

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

MTA doktori értekezés

Telbisz Tamás

**Budapest
2023**

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzések	3
2. Szakirodalmi áttekintés.....	7
2.1. Digitális terepmodellek és morfológia	7
2.2. Kasztos töbrök és kúpok morfológiai elemzése	8
2.3. Vulkán-morfológia	12
2.4. Sivatagi dűnék morfológiai jellemzése	13
2.5. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai vizsgálata	15
3. Az elemzések során használt adatok és módszerek	20
3.1. Felhasznált adatok	20
3.1.1. Topográfiai térképek.....	20
3.1.2. Geológiai térképek.....	20
3.1.3. Globális DTM adatbázisok	20
3.1.4. Regionális LiDAR adatbázisok	21
3.1.5. Társadalmi paraméterek statisztikai adatai.....	22
3.2. Digitális domborzatelemzési és morfológiai vizsgálati módszerek	22
3.2.1. Lehatárolási kérdések	22
3.2.2. Morfológiai jellemzők számítása	28
3.2.3. Klasszikus dűne-paraméterek.....	30
3.2.4. Térfogat-számítás DTM alapján	31
3.2.5. Vertikális alak-paraméter	33
3.2.6. Magassági hisztogramok elemzése	34
3.2.7. Sávszelvény-elemzés	35
3.2.8. Vulkán-rekonstrukció a Középső-Andok rétegvulkánjaira	36
3.2.9. Természeti és társadalmi mutatók összefüggés-elemzésének módszertana	42
4. Eredmények.....	43
4.1. Karsztos területekre vonatkozó eredmények.....	43
4.1.1. Töbr-levezetési algoritmus érzékenysége a feltöltési Z-limit értékére	43
4.1.2. Karsztmorfológiai elemzések a Gömör–Tornai-karszt példáján	45
4.1.3. Mérsékelt övi karsztkúpok elemzése szlovéniai mintaterületeken.....	68
4.2. Vulkán-morfológiai vizsgálatok a Középső-Andok példáján	80
4.2.1. A Középső-Andok bemutatása vulkán-morfológiai szempontból.....	80
4.2.2. Eredmények: a vulkánok térfogata és lepusztulása	85
4.2.3. A vulkán-morfológiai eredmények diszkussziója	87
4.3. Sivatagi dűnék morfológiai jellemzése	92
4.3.1. A Grand Erg Oriental (Nagy Keleti-Erg) bemutatása.....	92

4.3.2. Morfológiai egységek a homokdűnék mintázata alapján	95
4.3.3. A Grand Erg Oriental homokformáinak jellemzése DTM alapján.....	96
4.3.4. A Grand Erg Oriental-ra vonatkozó eredmények diszkussziója	103
4.4. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai jellegű megközelítése	104
4.4.1. A nyugat-szerbiai mintaterület bemutatása	104
4.4.2. Domborzati és litológiai alapú elemzések eredménye.....	106
4.4.3. Az eredmények diszkussziója	118
5. Következtetések	121
5.1. Módszertani jellegű következtetések a töbör-morfometria kapcsán	121
5.2. Gömör–Tornai-karsztra vonatkozó következtetések.....	121
5.3. Szlovén mintaterületek alapján levont következtetések.....	123
5.4. Következtetések a Középső-Andok vulkán-morfometriai elemzése alapján.....	123
5.5. A Grand Erg Oriental homokdűnéivel kapcsolatos következtetések.....	124
5.6. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai összefüggései a mintaterület alapján	125
Irodalom.....	127
Köszönetnyilvánítás	153
Mellékletek.....	155
M1. A dolgozatban használt rövidítések jegyzéke.....	155
M2. Ábrajegyzék.....	155

1. Bevezetés, célkitűzések

„*In varietate concordia*”
(...)

„*Because it's there*”
(Mallory)

„*Whenever you can, count*”
(Sir Francis Galton)

Sokáig töprengtem azon, hogy milyen gondolattal lehetne elindítani ezt az értekezést. Mivel három idézet is fennmaradt a rostán, melyek egyikéről sem kívántam lemondani, így végül maradt ez a rendhagyó tripla mottó. E három idézet ugyanis egymást kiegészítve, tökéletesen kifejezi a *Mit? Miért? Hogyan?* kérdésekre adott válaszaimat e dolgozat kapcsán.

Az első idézet magyarul így hangzik: „*Egység a sokféleségben.*” Számomra ez jelenti a földrajz lényegét. E tudomány rendkívüli sokszínűsége a mai napig lebilincsel. Sőt, nemcsak lebilincsel, de szerencsére a mindennapi munkámhoz is hozzátartozik, beleértve a kutatásaimat is. Alapvetően *generalistaként* állok a földrajzi kérdések vizsgálatához, bár lehet, hogy csak „*multispecialista*” vagyok (ld. erről a témáról Takács-Sánta András kiváló írását, *Takács-Sánta, 2006*). Elsősorban a geomorfológia témaköreiben mozgok otthonosan, de az elmúlt években a természet-társadalom kapcsolatok elemzése, illetve a természetvédelem egyes területeinek vizsgálata is jelentős szerepet játszott kutatásaimban két pályázatnak köszönhetően. Ennélfogva ebben a disszertációban is igyekszem ezt a sokféleséget bemutatni. A teljes kutatói munka áttekintésére nincs mód még egy ilyen hosszú értekezés keretében sem, 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. A reprezentativitás a kutatómunka egyénis csoportos jellegére is kiterjed, hiszen a dolgozatban vannak olyan témák, melyeket döntően egyénileg dolgoztam ki, de akadnak olyanok is, melyeken társszerzőkkel (tanszéki, intézeti körből; nemzetközi együttműködésben; szakdolgozókkal) együtt dolgoztam. A reprezentativitás érvényes a munka időbeliségére is, mivel nagyjából az elmúlt 15 év különböző időszakaiból válogattam az itt bemutatandó témákat, továbbá a dolgozat egy része egészen friss eredményeket is tartalmaz, melyek kifejezetten ezen értekezés elkészítése során születtek. 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.

Egyébiránt az első mottónál azért nem szerepel szerző, mert az eredete homályba vész. Buddhista és arab filozófusok, valamint keresztény teológusok egyaránt használták már ezt a gondolatot. Egy jól dokumentált – bár ezeknél jóval későbbi – említés Leibniz-től származik, aki szerint „*a harmónia nem más mint egység a sokféleségben*” (*Harmonia est unitas in varietate*). Ez a mottó Indonézia hivatalos jelmondata (jávai nyelven: *Bhinneka Tunggal Ika*), sőt az ország címerében is szerepel. Végül – de nem utolsósorban – az Európai

Uniónak is ez a hivatalos (alkotmányban rögzített) mottója 2004 óta. Mindebből látszik, hogy akár önmagában e kifejezés megérne egy földrajzi tanulmányt.

A *Miért?* kérdésre az Everesten eltűnt hegymászót, Malloryt idézem, aki a mottóban olvasható végletesen letisztult kifejezéssel válaszolta meg a kérdést, hogy miért akarja megmászni a Föld legmagasabb hegyét. „*Mert ott van.*” Ennél mélyebb választ én sem tudok adni. Ha kutatásaimat az alap vagy alkalmazott kutatás kategóriái között kell elhelyezni, akkor kétségkívül az „alap” a megfelelő kalap. Bár ehelyett kifejezőbbnek tartom a „kíváncsiság-vezérelt tudomány” (*curiosity-driven science*; Agar, 2017) megnevezést. Ami a téma aktualitását illeti, arra egyszerű a válasz: a térinformatikai eszközök, illetve a rendelkezésre álló adatbázisok most (értsd az elmúlt egy-másfél évtizedben) tették lehetővé, hogy ezeket az elemzéseket így végig lehetett vinni.

A bevezetésnek ezen a pontján megfogalmazom az értekezésben tárgyalt tudományos kérdéseket, melyek a *Szakirodalmi áttekintésben* felvázolt rövid kutatástörténet ismeretében válnak majd jobban érthetővé. Fő kérdéseim tehát a következők:

- 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).

Ezektől 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.

