetett „*lito-topo típusokat*” hoztam létre.

Ezt követően kiszámítottam a kiválasztott társadalom-statisztikai változók összesített és átlagos értékeit minden egyes kategóriára/osztályra/típusra vonatkozóan.

## 4. Tézisek

A következtetések, melyeket az alábbiakban felsorolok, alapvetően arra a területre érvényesek, amelyek alapján megszülettek. Úgy gondolom, hogy az „egyediség” adja a földrajzi kutatások egyfajta szépségét, és az általánosítással óvatosan kell bánni. Ugyanakkor a generalizálás és a nagyobb léptékben érvényes összefüggések felismerése szintén fontos cél – de vigyázni kell arra, hogy közben az állítások „igazságtartalma” ne sérüljön, vagy ne üresedjen ki. Az alábbi következtetéseknél itt-ott jelzem, hogy mi az, amit lehet általánosítani, és mi az, ami hely-specifikus.



#### 4.1. Módszertani tézisek DTM alapú morfolometriai elemzésekhez

**1. TÉZIS:** A szakirodalomban használt, DTM alapú, automatikus töbör-lehatárolási algoritmus eredményeinek értelmezését pontosítottam azzal, hogy eljárást adtam, melynek segítségével a töbörszám és az algoritmusban szereplő Z-limit (feltöltési mélység) közti kapcsolat megállapítható és ennek alapján az adott területre jellemző releváns Z-limit meghatározható.

Háttér: Az Aggteleki-karszt példáján vizsgáltam, hogy a DTM alapú, automatikus töbör-lehatárolási algoritmusban, konkrétan a mélyedések feltöltésének lépésében szereplő Z-limit milyen hatással van az eredményre. A mélyedések darabszáma (és így a számított dolinasűrűség) a Z-limit növekedésével csökken. Ezzel együtt a „hamis pozitív” (azaz töbörnek jelölt, de a valóságban nem töbör) alakzatok száma is csökken. Ugyanakkor a helyesen felismert dolinák száma („valódi pozitívok”) szintén csökken a Z-limit növelésével. Sajnos a „hamis negatívok”, vagyis a DTM-alapú módszerrel nem azonosított dolinák száma a Z-limit növelésével szintén nő. Ezért a Z-limit megválasztásában nincs abszolút optimális megoldás, de a vizsgált területre 0,5-1 m esetén elég jó egyezést sikerült kapni a topográfiai térkép alapján jelölt és a LiDAR alapján lehatárolt töbrök adatbázisa között.

**2. TÉZIS:** A Gömör–Tornai-karszt egészére vonatkozóan összehasonlítottam a topográfiai térkép (TOPO), illetve a LiDAR alapú töbör-adatokat. A teljes területre összesen 25%-kal több a LiDAR alapján lehatárolt töbör, tehát ennyivel nagyobb a számított töbör-sűrűség, mint a TOPO alapján. Ez az átlagérték a fennsíkok között elég jelentős eltéréseket takar. Alapterület szempontjából elég hasonló a két adatsor, de a TOPO töbrök enyhén kisebbek. Kerekítettség szempontjából a TOPO töbröket magasabb értékek jellemzik, azaz közelebb állnak a körhöz, mint a LiDAR alapján lehatárolt dolinák. Ezek az eredmények egy támpontot adnak ahhoz, hogy a régebbi topográfiai térkép alapján végzett töbör-morfolometriai adatokat hogyan értékeljük. A darabszámmal (sűrűséggel) kapcsolatos eredmény alapvetően függ a topográfiai térkép méretarányától, minőségétől és a töbrök jellemzőitől, így korlátozottan általánosítható. Ugyanakkor az alak paraméterek kapcsolata a TOPO és LiDAR adatbázisok között nagy valószínűséggel más karszterületeken is hasonló lehet.

**3. TÉZIS:** A töbrök DTM alapján meghatározott térfogata ad lehetőséget arra, hogy egy új típusú, 3D-s alakot jellemző paramétert vezessünk be. Ez a vertikális alak-paraméter ( $k$ ), ami közvetlenül azt mutatja meg, hogy a töbör térfogata az  $A \cdot h$  (alapterület \* mélység) kifejezésnek hányadrésze. Kicsit átvittebben viszont arra utal, hogy a forma alakja henger, gömbszelet, kúp, vagy tölcsér alakhoz áll-e közelebb. A vertikális alak-paramétert egy jól általánosítható új mutatószámnak tartom.