A harmadik idézet *Sir Francis Galtontól (1822-1911)* származik, aki egy igazi angol polihisztor volt. Őt akár földrajzi felfedezőnek is tekinthetjük, hiszen ifjúkorában a mai Namíbia területén feltáró expedíciót is vezetett, ám valódi jelentősége abban áll, hogy a statisztika módszereit megpróbálta mindenre alkalmazni – többnyire sikerrel. Ezzel függ össze a tőle idézett mottó is, mely magyarul így hangzik: „*Amikor csak tudsz, számolj!*”. A

statisztikai regressziószámítás névadójának is tekinthetjük, bár az ehhez tartozó matematikai elmélet kidolgozása nem az ő érdeme. Tekintve, hogy annak idején matematika tanárszakon is végeztem, a számolás iránti elkötelezettségem a földrajzi témák terén is megnyilvánul. Nem állítom, hogy a földrajzi világ szépségének felismeréséhez feltétlenül kellene a számok, de azt igen, hogy a matematika új dimenziókat nyit az összefüggések felismerésében, illetve lehetővé teszi, hogy árnyaltan gondolkozzunk bizonyos kérdésekről. Ebből már a **Hogyan?** kérdésre logikusan adódik a válasz, mely úgy szól, hogy az általam vizsgált földrajzi objektumokat elsősorban matematikai módszerekkel igyekszem kimerítően jellemezni.

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 határozható le bizonyos felszínformák DTM segítségével?
- Mely morfológiai paramétereket lehet DTM alapján meghatározni?
- Hogyan számítható a térfogat, ha rendelkezésre áll DTM?
- Miként lehet vulkánok eredeti alakját rekonstruálni a mai DTM-ből kiindulva?

A dolgozat szerkezete lényegében a tudományos publikációk bevált „receptjét” követi, mely bevezetésből, a mintaterület bemutatásából, az adatok, a módszertan, az eredmények ismertetéséből és diszkussziójából, végül a következtetések levonásából áll. Azonban tekintve, hogy tartalmilag négy eltérő témakört tárgyalok a disszertációban, ezért kisebb átrendezést hajtottam végre a jobb áttekinthetőség érdekében. A *Szakirodalmi áttekintés* elején egy rövid bevezető szerepel a digitális terepmodellek és a morfológia témakörére fókuszálva, amit egy tömör kutatás-történeti áttekintés követ résztémák szerint haladva. Ezek után következik az *adatok és módszerek* ismertetése. Mivel ez a „közös habarcs” a disszertációban, így ezt részlegesen egyesítve, az ismertetéseket elkerülve próbálom bemutatni, de természetesen itt is megjelenik a tematikus elkülönülés. Az *Eredmények* fejezet egyértelműen a résztémák és az ezekhez kapcsolódó mintaterületek szerint tagolódik. A mintaterületek bemutatását is ide helyeztem, mivel szerintem így a legkönnyebb követni az elemzések gondolatmenetét. Végül a *Következtetések* szintén témakörök szerint csoportosítva követik egymást.

Itt kívánok szólni még egy a kérdésről, ami a disszertáció megítélésének egy sarkalatos pontja, nevezetesen arról, hogy a bemutatott kutatások elvégzésében mennyi volt az én szerepem. Ez egyébként kiolvasható a publikáció szerzőségi sorrendjéből is, de azért röviden leírom. A GTK kapcsán itt bemutatott eredmények túlnyomó része önálló munkán alapul. Ezen belül az Aggteleki-karszt esetében a DTM LiDAR-ból történő létrehozása nem az én érdemem, hanem a szerzőtársaké. A szlovén mintaterületek elemzése teljesen saját munka. Az Andok rétegvulkánjairól szóló esettanulmányban az ötlet *Karátson Dávidtól* származik, a területre vonatkozó háttérismereteket és adatokat döntően *Karátson Dávid* és *Gerhard Wörner* gyűjtötte össze. Az én feladatomban a módszertan kidolgozása és a statisztikai elemzések végrehajtása volt ebben az esettanulmányban. Végül az eredmények diszkusszióját és a következtetések levonását *Karátson Dávid* vezetésével közösen végeztük. A történet „kereksége” érdekében az esettanulmány mindegyik részét bemutatom, de a fent leírtak jelzik, hogy mennyi ebből az én hozzájárulásom. A Grand Erg Oriental homokdűnéinek vizsgálatát témavezetőként irányítottam, kidolgozva hozzá a módszertani kereteket. Az elemzések konkrét kivitelezését *Keszler Orsolya* végezte diplomamunkája keretében. A diszkusszió és a következtetések levonása pedig közös munkánk eredménye. Végül a nyugat-szerbiai esettanulmány során az adatgyűjtésben és a helyi kontextus

értelmezésében a szerb kollégák (*Jovana Brankov* és *Jelena Čalić*) voltak nagy segítségemre, de a koncepció tőlem származott és az elemzést alapvetően én végeztem.

Végezetül, a bevezetés lezárásaként megemlítem, hogy munkám a szó legnemesebb értelmében vett földRAJZ, tehát nagy hangsúlyt fektettem a megfelelő „rajzok”, vagyis ábrák elkészítésébe, mert úgy gondolom, hogy „egy kép többet ér ezer szónál”. Ennek köszönhető a disszertáció 86 ábrája.

Jó olvasást és képnézegetést kívánok!

2. Szakirodalmi áttekintés

2.1. Digitális terepmodellek és morфомetria

Ennek a disszertációnak a főszereplője a **digitális terepmodell** (továbbiakban: DTM), így illő, hogy egy rövid bemutatást kapjon, noha feltételezem, hogy aki olvassa ezt a munkát, az már tisztában van az alapfogalmakkal.

A digitális terepmodell (avagy digitális domborzatmodell, angolul *digital terrain model*, illetve *digital elevation model*) egy olyan adatbázis, amely egy topográfiai felület bizonyos pontjainak X, Y, Z térbeli koordinátáit tartalmazza (*Miller, 1958, Guth et al., 2021*). A DTM alapesetben a tereptárgyak (pl. növényzet, épületek) *nélküli* felszín magasságát tartalmazza, ám az adatnyerés módjától függően előfordulhat, hogy a magassági adat a tereptárgyakkal *együtt* értendő, ilyenkor **digitális felszínmodell** az egyértelmű megnevezés.

Az adatszerkezet alapján két nagy típusba sorolhatjuk a DTM-eket: vannak raszteres és vektoros modellek. Az előbbieknél a magassági adatokat valamely szabályos rács pontjaiban adjuk meg (GRID típus), az utóbbiaknál az elrendezés „tetszőleges” lehet, ide sorolható a TIN (Szabálytalan háromszögháló, *Triangulated Irregular Network*), a Digitális Szintvonalmodell (DSZM) és a pontfelhő (ez utóbbi napjainkban egyre nagyobb szerephez jut). Az értekezésben szereplő elemzések mindegyike GRID típusú DTM alapján készült, még azon esetekben is, ahol az elsődleges adatforrás maga más típusúnak tekinthető, mint például a LiDAR alapadatokra épülő vizsgálatoknál.

Akármilyen adattal dolgozunk is, tisztában kell lenni annak adottságaival. A DTM-ek tekintetében az első fontos, gyakorlatias szempont az **adatformatum**. Napjaink térinformatikai szoftverei temérdek formátumot ismernek, egyiket a másikba képesek konvertálni, ennek részleteit itt nem kívánom ismertetni. Ehhez viszonylag szorosan kapcsolódik az adat **vetületi rendszere**, mellyel kapcsolatban csupán egy lényeges szempontot emelnék ki, hogy a DTM-elemzéseknél érdemes méter alapú koordinátarendszert használni, mert különben számos paraméter (pl. lejtőszög) számítása nem lesz korrekt (legalábbis az általam használt szoftverekben). Az adat technikai paramétereire közé tartozik a **felbontás**, vagyis a cellák mérete. Ez persze tetszés szerint változtatható, de optimális esetben igazodik az adat részletességéhez. A felbontás változtatása számos levezetett paramétert is módosít, amellyel az elemzés során tisztában kell lenni (*Wolock & Price, 1994, Zhang & Montgomery, 1994, Erskine et al., 2007*). Végső soron az adattal kapcsolatos legfőbb technikai információ az **adatnyerés módja**, mivel ez nagymértékben meghatározza a DTM pontosságát és jellemző hibáit. DTM-ek az alábbi módszerekkel készülhetnek:

1) Közvetlen terepi felmérés alapján. Ehhez napjainkban a GNSS (*Global Navigation Satellite System*) eszközök nyújtanak segítséget, aminek elsősorban az adatok ellenőrzésében, korrekciójában van szerepe (földi kontrollpontok, GCP, *ground control points*, bemérésével).