**4. TÉZIS:** Karsztos dombok (kúpkarsztok) morfolometriai elemzése DTM alapján elvégezhető úgy, hogy a domborzat inverzét vesszük figyelembe, vagyis (-1)-gyel szorozzuk a magasságot, és erre alkalmazzuk a töbör-lehatárolási algoritmust.

- 5. TÉZIS:** Pontosítottam a töbrök lehatárolása során a formák rendűségének meghatározását (az eredeti *Kobal et al., 2015* féle algoritmushoz képest), és elsőként elemeztem a morfolometriai paraméterek rendűségtől függő változását ilyen részletességgel. Töbrökre és karsztdombokra is.
- 6. TÉZIS:** Kidolgoztam a centrális sávszelvényre épülő vulkán-rekonstrukció módszerét. Ennek lényege, hogy egy lepusztult vulkán esetében a sávszelvény felső-kvartilis görbéjéhez hozzá lehet illeszteni egy mai ép vulkáni felépítmény (Parinacota) profilját, és ez alapján meg lehet határozni a vulkán lepusztulás előtti alakját DTM formájában. Az alkalmazhatóság feltételei: azonos vulkántípus, vízszintes aljzat, önálló (azaz szomszédokkal nem összefogazódó) forma.
- 7. TÉZIS:** Homokdűnékkel borított sivatagi területek jellemzéséhez kidolgoztam egy eljárást, melynek alapján egy adott területre vonatkozó homoktérfogat és az ekvivalens homokvastagság DTM alapján való kiszámítható.
- 8. TÉZIS:** Kidolgoztam egy olyan módszertani megközelítést, mely lehetővé teszi, hogy kvantitatív módon vizsgáljuk meg a domborzati és litológiai tényezők, valamint egyes számszerűsíthető társadalmi paraméterek közti kapcsolatokat, és képesek legyünk elkülöníteni egymástól a különböző tényezők hatását.

#### **4.2. Mintaterületekre vonatkozó tézisek**

- 9. TÉZIS:** Sávszelvények alapján meghatároztam a **Gömör–Tornai-karszt** általános lejtését, illetve az egyes fennsíkok jellemző lejtésirányát és lejtőszögét. A GTK jelenlegi É-D-i irányú, nagyléptékű lejtése mindössze  $1^\circ$ . Ez azonban bizonyos Ny-K-i irányú eltéréseket takar. Míg a nyugati részeken a felszín dőlése egységes formát ad, melybe epigenetikus/antecedens völgyek (Sajó, Csetnek) mélyülnek, addig a keleti részeken az egyes blokkok önállóbban mozogtak, különböző mértékben emelkedtek ki, illetve az emelkedő blokkok között medencék zökkentek be. Ezek az eltérések, valamint a száraz keresztvölgyek (mint például a Szoros-kő-nyereg) a sávszelvények segítségével jól azonosíthatók.
- 10. TÉZIS:** LiDAR adatok alapján részletesen elemeztem a **Gömör–Tornai-karsztot** töbrö-morfolometriai szempontból.
- a) Megállapítottam, hogy a Gömör–Tornai-karszt fennsíkjait nemzetközi összehasonlításban kicsi ( $5-10 \text{ km}^{-2}$ ), mérsékelt ( $10-30 \text{ km}^{-2}$ ), illetve közepes ( $30-35 \text{ km}^{-2}$ ) töbrősűrűség jellemzi. A legkiemelkedőbb értékekkel a Bikk, a K-Alsó-hegy és a Jósvafői-fennsík rendelkezik. A töbrök az adott fennsíkok 2-17%-át foglalják el.
- b) A töbrök elhelyezkedését a geológiai adottságok mellett a lejtőszög határozza meg leginkább.  $12^\circ$  általános lejtés felett már csak nagyon elvétve található töbrö, és a töbrök 90%-a  $8^\circ$ -nál kisebb lejtésű terepen alakult ki.

- c) A geológiai adottságok közül a Gömör–Tornai-karszt esetében a Wettersteini Mészkö elterjedése a leginkább meghatározó, mivel a töbrök 75,1%-a ezen a kőzeten található. Ugyanakkor az ezen kőzeten kialakult töbrök jellemzően inkább kisebb méretűek, mint más litológia esetén.
- d) A töbr-alapterületek statisztikai eloszlása mindegyik fennsík esetében (ahol volt elég adat) jól modellezhető a lognormális eloszlással, míg a hatványfüggvény szerinti kumulatív eloszlás nem jól illeszkedik az adatokra.
- e) A töbrök alakját általában jó kerekítettség jellemzi (a fennsíki átlagok zöme 0,8 feletti), de ezen belül is a Bikk és a K-Alsó-hegy területe emelhető ki leginkább. A töbrök tipikus megnyúltsága 1,3 és 1,6 közötti.
- f) A megnyúlt töbrök tengelye alapján készített rózsadiagramok többségén a módusz az É-D-i irányhoz képest viszonylag kis eltérést mutat. Ez valószínűleg tektonikus okokra vezethető vissza, mivel a domborzat jellemző dőlésirányaival nem látszik közvetlen kapcsolat.
- g) A töbrök mélységét a fennsík helyzete és a kőzet is befolyásolja. A déli, alacsonyabb fennsíkokon sekélyebbek a töbrök, míg a középső és északi részeken, és elsősorban Wettersteini Mészkövön találjuk a legnagyobb mélység-átmérő arányú töbröket. Ezen szempont alapján is a Bikk és a K-Alsó-hegy fennsíkja emelhető ki, mint a relatíve legmélyebb töbrök hordozói.
- h) A töbrök térfogata alapján egy átlagos lepusztulási érték is számítható, ennek nagyságrendje 400-800 mm a legtöbb vizsgált fennsíkra. Fontos megjegyezni, hogy ez egy abszolút érték, nem egy időbeli változást jelző ráta.
- i) A Gömör–Tornai-karszt esetében a töbrök legnagyobb részének az alakja a tál (gömbfüveg) és a kúp közé esik. Inkább tál (gömbfüveg) alakú töbrök jellemzők a délebbi részeken, míg az északi részeken erősebb az eltolódás a kúp-alak felé.

**11. TÉZIS:** Három szlovén mintaterületen LiDAR alapú DTM-t használva megvizsgáltam a karsztos mélyedések és dombok morfológiai jellemzőit a formák rendűségét is figyelembe véve.

- a) Mind a töbrök, mind a dombok alapterületének empirikus eloszlása erősen pozitív ferdeségű. Logaritmikus transzformáció után ezeket az eloszlásokat az Inverz Gauss-eloszlással, illetve pár esetben normál eloszlással lehet közelíteni. A domb-magasság (és kisebb mértékben a töbr-mélység) eloszlásai még a log-transzformáció után is pozitív ferdeségűek maradnak, és Weibull, illetve a normál eloszlásokkal közelíthetők. Egy további közös jellemzője a töbröknek és domboknak, hogy a rendűséggel együtt hasonló irányban és mértékben változik az alapterület, illetve a függőleges kiterjedés. Igazán jó kerekítettség mind a töbrök, mind a dombok esetében csak az elsőrendű formákra jellemző. A felszínből elfoglalt terület arányában is meglepően közel állnak egymáshoz a dombok, illetve a töbrök.
- b) A töbrökhöz viszonyítva a dombok alakja „egyveretűbb”, amit az alapterület és a függőleges kiterjedés közti regressziószámítások révén sikerült igazolni. E jelenség oka, hogy a nagyobb zárt mélyedések a töbrök összenövésével jönnek létre, a karsztdombok viszont egy egységes, nagy tömbből kifaragott maradványformáknak tekinthetők. Ezzel függ össze az is, hogy a függőleges kiterjedés és az alapterület aránya eltérően változik a rendűséggel a töbrök, illetve a dombok esetében. Szintén

jelentős eltérést tapasztaltam a sűrűség értékekben is, mégpedig a töbrök javára, melyekből 2-5-ször annyi található, mint dombokból.