2) Szintvonalas térképek digitalizálásával és interpolációjával. Ennek a jelentősége napjainkban erősen csökken.

2) Légifotókból vagy űrfelvételekből sztereo-fotogrammetriai eljárásokkal. Ennek egyik elterjedt módszere napjainkban a drónokról készített légifotók összeillesztésére és abból DTM készítésére szolgáló **SfM** (*Structure from Motion*) eljárás (SfM; *Fonstad et al., 2013*).

3) Aktív távérzékeléssel: radarmérésekkel, melynek egy napjainkban elterjedt speciális változata a **radar-interferometria**, mivel ez sokkal nagyobb pontosságra képes, mint az eredeti radar (*Massonnet & Rabaut, 1993, Rabus et al., 2003*). A felszín térképezésének ugyanakkor talán a legpontosabb módszere a **LiDAR** (*Light Detection And Ranging*), amely

a radartól annyiban különbözik, hogy itt lézerefény kibocsátásáról és visszaverődéséről van szó. A mérés közvetlen eredménye egy 3D-s pontfelhő, melyet különböző osztályozási, szűrés és interpolációs módszerekkel lehet DTM-mé alakítani (*Petzold et al., 1999*).

Szerencsére a kutatónak nem kell feltétlenül magának készítenie a DTM-et (bár van, amikor erre is szükség van), mivel napjainkban **hatalmas adatbázisok** állnak rendelkezésre a digitális domborzatelemzéshez mind globális (pl. SRTM, ASTER), mind országos szinten (pl. Szlovénia LiDAR, *ARSO, n.d.*). Ezekre a felhasznált adatok fejezetben utalok majd (de csak azokra, amelyek szerepelnek a disszertációban). A disszertációban felhasználok szintvonalakból interpolált DTM-et, úrfelvétel alapú DTM-et (ASTER-t), interferometrikus radarral készült adatokat (SRTM) és LiDAR alapú DTM-eket is (Szlovénia, Szlovákia).

A kész adat használható a DTM minél látványosabb megjelenítésére, ami szintén lehetne tudományos disszertáció tárgya, de az alábbiakban a DTM alapú *elemzésekről* lesz szó. Ehhez technikai értelemben a térinformatikai szoftverek biztosítanak rendkívül változatos eszköztárat, illetve önálló fejlesztésekre is mindig van lehetőség.

A jelen disszertáció szempontjából a *Bevezetőben* megfogalmazott célok határozzák meg, hogy a DTM-eket mire és hogyan használom. A dolgozat nagyobb része a geomorfológia részét képező morfometriai elemzésekről szól. Mivel morfometria sokféle tudományterületen előfordul a nyelvészettől az anatómiáig, így az angol eredetű *geomorfometria* kifejezés pontosabban leírja ezt a témakört (*Evans, 1972, 2012, Pike et al., 2009, Florinsky, 2017*), de a magyar szakirodalom hagyományát követve én többnyire rövidebben csak morfometriát említek a disszertációban.

A morfometria gyökerei részben matematikai, részben földtudományi eredetűek, és visszavezethetők Gauss (1777-1855), illetve Humboldt (1769-1859) munkásságáig (*Pike et al., 2009*). A domborzat legáltalánosabb jellemzőit (pl. magassági eloszlás, stb.) már a 19. században is sokan vizsgálták, bár értelemszerűen jóval gyéresebb adatok birtokában és kevésbé fejlett eszközökkel. A felszínformák különböző alak-paramétereinek mérése igazából a 20. század közepén kezdett fellendülni (*Horton, 1932, 1945*), de az igazi lökést a számítógépek elterjedése jelentette, mely egyrészt olyan számítások nagyüzemi elvégzését tette lehetővé, amilyenekről korábban álmodni sem lehetett, másrészt az adatok elérhetősége is exponenciális ütemben bővült (*Pike et al., 2009, Podobnikar, 2016*). A következő alfejezetekben rövid áttekintést adok azon morfometriai témakörök szakirodalmáról, amelyek a disszertációban bemutatott kutatásokhoz kapcsolódnak.

2.2. Kasztos töbrök és kúpok morfometriai elemzése

A karsztvidékek diagnosztikus felszínformái a **dolinák** (*Ford & Williams, 2013*). A továbbiakban a szlovén eredetű „dolina” helyett nagyjából a magyar eredetű „töbör” szót használom. A töbrök kialakulásának okait viszonylag hamar tisztázták a karsztkutatók, világ szinten Jovan Cvijić (*Cvijić, 1893, Ford, 2007*), Magyarországon Cholnoky Jenő volt ennek a folyamatnak egy meghatározó alakja (*Cholnoky, 1916, 1932, Tóth, 2005*). A „legtisztább” töbör típusok azok, melyeknél döntően egy folyamat határozza meg a töbör fejlődését, ezek az oldásos, a beszakadásos, illetve a szuffóziós folyamatok révén keletkezett dolinák. Ugyanakkor a töbrök fejlődését a valóságban a tektonikus és közettani adottságok, az éghajlat, az esetleges fedőkőzet jellege, a nemkarsztos vízgyűjtővel való kapcsolat mind-mind befolyásolják, így temérdek töbör-kategorizálás létezik a szakirodalomban (*Jakucs, 1971, Šušteršič, 1994, Gams, 2000, Sauro, 2003, Waltham & Fookes, 2003, Veress, 2004, Gutiérrez et al., 2008, Ford & Williams, 2013*). Valójában az a megállapítás, hogy a karsztok diagnosztikus felszínformái a töbrök, egy általánosítás, mely elsősorban (de nem kizárólagosan) a mérsékelt övi karsztokra vonatkozik. A nedves trópusi karszterületek meghatározó formáinak inkább a maradványhegyeket tekinthetjük. A zárt mélyedések

többnyire ezeken a területeken is megtalálhatók, de alakjuk rendszerint tagoltabb, és sok helyen cockpit-nek nevezik ezeket a formákat (**Zámbó, 1993, Lyew-Ayee et al., 2007, Ford & Williams, 2013**). Nem véletlen tehát, hogy a karsztvidékek formáinak számszerű jellemzését kitűző morfológiai vizsgálatok a mérsékelt övi karsztok esetében inkább a dolinákra fókuszáltak, míg a trópusi karsztok esetében a pozitív formák, azaz a kúpok, tornyok jellemzése került előtérbe. A trópusi karsztok esetében gyakori, hogy a pozitív és negatív felszínformák egyaránt hangsúlyosak, így a mélyedések és kiemelkedések párhuzamos vizsgálatát ezeken a területeken már hamarabb megkezdték (**Day, 1978**). A mérsékelt övi karsztvidékeken előforduló pozitív formák részletes morfológiai vizsgálatával azonban tudomásom szerint korábban senki nem foglalkozott, ezért ezirányú vizsgálataim új megközelítést jelentenek (**Telbisz, 2021**).

Először röviden áttekintem a karszt-morfológiai vizsgálatok múltját. Bár bizonyos morfológiai méréseket már **Cvijić (1893)** is közölt, de szisztematikus morfológiai megközelítésről csak az 1970-es évektől beszélhetünk. **Williams (1971; 1972)** munkája úttörő jelentőségű volt ebben a témakörben. Ő elsősorban a poligonális karsztokkal foglalkozott. A leghangsúlyosabb vonalat a dolinák morfológiai vizsgálata képezi, mely témában nagyszabású vizsgálatok készültek már az 1980-as évektől, meglehetősen nagy, esetenként több 10 000 töbröt tartalmazó adatbázisok alapján (**Kemmerly, 1982, 1986, Troester et al., 1984**). Ezek a vizsgálatok megvilágították a dolinafejlődés és a közettani adottságok, illetve a tektonika kapcsolatát (pl. **Florea, 2005, Faivre & Pahernik, 2007, Telbisz et al., 2009a, 2011**, valamint összefüggéseket kerestek a klíma és egyes dolina-morfológiai mutatók között (**Troester et al., 1984**). Szinte külön tudományterületté nőtt a glaciokarsztok mélyedéseinek vizsgálata (**Veress et al. 2019** és az ebben szereplő hivatkozások). A töbrök kialakulása lakott területeken közvetlen problémákat jelenthet, amire Florida karsztjai jelentik a leggyakrabban idézett példát (**Denizman, 2003, Brinkmann et al., 2008, Aurit et al., 2013, Kim et al., 2020**).