**12. TÉZIS:** A 6. tézisben megfogalmazott eljárás segítségével 33 miocén-holocén korú, **középső-andesi vulkánra** meghatároztuk a lepusztulási arányszámot, és ezek közül a koradatokkal is rendelkező tűzhányókra az eróziós rátát is. A lepusztulási arányszám, vagyis a hiányzó térfogat, átlagosan 22%, de némely esetekben eléri az 50%-ot is. Az idősebb (>3 Ma) tűzhányókra 10 m/Ma nagyságrendű, tehát igen alacsony eróziós ráta jellemző. Ennél némileg nagyobb (akár 20 m/Ma) eróziós ráták adódnak a dél-perui vulkánokra, amelyek nedvesebb éghajlaton találhatóak. A hosszú távú ráták markánsan eltérnek a jóval intenzívebb (66-112 m/Ma), rövid távú lepusztulási ütemtől, ami a fiatal ( $\leq 0,5$  Ma) tűzhányókra jellemző. Egy öt lépésből álló általános lepusztulásmenetet körvonalaztunk a Nyugati-Kordillerák, különösen az Altiplano tűzhányóira, melyek alaprajzban jellegzetes „gyopár”-szerű völgy- és gerincmintázatot mutatnak. E lepusztulásmenet szerint a negyedidőszak előtt létrejött vulkánok lepusztulása során a gleccservölgyek átfomálták az idősebb völgyeket, melyek a száraz területeken már viszonylag keveset alakultak azóta, ám a nedvesebb Dél-Peru vulkánjain a gleccservölgyek jellemző pleisztocén gyopármintázata utóbb elrombolódhatott a később kialakuló fluvialis eredetű, ágas völgyhálózat révén.

**13. TÉZIS:** DTM alapú morfometriai elemzésekkel elsőként elemeztük a **szaharai Grand Erg Oriental** közel teljes területének homokdűnéit, és az alábbi következtetésekre jutottunk:

a) A Grand Erg Oriental területén négy nagyléptékű dűnemintázatot azonosítottunk részben DTM, részben úrfelvételek alapján. Ezek az alábbiak: *P1*, egy elágazó, lineáris dűnékből álló mintázat; *P2*, kisebb méretű és ritkább sűrűséggel elhelyezkedő csillagdűnékből és dómokból álló komplex mintázat; *P3*, hálós jellegű, nagyrészt sarló alakú, barkanoid dűnékből álló mintázat; *P4*, nagyméretű, sűrű elhelyezkedésű csillagdűnék. A dűnemintázatok között fokozatos átmenetek figyelhetők meg.

b) Kimutattuk, hogy a dűnék szélessége és magassága között dűnetípusonként változóan gyenge-közepes a korreláció. Szoros kapcsolat jellemző viszont a hullámhossz és a dűneközi távolság között, illetve közepesen erős a kapcsolat a hullámhossz és a dűneszélesség között, de csak 3 km-es hullámhosszig.

c) Kétféle eljárást is használtunk az *ekvivalens homokvastagság (EST)* kiszámítására, és bemutattuk, hogy a lineáris (*P1*) és a nagy csillagdűnés (*P4*) mintázat tartalmazza a legtöbb homokmennyiséget ( $EST \approx 25-30$  m), míg a komplex (*P3*) és a hálós mintázat csak kicsit több mint feleannyit ( $EST \approx 15$  m).

d) DTM-elemzés segítségével meghatároztuk a dűnék irányítottságát is, és ezt egybevetettük a szélirányokkal. Az irányítottság meglepő módon még a csillagdűnék esetében is jól kimutatható. Az irányítottság erősségét az átlagos eredő vektor hosszával (*R*) jellemeztük. Az északkeleti és délkeleti területeken az egyedi dűneformák és mintázatok jól magyarázhatók a mai szélirányok alapján is, de a

délnyugati és középső területeken feltételezhető, hogy a korábbi időszakok maitól részben eltérő szélviszonyai is komoly hatást gyakoroltak a napjainkig fennálló dűnemintázatra.

**14. TÉZIS: A Zlatibor Körzet északi részére (Nyugat-Szerbia)** vonatkozó esettanulmányban GIS-alapú elemzés során két általános hipotézis helyi érvényesülését vizsgáltam. Az első hipotézis szerint az elnéptelenedés az alacsonyabb, kevésbé tagolt területek felől a magasabb, tagoltabb térszínek felé haladva egyre intenzívebb. A második hipotézis szerint az elnéptelenedés markánsabb a karsztos területeken a nem karsztos (vagy részben karsztos) területekhez viszonyítva. Az első hipotézis IGAZ, a második hipotézis ugyan formálisan teljesül, de lényegében NEM IGAZ a vizsgált területre. Részleteiben a két vizsgált tényezőről a következő mondható el:

a) Domborzati tényező hatása:

1953-ban a népsűrűség lineáris függvény szerint felfelé csökkenő tendenciát mutatott. Az idősök aránya alacsony és homogén volt az egész vizsgált területen, függetlenül a tengerszint feletti magasságtól. A vizsgált terület alapvetően agrártáj volt, ahol az emberek 80-90%-a mezőgazdaságból élt szinte a teljes területen, kivéve a völgyeket és a medencéket.