Többben is vizsgálták egyes morfológiai tényezők, mint például a dolina-alapterület jellemző statisztikai eloszlását (**Telbisz, 2001, Gao et al., 2002, Pardo-Igúzquiza et al., 2016, Pardo-Igúzquiza et al., 2020**). A töbr-morfológia egyik nyitott kérdése jelenleg, hogy milyen eloszlás illeszkedik jobban a töbr-alapterület adatokhoz. PhD-dolgozatomban az Aggteleki-karszt kapcsán (**Telbisz, 2003**), és azóta nagyon sok más területen vizsgálódva arra a megállapításra jutottam, hogy a lognormális eloszlás általában elég jól illeszkedik az adatokhoz (**Telbisz et al., 2007, 2009a, 2015a, Telbisz & Király, 2016**) bár az esetek egy kisebb részében a statisztikai tesztek ezt matematikai szigorúsággal nem támasztják alá. A töbr-alapterületek lognormális eloszlását más kutatók is leírták (**Gao et al., 2005, Plan & Decker, 2006**). Fölmerült azonban annak a lehetősége is, hogy a töbr-alapterületek kumulatív eloszlását hatványfüggvénnyel lehet jól leírni, aminek a háttérben fraktál tulajdonságok állhatnak (**Pardo-Igúzquiza et al., 2016, 2018, 2020**). Ennek értelmezését részletesebben lásd **Pardo-Igúzquiza et al. (2020)** munkájában. A hatványfüggvény szerinti eloszlást úgy lehet ellenőrizni, hogy az adatpontok alapján meg kell szerkeszteni a töbr-alapterületek kumulatív eloszlásfüggvényét csökkenő jelleggel. Vagyis az x -tengelyen ábrázoljuk a töbr-alapterületet (x), a függőleges tengelyen pedig N értékét, ami az x -nél nagyobb területű töbrök számát jelenti. A hatványtörvény szerinti eloszlás értelmében

$$N = Ax^{-D}$$

Ha mindkét tengelyen logaritmikuskálát alkalmazunk, akkor az összefüggés lineáris lesz, azaz a grafikonon a pontok egy egyenesre illeszkednek, melynek egyenlete:

$$\lg(N) = \lg(A) - D \lg(x)$$

Ebben az egyenletben D -t fraktál-kitevőnek nevezzük.

Egy másik gyakran vizsgált mutató, ami egy terület többsűrűségét jellemzi, a többsűrűség. A szakirodalomban meglehetősen nagy eltéréseket mutató adatok fordulnak elő, aminek az oka lehet valódi különbség, de az is, hogy a számítások nem teljesen azonos elv szerint készültek. Ennek hátterében az áll, hogy a sűrűség számítása során egyrészt a vizsgált terület lehatárolása is kérdéses, másrészt a formák számának meghatározása is függ a rendelkezésre álló adatoktól (ld. később). **Pahernik (2012)** osztályozása szerint a többsűrűség „*elhanyagolható*”, ha $1-10 \text{ km}^{-2}$, „*kicsi*”, ha $10-30 \text{ km}^{-2}$, „*közepes*”, ha $30-60 \text{ km}^{-2}$, „*nagy*”, ha $60-100 \text{ km}^{-2}$, „*nagyon magas*”, ha $100-200 \text{ km}^{-2}$, és „*extrém magas*”, ha 200 km^{-2} feletti. Tekintve, hogy a szakirodalomból számos olyan jól karsztosodott területet ismerünk, melyeknél a többsűrűség értéke kisebb, mint 10 km^{-2} , ezért Pahernik túl szigorú jelzőit módosítva az $1-10 \text{ km}^{-2}$ kategóriát nevezem inkább „*kicsinek*”, és a $10-30 \text{ km}^{-2}$ kategóriát „*mérsékeltnek*”. Néhány többsűrűségi adat összehasonlításképpen (de korántsem a teljesség igényével): Puerto Rico: 5 km^{-2} (**Troester et al., 1984**); Sinkhole Plain/Florida: 5 km^{-2} (**Troester et al., 1984**); Florida: $3-16 \text{ km}^{-2}$ (**Denizman, 2003**); Brač/Horvátország 18 km^{-2} (**Faivre & Pahernik, 2007**); Királyerdő/Románia: $2-30 \text{ km}^{-2}$ (**Telbisz et al., 2015a**); Taurus/Törökország: $10-30 \text{ km}^{-2}$ (**Öztürk et al., 2018**); Miljevci/Horvátország: 30 km^{-2} (**Lončar & Grcić 2022**); Klasszikus Karszt/Szlovénia: 75 km^{-2} (**Cucchi et al., 2015**); Canin/Olaszország: 110 km^{-2} (**Telbisz et al., 2011**); Velebit/Horvátország: 121 km^{-2} (**Faivre & Reiffsteck 2002**); Hochschwab/Ausztria: 122 km^{-2} (**Plan & Decker 2006**); Gorski Kotar/Horvátország: 281 km^{-2} (**Pahernik, 2012**). Egyre több az erre vonatkozó adat, és a kérdés minden egyes karszterület esetében az, hogy a többsűrűséget hogyan befolyásolja az alapkőzet, a repedezettség, az éghajlat, az eltelt idő, általánosságban maga a karsztfejlődés folyamata. A válaszok pedig karszterülettől függően meglehetősen eltérők lehetnek.

A trópusi karsztvidékek morfológiai vizsgálatával is számos kutató foglalkozott Balázs Dénes 1973-as kúparsztokra vonatkozó tanulmánya óta (**Balázs, 1973**). A pozitív és negatív felszínformák összekapcsolódása itt a kezdetektől nyilvánvaló volt, így a morfológiai vizsgálatokban is szerepet kapott ez a kérdés már **Day (1978)** munkássága óta, aki három típust különített el: az első típusnál a mélyedések dominálnak, a másodiknál kiegyenlített az arány, a harmadiknál a dombok jelentik a meghatározó felszínformát. Kísérletek születtek a különböző típusú pozitív domborzati formák morfológiai alapon történő osztályozására is, de az egyik legfontosabb célkitűzés a kezdetektől fogva az volt, hogy elkülönítsék egymástól a *fengcong* (peak cluster) és a *fenglin* (peak forest) karszt típusokat, illetve ezek átmeneteit (**Liang & Xu 2014; Huang et al. 2014; Yang et al. 2019**). **Liang & Xu (2014)** morfológiai elemzésükben az alábbi felszínforma-együtteseket definiálták: „*isolated hill (IH)*”, azaz különálló dombok, „*clustered hills (CHs)*”, azaz csoportos dombok, „*isolated sinkhole (IS)*”, azaz különálló mélyedések, „*clustered sinkholes (CSs)*”, azaz csoportos mélyedések és „*clustered hills with sinkholes (CHSs)*”, azaz csoportos dombok mélyedésekkel. A cockpitek félautomatikus lehatárolására **Lyew-Ayee et al. (2007)** tettek kísérletet.