A 20. század második felében bekövetkezett demográfiai változásokat erősen befolyásolta a domborzat. Konkrétan: a 2011-es adatok alapján, minél magasabb és tagoltabb egy terület, annál jelentősebb a népesség csökkenése és annál előrehaladottabb az elöregedés. A völgyek és medencék területén nőttek a településméretetek, de az összes többi típusban csökkent a lakosság szám mediánja. A magassági súlypont lefelé mozgása az 1960-as és 1970-es években volt a legintenzívebb, de ez a folyamat ma is folytatódik, bár lassuló ütemben. Ennek eredményeként a népsűrűség és a tengerszint feletti magasság közti korreláció típusa megváltozott, exponenciális lett.

b) Litológiai tényező hatása:

Az 1950-es évekig nem voltak demográfiai különbségek a karsztos, részben karsztos és nem karsztos térszínek között, de azóta az elnéptelenedés és az elöregedés sokkal jobban érintette a karsztos területeket. Ez azonban arra vezethető vissza, hogy a karsztos térszínek túlnyomórészt a hegyvidéki területeken találhatók. Összetett domborzati és litológiai típusok létrehozásával bebizonyítottam, hogy ha az egyes domborzati kategóriákon belül vizsgáljuk a kérdést, akkor nincsenek egyértelmű különbségek a demográfiai paraméterekben a karsztos, részben karsztos és nem karsztos területek között.

Jelenleg a turizmus fejlődése a vizsgált területen belül egyértelműen természeti alapú és a védett területekhez kapcsolódik. Kimutattam, hogy a litológia hogyan befolyásolja a turisztikai lehetőségeket. Világszerte inkább az a tapasztalat, hogy a különleges karsztos domborzati formák (barlangok, szakadéktöbrök, szurdokok és vízesések) rengeteg turistát vonzanak. Jelen esettanulmány azonban inkább azt tükrözte, hogy a karsztos környezet bizonyos korlátokat is jelent: a vízhiány, a karszt sérülékenysége és a síelésre alkalmas lejtők hiánya azt eredményezte, hogy a vizsgált területen belül a karsztvidék (Tara Nemzeti Park) turizmusa kevésbé fejlett, mint a

közeli ofiolitos hegység (Zlatibor Natúrpark) turizmusa. (Megjegyzendő, hogy a Zlatibor Natúrpark turisztikai fejlődését jelentősen ösztönözte az is, hogy egy fontos tranzitútvonal mentén helyezkedik el.)

A fent bemutatott statisztikai összefüggések nem jelentenek közvetlen ok-okozati kapcsolatot. Az eredmények értelmezése a társadalmi folyamatokat figyelembe véve lehetséges, melynek részletei a disszertációban olvashatók. De az kétségtelen tény, hogy ugyanaz a természeti tényező a különböző történelmi korszakokban nem feltétlenül hatott egyformán.

## 5. Az értekezés témájában megjelent fontosabb saját publikációk

### 5.1. Könyv, könyvfejezet

- Telbisz, T., Mari, L., Albert, G., 2022. GIS Research of Karst Terrains in Hungary. In Veress, M., Leél-Össy, S. (Eds.), *Cave and Karst Systems of Hungary*. 249–274. Cham: Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-92960-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-030-92960-2_9).
- Telbisz, T., Székely, B., Timár, G. 2013. *Digitális Terepmodellek – Adat, látvány, elemzés*. ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék., 80 p.
- Veress, M., Telbisz, T., Tóth, G., Lóczy, D., Ruban, D.A., Gutak, J., 2019. *Glaciokarsts*. Springer Geography. Cham: Springer International Publishing. 522 p., <https://doi.org/10.1007/978-3-319-97292-3>.