A technikai fejlődéssel párhuzamosan az alapadatok és a módszerek is jelentős mértékben átalakultak. Kezdetben a közvetlen terepi mérések is nagy szerepet játszottak, de ma már ezek inkább csak a kontroll (és az inspiráció) szerepét töltik be, mivel nagy mennyiségű adat előállítása nem reális ezzel a módszerrel. A topográfiai térképek évtizedekig az egyik legfontosabb bemenő adatot jelentették a dolina-, és maradványhegy-morfológiában (**Kemmerly 1982; Mills & Starnes 1983; Kemmerly 1986; Vincent 1987; Bárányi-Kevei & Mezősi 1994**). Ezek méretaránya és minősége természetesen országonként és területenként nagyon változó volt. Általánosságban azt mondhatjuk, hogy ahol $1:10\,000$ -es méretarányú térképek elérhetőek voltak, az már egy nagyon jó kiinduló pontot jelentett a dolinák vizsgálatához, bár ahol a dolinák jellemzően kis méretűek, ott még ez sem volt megfelelő minőségű (**Day, 1983; Hoyk, 2002; Telbisz et al., 2022a**). A légifotók egyes

esetekben pontosabb és részletesebb vizsgálatokat tettek lehetővé (**Zboray & Keveiné Bárány 2004**), de például erdős területeken a fák nehezítik a formák felismerését, mivel növekedésükkel jelentős részben „kiegyenlítik” a talajfelszín hullámosabb mikrodomborzatát (**Székely et al., 2015**).

A legkorszerűbb adatnyerési módszerek a drónokról készített légifotók, melyekből az SfM révén domborzatmodell készíthető, illetve a LiDAR. SfM és LiDAR alapján készített dolina-lehatárolást hasonlított össze egy kis mintaterületen **Látos & Telbisz (2018)**, melyből az derült ki, hogy a lehatárolás pontossága hasonló volt. Azonban az SfM hátránya, hogy jelentősen akadályozhatja az erdőborítás, míg a LiDAR képes „átlátni” az erdön is (legjobban lombtalan időszakban készült adatfelvételezés esetén, de bizonyos mértékig más időszakokban is). Ezen kívül a LiDAR adatállományok jellemzően sokkal nagyobb területeket fednek le, így a dolinák és kúpok morfológiai vizsgálatában ma egyértelműen a LiDAR alapú feldolgozás a meghatározó eljárás (**Gallay et al., 2013, Obu & Podobnikar, 2013, Rahimi & Alexander, 2013, Zhu et al., 2014, Bauer, 2015, Kobal et al., 2015**). Nagyobb formák vizsgálatához (pl. trópusi kúpkarstok) a globális DEM-ek (SRTM, ASTER) is használhatók bizonyos fokig (**De Carvalho et al., 2014; Liang & Xu, 2014**), de ezeknek a felbontása a töbrök vizsgálatához nem megfelelő.

Az adatfeldolgozás módszerei is részben változtak. Egyrészt a GIS lehetővé teszi a nagy mennyiségű adat kezelését (**Orndorff et al., 2000, Gao et al., 2002, 2005, Denizman, 2003, Angel et al., 2004**), új paraméterek számítását (pl. dolinasűrűség pixel alapon, **Telbisz et al., 2007**) és a különböző téradatokat (pl. geológia, növényborítottság, stb.) összevetését.

A töbrök után a **mérsékelt övi karsztkúpokkal** is foglalkozom, melyeket zárt, közelítőleg kör alaprajzú, pozitív domborzati formaként definiálhatunk. **Ford & Williams (2013)** leírása szerint: „*A töbrök és völgyek bevágódása következtében gyakran maradnak vissza maradványdombok az előbbi formák pereménél és a völgyközi hátaknál, gerinceknél. Ezek a dombok néhol különálló formákat alkotnak és kúp- vagy toronyszerű alakjuk van.*” Ez a rövid leírás és kialakulási magyarázat alapvetően a trópusi formákra utal, de a mérsékelt övben is találkozhatunk hasonló jelenségekkel, még ha nem is pont azonos méretű és jellegű formákkal. A szakirodalmi említésekben általában a “*residual hill*”, “*conical hill*”, “*rounded hill*” szakkifejezések szerepelnek, amikor ezekről a formákról van szó. **Ford & Williams (2013)** megemlíti például, hogy a Dinári karszton elhelyezkedő Popovo Polje peremén egy maradványdomb található. Szlovéniából több helyen is említenek kúpszerű dombokat, így például a Cerknica poljéből (**Stepišnik et al., 2017**), a Klasszikus Karsztról, a Dolenjska karsztról, a Križna jama feletti felszínről (**Mihevc et al., 2010**), illetve a Snežnik és a Gorski Kotar területéről (ez utóbbi részben már Horvátország; **Žebre & Stepišnik, 2016**). Szintén Horvátországból, a Slunj fennsíkon magasodó maradványdombokról számolnak be **Bočić et al. (2010)**, továbbá a Velebit déli részéről is említik a kúpszerű dombok (helyi szóval “kuk”) gyakori előfordulását. Itt kifejezetten összefüggésbe is hozzák e formák megjelenését egy geológiai adottsággal, a Jelar Breccia elterjedésével (**Mihevc et al., 2010**). A dinári karsztvidéken egyébként az önálló maradványdombokat “*hum*”-nak nevezik (**Gutiérrez & Gutiérrez, 2016**). Olaszországból a Cansiglio-Cavallo karsztról írtak le kúpszerű maradványdombokat (**Cucchi & Finocchiaro, 2017**). A GTK-on a Pelsőci-fennsíkrol ismertek kúpszerű formák, melyeket fosszilis (szub)trópusi formáknak tartanak a helyi kutatók (**Móga, 1998, Jakál, 2001**). Távolabbról, például a törökországi Taurus hegységből is említenek kúp vagy torony alakú maradványdombokat (**Sener & Ozturk, 2019**). Sőt, **Gunn (2004)** szerint még az új-fundlandi Goose Arm karszton is található kúpszerű dombok.

Mindeme leírások ellenére az derült ki számomra a szakirodalom áttanulmányozása során, hogy a kutatók meglehetősen ritkán foglalkoznak ezekkel a mérsékelt övi maradványhegyekkel, és az említésük mellett a keletkezésükre, vagy a morfológiájukra

vonatkozó vizsgálatok szinte egyáltalán nincsenek megemlítve. Leginkább a polje-peremi előfordulásaik ismertek, mert ezeken a helyeken a környezetüktől egyértelműen elkülönülnek és markáns formaként jelennek meg. De ettől függetlenül más környezetben (fennsíkokon) is előfordulhatnak.

Az *Eredmények* fejezetben e felszínformák morfológiai jellemzésének lehetőségeit is bemutatom három kis kiterjedésű szlovéniai mintaterület példáján. A mintaterületek kiválasztásában a döntő szempont az volt, hogy jó minőségű LiDAR adatok álljanak rendelkezésre a vizsgálandó területekről.

2.3. Vulkán-morfometria

A vulkánok morfológiai vizsgálata a karsztokhoz hasonlóan az 1970-es évektől indult (*Wood, 1978, 1980, Settle, 1979*). Napjainkra izmos tudományterületté nőtte ki magát, amit önmagában a vulkáni formák sokfélesége is indokol. Mindebben természetesen szerepet játszott a GIS, illetve azon belül a DTM-ek elterjedése is (*Grosse et al., 2012, 2013*). A morfológiai tanulmányok legkézenfekvőbb célpontjai a legegyszerűbb felépítésű és statisztikailag legnagyobb mennyiségben rendelkezésre álló, kisméretű, monogenetikus salakkúpok (*Wood, 1980, Favalli et al., 2009, Fornaciai et al., 2012, Kereszturi et al., 2012, Vörös et al., 2021*; e témában százas nagyságrendű az elérhető publikációk száma, melyek felsorolásától eltekintek). Szintén kisméretű, de alakjukat tekintve differenciáltabb, „nehezebben kezelhető” formák a lávadómok, így lényegesen kevesebb tanulmány foglalkozik velük (*Karátson et al., 2013, 2019, Grosse et al., 2020*). A nagyméretű formák közül a rétegvulkánok (*Wood, 1978, Grosse et al., 2009, 2013*), a pajzsvulkánok (*Bleacher & Greeley, 2008, Pedersen & Grosse, 2014, Grosse & Kervyn, 2018*) szintén részben hasonló, részben eltérő megközelítéseket igényelnek. További különleges vulkáni felszínformák (pl. vulkáni törmelékárak), illetve a földönkívüli vulkánok morfológiai vizsgálata szinten a tágabban vett témakörhöz tartozik, de a jelen disszertációban bemutatandó esettanulmányban két megközelítés kap hangsúlyos szerepet: egyrészt a térfogat-számítás, másrészt a lepusztulás témaköre, így a továbbiakban erre összpontosítok.

A vulkáni formák térfogatának számítása fontos kérdésnek számít a vulkanológiában. A nagyobb formák (pl. rétegvulkánok), formacsoportok térfogata a magma-produkcióval függ össze, ami a tektonikus fejlődés egyik fontos jellemzője (*Karátson & Timár, 2005, White et al., 2006, Lahitte et al., 2012*). A kisebb formák (salakkúpok, lávadómok, lávafolyások) térfogati jellemzése pedig egy-egy vulkán konkrét fejlődéstörténetének megrajzolásához szolgáltat fontos adatokat (*Lu et al., 2003*), illetve számszerű morfológiai összefüggések (pl. lepusztulás) feltárásához adhat támpontot (*Karátson et al., 2012*). A konkrét vulkáni formák térfogatának meghatározása mellett a vulkáni üledékek térfogatszámítása egy nagyon régóta létező eljárás a geológia körében. A vulkáni kitörések egyik fő jellemzője a kitörés során felszínre került térfogat (*Crosweller et al., 2012, Palladino & Sottili, 2012*). Ez az adat egyben a kitörés előtti vulkáni forma rekonstrukciójához is egy fontos bemenő értéket szolgáltathat (*Karátson et al., 2018, 2020*).

A DTM-ek jól használhatók a térfogatszámításhoz, mind pozitív, mind negatív felszínformák esetében. A térfogatszámítás alapja az egyes formák lehatárolása mind vertikálisan, mind horizontálisan. Viszonylag kevés publikáció tárgyalja a térfogatszámítások hibafaktorait a vulkán-morfológiai vizsgálatokban. De egy jó példaként említhető *Bohnenstiehl et al. (2012)*, akik bemutatták, hogy a számított vulkáni kúp térfogata hogyan változik a meredekség és az alkalmazott szintvonalköz függvényében. *Favalli et al. (2009)* kisméretű vulkáni formák, *Grosse et al. (2012)* pedig nagyobb építmények kapcsán tárgyalta, hogy a térfogatszámítás pontossága hogyan függ a vulkánhatárok és a kapcsolódó alapfelület megfelelő kijelölésétől. Általában egyetértés van

abban, hogy az SRTM 3"-es adatok kis hibával alkalmasak térfogat-számítási feladatok megoldására rétegvulkánok és pajzsvulkánok esetében (pl. *Karátson & Timár, 2005, Kervyn et al., 2008, Karátson et al., 2010a, Telbisz et al., 2017*), míg a kisebb monogenetikus domborzati formák, például a salakkúpok vizsgálatához nagyobb felbontású (10 m-nél kisebb cellaméretű) DTM-ek szükségesek (*Fornaciai et al., 2012, Telbisz et al., 2017*).

Általánosságban a geomorfológia egyik központi kérdése a lepusztulás (*Summerfield, 2013*). Ezen belül a vulkánok egy külön területet képviselnek. Egy vulkáni forma pusztulása értelemszerűen függ attól, hogy milyen vulkáni formáról van szó, hogy konkrétan milyen a közettani összetétele, milyen a domborzati pozíciója és hogy milyen éghajlaton zajlik a lepusztulás (*Thouret, 1999*). Ezek a tényezők (különösen az éghajlat) ráadásul időben is változhatnak és maga a lepusztulási ráta is időben változhat. Ezeknek a komplex együtthatása eltérő mintázatokat eredményezhet, melyek kutatása egy fontos irány a vulkán-geomorfológián belül (*Karátson et al., 1999, Kereszturi et al., 2013, Dibacto et al., 2020*). A lepusztulás megértéséhez a vulkáni forma „visszaépítése” (rekonstrukciója) jelenti az egyik lépést, melyhez a maradványformák elemzése a kulcs (*Tibaldi, 2001, Székely & Karátson, 2004, Karátson et al., 2010b, 2016, Büchner & Tietz, 2012, Favalli et al., 2014*).

A jelen disszertációban bemutatandó esettanulmány a Középső-Andok egyes vulkánjainak rekonstrukcióját, az ebből számítható térfogati és lepusztulási értékeket mutatja be, majd ezek időbeli és térbeli változékonyságát tárgyalja (*Karátson et al., 2009, 2012*).

2.4. Sivatagi dűnék morfológiai jellemzése

A homoksivatagok dűnetípusai régóta az érdeklődés homlokterében állnak. Az egyedi dűneformák is változatosak, de a dűnék gyakran kombinált formákat hoznak létre, melyek között megkülönböztetnek azonos típusú formákból álló összetett „*compound*” mintázatot, és különböző formák egymásra rakódásából álló „*complex*” mintázatot (*Kocurek & Ewing, 2005, Blumberg, 2006*). A saharai homoksivatagok szerkezetípusai *Gábris (1981)* osztályozása szerint: *barázdált* (párhuzamos, azonos magasságú dűnékből), *csomós* vagy *lánkos* (sorokba rendeződött, ellipszis alaprajzú homoktömegek), *hálós* (egymásra merőleges vagy ferde irányú dűnesorokból álló háló), *kompakt* (szorosabb háló, zárt szemekkel, kaotikusan) és *hullámos* (hosszú, alacsony, keresztirányú homokhátak).

A kutatások korai periódusában a terepi vizsgálatok csupán kisebb részletek felderítését tették lehetővé, de a távérzékelésnek köszönhetően a nagyléptékű mintázatok vizsgálata, sőt egész homoksivatagok jellemzése is lehetővé vált. A kutatások második szakaszának tehát a légi- és űrfelvételek alapján végzett vizsgálatokat tekinthetjük, ezek közül is kiemelkedő a Landsat képek jelentősége a homokdűne-mintázatok felismerésében és elemzésében. Ez a periódus az 1970-es és 1980-as évekre volt leginkább jellemző, amikor a Föld legtöbb homoksivatagjára elvégezték ezeket az elemzéseket (*Wilson, 1973, Breed et al., 1979, Fryberger & Dean, 1979, Mainguet & Jacqueminet, 1984*). A csak űrfelvételek alapján végzett vizsgálatok egyik korlátja azonban az, hogy a formák 3D jellemzése, a magasságviszonyok elemzése csupán korlátozottan lehetséges. Ezt a hátrányt szüntette meg a globális digitális domborzatmodellek megjelenése a 2000-es évektől.

Elsőként említhető az SRTM domborzatmodell (*Farr & Kobrick, 2000, Rabus et al., 2003, Timár et al., 2003*), ami 2015-ig 3"-es felbontásban volt elérhető a Föld nagy részére. *Blumberg (2006)* demonstrálta, hogy ez az adatbázis miként használható homokdűne-mintázatok elemzésére. Az SRTM riválisaként nem sokkal később az ASTER globális DEM is elérhetővé vált, már rögtön 1"-es felbontásban (*Reuter et al., 2009*), és természetesen ez is alkalmazható a homokdűnék vizsgálatára. Mindkét adatbázisnak vannak előnyei és