### 5.2. Folyóirat

- Gessert, A., Telbisz, T., 2017. Geomorfologické špecifiká reliéfu Zádielskej planiny v Slovenskom Krase. Geomorphological particularities of the Zádiel Plateau relief in the Slovak Karst. *Slovensky Kras: Acta Carsologica Slovaca*, 55 (1): 47–60.
- Karátson, D., Telbisz, T., Harangi, S., Magyar, E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi, C., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Biró, T., Kósik, S., von Eynatten, H., Lin, D., 2013. Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255: 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>.
- Karátson, D., Gertisser, R., Telbisz, T., Vereb, V., Quidelleur, X., Druitt, T., Nomikou, P., Kósik, S., 2018. Towards reconstruction of the lost Late Bronze Age intra-caldera island of Santorini, Greece. *Scientific Reports*, 8 (1): 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-25301-2>.
- Karátson, D., Sztanó, O., Telbisz, T., 2002. Preferred Clast Orientation in Volcaniclastic Mass-Flow Deposits: Application of a New Photo-Statistical Method. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6): 823–835. <https://doi.org/10.1306/040402720823>.
- Karátson, D., Telbisz, T., Dibacto, S., Lahitte, P., Szakács, A., Veres, D., Gertisser, R., Jánosi, Cs., Timár, G., 2019. Eruptive history of the Late Quaternary Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians, part II: magma output rates. *Bulletin of Volcanology*, 81 (4): 28. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1287-8>.
- Karátson, D., Telbisz, T., Gertisser, R., Strasser, T., Nomikou, P., Druitt, T., Vereb, V., Quidelleur, X., Kósik, S., 2020. Constraining the landscape of Late Bronze Age Santorini prior to the Minoan eruption: Insights from volcanological, geomorphological and archaeological findings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401: 106911. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106911>.
- Karátson, D., Telbisz, T., Singer, B.S., 2010b. Late-stage volcano geomorphic evolution of the Pleistocene San Francisco Mountain, Arizona (USA), based on high-resolution DEM analysis and

- 40Ar/39Ar chronology. *Bulletin of Volcanology*, 72 (7): 833–846. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0365-8>.
- Karátson, D., Telbisz, T., Wörner, G., 2012. Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRTM DEM based analysis. *Geomorphology*, 139–140: 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.010>.
- Kőszegi, M., Bottlik, Z., Telbisz, T., Mari, L., 2015. Human-environment relationships in modern and postmodern geography. *Hungarian Geographical Bulletin*, 64 (2): 87–99. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.64.2.1>.
- Látos, T., Telbisz, T., 2018. LiDAR és UAV alapú digitális domborzatmodellek összevetése töbör-morfometria szempontjából a Jósvafői-fennsík példáján. *Karsztfejlődés*, 23: 19–30. <https://doi.org/10.17701/18.19-30>.
- Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P.A., Telbisz, T., 2020. On the size-distribution of solution dolines in carbonate karst: Lognormal or power model? *Geomorphology*, 351: 106972.
- Szemes, É., Telbisz, T.F., Varga, G., Nováky, B., 2015. A Balaton vízkészlet-változásának vizsgálata digitális terepmodellek alkalmazásával. *Földrajzi Közlemények*, 139 (2): 92–107.
- Telbisz, T., 2001. Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján (New perspectives in doline-morphometry – Aggtelek Karst as an example). *Földrajzi közlemények*, 125 (1–2): 95–108.
- Telbisz, T., 2004. Digitális domborzatmodellek használata a karszt kutatásban. *Karsztfejlődés*, 9: 21–33.
- Telbisz, T., 2011. Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör–Torna/Gemer–Turňa Karst) – a DEM-based study. *Hungarian Geographical Bulletin*, 60 (4): 379–396.
- Telbisz, T., 2021. Lidar-based morphometry of conical hills in temperate karst areas in slovenia. *Remote Sensing*, 13 (14). <https://doi.org/10.3390/rs13142668>.
- Telbisz, T., Ádám, E., 2011. A Felső-hegy, a Mészkö-tető, a Barkai- és a Szádelői-fennsík domborzati és töbör-morfometriai elemzése térinformatikai eszközökkel. *Karsztfejlődés*, 16: 87–102.
- Telbisz T., Boer Á., Csernátoni A., Mari L., Bottlik Z., Szabó O., 2015a. A Királyerdő karsztvidéke: morfológiai kérdések és élet a karszton. *Karsztfejlődés*, 20: 167–184. <https://doi.org/10.17701/15.167-184>.
- Telbisz, T., Bottlik, Z., Mari, L., Kőszegi, M., 2014. The impact of topography on social factors, a case study of Montenegro. *Journal of Mountain Science*, 11 (1): 131–141. <https://doi.org/10.1007/s11629-012-2623-z>.
- Telbisz, T., Bottlik, Z., Mari, L., Petrvalská, A., 2015b. Exploring relationships between Karst terrains and social features by the example of Gömör-Torna Karst (Hungary-Slovakia). *Acta Carsologica*, 44 (1): 121–137. <https://doi.org/10.3986/ac.v44i1.1739>.
- Telbisz, T., Brankov, J., Čalić, J., 2020. Topographic and lithologic controls behind mountain depopulation in Zlatibor District (Western Serbia). *Journal of Mountain Science*, 17 (2): 271–288. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5861-5>.
- Telbisz, T., Brankov, J., Čalić, J., Mari, L., 2019. A Tara Nemzeti Park (Szerbia) felszínalaktani bemutatása és a karsztvidék néhány társadalmi jellemzője. *Karsztfejlődés*, 24: 93–111.
- Telbisz, T., Čalić, J., Kovačević-Majkić, J., Milanović, R., Brankov, J., Micić, J., 2021. Karst Geoheritage of Tara National Park (Serbia) and Its Geotouristic Potential. *Geoheritage*, 13 (4): 88. <https://doi.org/10.1007/s12371-021-00612-5>.
- Telbisz, T., Dragušica, H., Nagy, B., 2009a. Doline Morphometric Analysis and Karst Morphology of Biokovo Mt (Croatia) Based on Field Observations and Digital Terrain Analysis. *Hrvatski geografski glasnik*, 71. (2.): 2–22. <https://doi.org/10.21861/hgg.2009.71.02.01>.
- Telbisz, T., Imecs, Z., Mari, L., Bottlik, Z., 2016a. Changing human-environment interactions in medium mountains: the Apuseni Mts (Romania) as a case study. *Journal of Mountain Science*, 13 (9): 1675–1687. <https://doi.org/10.1007/S11629-015-3653-0>.
- Telbisz, T., Keszler, O., 2018. DEM-based morphometry of large-scale sand dune patterns in the Grand Erg Oriental (Northern Sahara Desert, Africa). *Arabian Journal of Geosciences*, 11 (14): 382.
- Telbisz T., Király É., 2016. Karszt-morfometriai vizsgálatok a Béli-hegységben. *Karsztfejlődés*, 21: 25–44. <https://doi.org/10.17701/16.25-44>.

- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., Karátson, D., 2012. A sávszelvényelemzés (swath analysis) módszere digitális terepmodell (DTM) alapján. *Földtani Közlemény*, 142 (2): 193–200.
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., Szabó, J., 2013. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57 (4): 485–513. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>.
- Telbisz, T., Látos, T., Deák, M., Székely, B., Koma, Z., Standovár, T., 2016b. The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets - Aggtelek karst (Hungary) as an example. *Acta Carsologica*, 45 (1): 5–18. <https://doi.org/10.3986/ac.v45i1.4138>.
- Telbisz, T., Mari, L., 2020. The significance of karst areas in European national parks and geoparks. *Open Geosciences*, 12 (1): 117–132. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0008>.
- Telbisz, T., Mari, L., Čalić, J., 2007. Doline morphometry of mt. Miroč using GIS methods. *Glasnik Srpskog geografskog društva*, 87 (2): 21–30.
- Telbisz, T., Mari, L., Szabó, L., 2011. Geomorphological Characteristics of the Italian Side of Canin Massif (Julian Alps) using Digital Terrain Analysis and Field Observations. *Acta Carsologica*, 40 (2): 255–266. <https://doi.org/10.3986/ac.v40i2.10>.
- Telbisz, T., Móga, J., 2005. Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén. *Karsztfelődés*, 10: 245–266.
- Telbisz, T., Móga, J., Kósik, S., 2006. Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén. *Karsztfelődés*, 11: 133–152.
- Telbisz, T., Móga, J., Kósik, S., 2009b. A Pelsőci-fennsík digitális domborzatelemzése és töbör-morfometriai jellemzése. *Karsztfelődés*, 14: 121–138.
- Telbisz, T., Radeljak Kaufmann, P., Bočić, N., 2022b. Inland-coastal demographic transformations in a karst area: a case study of the surroundings of Krka National Park (Croatia). *Journal of Mountain Science*, 19 (2): 305–321. <https://doi.org/10.1007/s11629-021-7032-8>.
- Timár, G., Telbisz, T.F., Székely, B., 2003. Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis [Space technology in the digital elevation modelling: The SRTM database]. *Geodézia és kartográfia*, 55 (12): 11–15.