hátrányai. Az ASTER felbontása sokáig jobb volt, mint az SRTM-é, bár ma már az SRTM is globálisan elérhető 1"-es felbontással. Az SRTM hátránya, hogy az alkalmazott interferometrikus radar-technológia miatt éppen a homokos területek esetén nagyon sok a hiányos pixel (*Rodriguez et al., 2006*). Ezzel szemben az ASTER hátránya, hogy mivel űrfelvételek automatikus kiértékelésével készült, ezért sok benne az „*artefact*”, a kiugróan hibás érték, illetve a nem-valós elemek, gödrök, huplik (*Tachikawa et al., 2011*). Mindezek miatt elsősorban a nagy és közepes léptékű dűneformák vizsgálatára alkalmasak (*Bubbenzer & Bolten, 2008*). Ezen adatbázisok megjelenése óta számos tanulmányban használták vagy az SRTM-t, vagy az ASTER-t. *Beveridge et al., (2006)* az egyszerű és összetett mintázatok paramétereit vizsgálta SRTM alapján. *Ehsani & Quiel (2008)* jardangok irányítatlan, nem-parametrikus osztályozására használták az SRTM-t. *Potts et al. (2008)* a Takla-Makán és a Namíb-sivatag lineáris dűnéit elemezték SRTM alapján, „*B-spline wavelet decomposition*” módszerrel kimutatva a dűnék alatti paleo-topográfia hosszú hullámhosszú változásait. *Bishop (2010)* a Rab-el-Háli sivatag mega-barkanoid dűnéinek legközelebbi szomszéd elemzéséhez használta fel az SRTM-et. Szintén a Rab-el-Háli dűnéit elemezte *Al-Masrahy & Mounney (2013)* SRTM alapján, elsősorban a dűnék és a dűneközi területek morfológiai jellemzőit vizsgálva. *Effat et al. (2011)* homok-veszélyeztetettségi térképet készítettek Egyiptom nyugati részére SRTM és jellemző széljárás adatok alapján. Az ASTER adatbázis dűne-elemzési lehetőségeit mutatta be *Hugenholtz & Barchyn (2010)*. *Livingstone et al. (2010)* a Namíb-sivatag dűne-alakító tényezőit elemezték mind az ASTER, mind az SRTM adatokat felhasználva. Szintén a Namíb-, valamint a Kalahári-sivatag morfometriai elemzését végezte el *White et al. (2015)*. *Telfer et al. (2015)* lineáris dűnevonalak automatikus kinyerését kísérte meg ASTER alapján.

Tekintve, hogy mind az ASTER, mind az SRTM rendelkezik hibákkal, a kettőnek a vegyítése jelenthet egy megoldást (*Yue et al., 2017*). Erre példa a *De Ferranti (2014)* által létrehozott adatbázis, mely az SRTM és az ASTER keveréke, illetve egyes helyeken ezek topográfiai térképek digitalizálásával kiegészített változata, valamint a *Robinson et al. (2014)* révén kidolgozott *Earth-Env-DEM90* is.

A globális domborzatmodellek alternatíváját jelenthetik országos, vagy helyi adatbázisok. *Al-Dousari & Pye (2005)* például topográfiai térképekből készült DTM-et, légifotókat és terepi méréseket használtak, hogy Kuvait egyes részein meghatározzák a homokdűnék méretét és mozgási sebességét. *Al-Dousari et al. (2009)* szintén az előző tanulmányhoz hasonló adatok alapján készítettek geomorfológiai térképet jardangokról Észak-Kuvait területére. A National Cartographic Center of Iran (NCC) 10 m felbontású DTM-jét használta a homokdűnék morfometriai vizsgálatára *Nazari Samani et al. (2016)*. Egyelőre még korlátozott elterjedésű, de egyre fontosabb a LIDAR domborzatmodellek szerepe, amelyekkel kifejezetten a kis-méretű dűneformák részletes morfometriai vizsgálata és többszöri adatfelvétel esetén az időbeli változások nyomon követése válik lehetővé (*Ewing & Kocurek, 2010a, Baitis et al., 2014, Dong, 2015, Solazzo et al., 2018, Dong et al., 2021*).

A legtöbb vizsgálatra jellemző egyébként, hogy a DTM-ek mellett az űrfelvételek továbbra is szerepet kapnak a típusok azonosításában és a dűneformák lehatárolásában. Még mindig népszerű a Landsat (*Beveridge et al., 2006, Ehsani & Quiel, 2008, Bishop, 2010, Livingstone et al., 2010, Al-Masrahy & Mounney, 2013, Maghsoudi et al., 2017*), amit a dűneformák lehatárolása mellett például a homokszínek alapján a homok eredetének és a szállítási pályáknak a vizsgálatára is lehet használni (*Adnani et al., 2016*), de a könnyen hozzáférhető képadatbázisok, mint például a Google Earth is jól használhatók (*Al-Masrahy & Mounney, 2013*), különösen olyan esetekben, amikor a dűnevándorlások mértékét kívánjuk számszerűsíteni (*Dakir et al., 2016, Maghsoudi et al., 2017*), de ezek mellett az ICESat (*Potts et al., 2008*), a SPOT (*Livingstone et al., 2010, Telfer et al., 2015*), valamint

a QuickBird képek is felhasználhatók (*Ehsani & Quiel, 2008*). A közelmúltban a Sentinel felvételek jelentenek kiváló lehetőséget a dűnék automatikus lehatárolásában és a dűnemozgások vizsgálatában (*Gómez et al., 2018, Ding et al., 2020, Marzouki & Dridri, 2022, Zheng et al., 2022*).

A homokdűnék mintázatait és időbeli változásait a közelmúltban matematikai-fizikai alapú, dinamikus modellekkel is többen elemezték. Elsősorban azt vizsgálták, hogy mely tényezők hogyan hatnak a kialakuló dűnemintázatokra (*Bishop et al., 2002, Parteli et al., 2009, Eastwood et al., 2011, Zhang et al., 2012*).

Mind a terepi megfigyelések, mind a távérzékelés, mind pedig a fizikai modellek kimutatták, hogy a dűnék mintázatát befolyásoló fő tényezők: a szél-viszonyok, az anyagutánpótlás („*sediment availability*”), a topográfia és a talajvíz mélysége. *Lancaster (1988)* igazolta, hogy a dűnemaasság és a dűnetávolság számos esetben jól korrelál egymással. Azonban azt is hangsúlyozta, hogy a dűnék méretét és távolságát sok tényező befolyásolja komplex módon, ezért az összefüggések típusonként és helyenként jelentős változatosságot mutatnak. Több kutató is rávilágított arra a fontos tényre, hogy számos földrajzi környezetben a dűnék több nemzedéke van jelen egymásra rakódva, elsősorban a múltbéli éghajlatváltozásoknak köszönhetően (*Kocurek & Ewing, 2005, Beveridge et al., 2006, Ewing et al., 2006, Derickson et al., 2008, Ewing & Kocurek, 2010b*). További érdekes megállapítás, hogy a szélfúttá dűnemintázatok gyakran önszerveződő rendszerek („*self-organizing systems*”) keretében jönnek (*Kocurek & Ewing, 2005, Bishop, 2010*).

A gyakran vizsgált homoksvatagok közé tartozik a Namíb-sivatag, a Kalahári, a Rabel-Háli, vagy az új-mexikói White Sands. Ugyanakkor a Szahara jelentős, nagy kiterjedésű homoksvatagai közül a Grand Erg Oriental-ról korábban még nem készült DTM alapú elemzés. Ezért a disszertáció homokformákkal foglalkozó részének célkitűzése e svatag nagy-léptékű dűneformáinak domborzatmodellek alapján történő morfolometriai elemzése. A hagyományos paraméterek (dűnemaasság, dűneszélesség, hullámhossz, irányítotttság), mellett a homokvastagsággal összefüggő térfogatszámításokat is bemutatom, továbbá GIS segítségével elemzem a homokfelhalmozódás térbeli eloszlását, valamint ennek kapcsolatát a széljárással. Az ezzel kapcsolatos eredményeket néhány évvel ezelőtt publikáltuk nemzetközi folyóiratban (*Telbisz & Keszler, 2018*).

2.5. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai vizsgálata

„*A tájba nemcsak hogy beletartozik az ember, hanem meg is határozza azt, illetve korrelációban van vele: amilyen a táj, olyan az ember, aki hozzátartozik*” (*Szerb Antal*). Bár Szerb Antal nem geográfus volt, ám gondolata kiválóan illeszkedik munkámhoz, melynek célja, hogy – elsősorban a karsztvidékekre összpontosítva – korrelációt keressünk a táj egyes mérhető paraméterei és a társadalmi mutatók között, nemcsak minőségi értelemben (ahogy Szerb Antal gondolhatta), hanem statisztikailag is.