### 5.3. Konferenciakiadvány

- Karátson, D., Telbisz, T.F., Székely, B., Wörner, G., 2009. Style, rate and pattern of erosion on stratovolcanoes and ignimbrite surfaces in the Central Andes. *Geophysical Research Abstracts*, 11.
- Székely, B., Telbisz, T., Koma, Z., Kelemen, K., Szmorad, F., Deák, M., Látos, T., Standovár, T., 2015. Geomorphometric correlations of vegetation cover properties and topographic karst features based on high-resolution LiDAR DTM of Aggtelek Karst, NE Hungary. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU2015-12888–1. 2015 Vienna.
- Telbisz, T., Karátson, D., Látos, T., 2017. Vulkánok térfogat-számításával kapcsolatos módszertani kérdések. In *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VIII. = Theory meets practice in GIS*, Balázs, B. (Ed.), 367–374. Debrecen: Debreceni Egyetemi Kiadó.

### További hivatkozások

- ARSO, n.d. *Lidar GIS Viewer, Slovenia*. Lidar GIS Viewer. Available at [http://gis.arso.gov.si/evode/profile.aspx?id=atlas\\_voda\\_Lidar@Arso&culture=en-US](http://gis.arso.gov.si/evode/profile.aspx?id=atlas_voda_Lidar@Arso&culture=en-US) [Last accessed 28 May 2021].
- Bauer, C., 2015. Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. *Geomorphology*, 250: 78–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.015>.
- Bondesan, A., Meneghel, M., Sauro, U., 1992. Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21 (1): 1–55. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1>.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 3rd ed. New York: JohnWiley & Sons.



- De Ferranti, J., 2014. *Digital elevation models*. Digital elevation models, 2014. Available at <http://viewfinderpanoramas.org/> [Last accessed 6 January 2014].
- Fryberger, S.G., Dean, G., 1979. Dune forms and wind regime. In *A study of global sand seas*, McKee, E.D. (Ed.), 137–169. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Geodetický a kartografický ústav Bratislava, n.d. *Geoportál*. [https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als\\_dmr/](https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als_dmr/). Available at [https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als\\_dmr/](https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als_dmr/) [Last accessed 9 February 2023].
- Grosse, P., De Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M., Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136 (1): 114–131.
- Hugenholtz, C.H., Barchyn, T.E., 2010. Spatial analysis of sand dunes with a new global topographic dataset: new approaches and opportunities. *Earth Surf Processes and Landforms*, 35 (8): 986–992. <https://doi.org/10.1002/esp.2013>.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Goossens, R., Jacobs, P., 2008. Mapping volcano topography with remote sensing: ASTER vs. SRTM. *International Journal of Remote Sensing*, 29 (22): 6515–6538. <https://doi.org/10.1080/01431160802167949>.
- Kobal, M., Bertonec, I., Pirotti, F., Dakskobler, I., Kutnar, L., 2015. Using Lidar Data to Analyse Sinkhole Characteristics Relevant for Understory Vegetation under Forest Cover – Case Study of a High Karst Area in the Dinaric Mountains. *PLOS ONE*, 10 (3): e0122070. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0122070>.
- Obu, J., Podobnikar, T., 2013. Algoritem za prepoznavanje kraških kotanj na podlagi digitalnega modela reliefa (Algorithm for Karst Depression Recognition Using Digital Terrain Model). *Geodetski vestnik*, 57 (2): 260–270. <http://dx.doi.org/10.15292/geodetski-vestnik.2013.02.260-270>.
- Rahimi, M., Alexander, C., 2013. Locating Sinkholes in LiDAR Coverage of a Glacio-Fluvial Karst, Winona County, MN. In *Full Proceedings of the Thirteenth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*, 469–480. 2013 Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute. <https://doi.org/10.5038/9780979542275.1158>.
- Staley, D.M., Waskiewicz, T.A., Blaszczyński, J.S., 2006. Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. *Geomorphology*, 74 (1): 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.014>.
- White, K., Bullard, J., Livingstone, I., Moran, L., 2015. A morphometric comparison of the Namib and southwest Kalahari dunefields using ASTER GDEM data. *Aeolian Research*, 19: 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.09.006>.
- Zhu, J., Taylor, T.P., Currens, J.C., Crawford, M.M., 2014. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. *Journal of Cave & Karst Studies*, 76 (3): 207–216. <https://doi.org/10.4311/2013es0135>.