A földrajz öt központi témája közül az egyik az ember-környezet kapcsolat vizsgálata (*Boehm & Petersen, 1994*). E kapcsolatok mindig is a földrajzi érdeklődés középpontjában álltak. A XX. század elején a Ratzel és Huntington nevéhez fűződő determinizmus, később a Sauer által fémjelzett kulturális possibilizmus, majd más megközelítések váltak meghatározóvá (ld. *Judkins et al., 2008, Brondízio & Moran, 2012, Kőszegi et al., 2015*). Napjainkban ismét népszerű a neo-determinista megközelítés (*Diamond, 1997*), bár ennek fogadtatása erősen kritikus (*Sluyter, 2003, Judkins et al., 2008*). Új irányzatnak tekinthető a kérdés GIS-alapú, kvantitatív megközelítése (*Cohen & Small, 1998, Meybeck et al., 2001, Small & Cohen, 2004, Patterson & Doyle, 2011*), mely szerint a népesség térbeli eloszlásának megértéséhez a kapcsolatok kvantitatív megfogalmazása az első lépés. Ez utóbbi megközelítéshez csatlakozva én is az ember-környezet kapcsolatok GIS-alapú

statisztikai elemzését helyeztem vizsgálataim fókuszába az elmúlt években. A kérdés tehát nem egyszerűen az, hogy a környezet befolyásolja-e a társadalom működését, hanem hogy miként lehet számszerűen jellemezni e befolyásolás mértékét, illetve ennek időbeli változását.

Az ember-környezet kapcsolatokon belül számomra különösen is fontosak a karsztvidékek jellemzői, aminek – a személyes érdeklődés mellett – az az oka, hogy a karsztvidékek sajátos morfológiai, hidrológiai, talajtani és ökológiai sajátosságokkal rendelkeznek, és ezek a jellemzők számos módon hatnak a társadalmi-gazdasági fejlettségre is. A karsztos geo-öko-rendszer (**Bárány-Kevei, 1998**) és a társadalom kapcsolata természetesen kétirányú: egyrészt a karsztok a jó hidrológiai vezetőképességük, sekély talajaik miatt érzékenyen reagálnak a környezeti problémákra, emiatt környezetvédelmi szempontból kitüntetett figyelmet igényelnek (**Iván & Mádl-Szőnyi, 2017**); másrészt, a karsztos adottságok részben előnyt, részben hátrányt jelentenek a karszton élő emberek számára. A lokális vízhiány, a gyenge talajok és a domborzati nehézségek miatt a „*karszton való élet alapvetően kihívást jelent az ember számára*” (**Day, 2010**). A karsztok mezőgazdasági szempontból általában gyenge potenciállal rendelkeznek (**Ravbar, 2004**). A karsztvidékek sajátos megközelítést igényelnek a hidrológiai tervezés (**Milanovic, 2002**) vagy akár az útépités (**Knez & Slabe, 2002**) terén is. A fenti, többnyire hátrányosnak mondható jellemzők mellett azonban figyelemre méltó a karsztok „örökség dimenziója” (pl. **Hamilton-Smith, 2007, Kiernan, 2011**). Ezen belül legfontosabb természetesen a földtani örökség, a barlangok, illetve a különleges felszínformák léte, valamint a magas biodiverzitás (**Ewald, 2003, Gorjanc et al., 2022**). Egyes szerzők külön megfogalmazzák a „hidrológiai örökség” fogalmát, védelmének szükségességét is (**Simic et al., 2014**). Továbbá számos karsztvidék jelentős kulturális örökséget is hordoz, aminek része lehet egyes barlangok vallási/kulturális hasznosítása (**Barbosa & Travassos, 2008**), de akár a tradicionális életmód is, ami egy-egy terület viszonylagos elzártságára, elhagyatottságára vezethető vissza (**Kiernan, 2011**). Ezek értékét jelzi, hogy számos barlang a Világörökség része, és ez napjainkban – a turizmus révén – gazdasági előnyre is váltható, aminek természetesen ismét lehetnek hátulütői, melyeket megfelelő intézkedésekkel kezelni szükséges (pl. **Zhang et al., 2003, Duval, 2006, Mao et al., 2014**). Elsősorban földtani és biológiai értékeik miatt a karsztvidékeken gyakoriak a védett területek, illetve a geoparkok (**Telbisz & Mari, 2020**). A karsztvidékek természeti adottságainak a társadalmi folyamatokra gyakorolt hatásait sematikus formában mutatja az 1.ábra.



1.ábra. A karsztos jellemzők hatása a társadalmi folyamatokra

Az utóbbi években több olyan cikk jelent meg, amely kvantitatív módon bizonyította, hogy számos európai karsztvidék területén a népsűrűség nemcsak jelenleg alacsony, de így volt ez a korábbi évszázadokban is, és az elmúlt fél évszázadban többnyire csökkenő demográfiai tendencia figyelhető meg a vizsgált karsztvidékeken. Példaként említhető a Velebit-hegység (Horvátország; *Pejnović & Husanović-Pejnović, 2008*), a Gömör–Tornai-karszt (Magyarország, Szlovákia, *Telbisz et al., 2015b*), az Erdélyi-szigethegység (Románia, *Telbisz et al., 2016a*), a Tara-hegység (Szerbia, *Telbisz et al., 2020*) és a Krka Nemzeti Park tágabb környezete (Horvátország, *Telbisz et al., 2022b*). Az elnéptelenedés folyamatát természetesen tágabb kontextusban kell értelmezni. A legtágabb értelemben a *vidék elnéptelenedéséről* beszélhetünk (*Johnson & Lichter, 2019, Li et al., 2019*). A kört tovább szűkítve azonban megállapíthatjuk, hogy a *hegyvidéki területek elnéptelenedése* ezen belül még gyorsabb (*Milošević et al., 2010, 2011, Kohler et al., 2017*). A hegyvidékek elnéptelenedése világméretű jelenség. A magashegységek többnyire eleve ritkán lakott területek voltak a történelem során mindvégig, ám a középhegységek vagy a magasabb, de kevésbé tagolt térszínek jelentős népességnek adtak otthont azokon a helyeken, ahol az éghajlati viszonyok egyébként megfelelőek voltak. Nyilvánvaló, hogy a túl száraz vagy túl hideg körülmények esetén nem alakulhatott ki jelentős népesség. Néhány évszázaddal ezelőtt azonban több hegységben is népességnövekedés ment végbe, ami az általános demográfiai növekedéssel függött össze, mivel az új földterületek iránti igény arra készítette az embereket, hogy akár a hegyvidéki területeken is megtelepedjenek. Ebben az időszakban jórészt a föld mezőgazdasági hasznosítása jelentette a megélhetés alapját. A népességnövekedés a középkortól a 19. vagy a 20. századig a különböző hegységekben eltérő ütemben zajlott (pl. *Pawson & Egli, 2001, Head-König, 2011, Telbisz et al., 2016a*). A népességnövekedés azonban véget ért, és megkezdődött az elnéptelenedés. Egyes hegységekben ez a folyamat már a 19. században megindult, de igazán a 20. században vált uralkodóvá. Az elnéptelenedést leírták az Alpokból (*Bätzing et al., 1996*), a mediterrán hegységekből (*McNeill, 2003, Collantes & Pinilla, 2004, Pejnović & Husanović-Pejnović, 2008, Vogiatzakis, 2012*), Európa több középhegységéből (*André, 1998, MacDonald et al., 2000, Latocha, 2012, Latocha et al., 2016, Telbisz et al., 2016a, Latocha et al., 2018*), valamint a Kaukázus (*Kohler et al., 2017*), a Himalája (*Bhawana et al., 2017*), Japán (*Okahashi, 1996*), Kína (*Li et al., 2013b, Wang et al., 2019*) és Latin-Amerika (*Grau & Aide, 2007*) hegyvidékeiről. Az elnéptelenedés időzítése, a folyamat kezdetének időpontja és üteme változó. Számos európai hegységben (pl. Alpok, Appenninek, Massif Central, Ibériai-hegység) az elnéptelenedés már a 19. században megkezdődött (*Toniolo, 1937, André, 1998, Collantes & Pinilla, 2004, Viazzo & Zanini, 2014*), néhány más esetben (pl. Velebit-hegység, Apuseni hegység) a demográfiai csúcs a 20. század első felében következett be (*Pejnović & Husanović-Pejnović, 2008, Telbisz et al., 2016a*), míg sok más hegységben az elnéptelenedés a 2. világháború után kezdődött (*Romano, 1995, Latocha, 2012, Wang et al., 2019*).

Az elnéptelenedés közvetlen okai: a természetes fogyás és az elvándorlás. A hegyvidéki elnéptelenedés háttérben meghúzódó okai a legtöbb országban hasonló jellegűek, és ez a folyamat a vidék-város migráció kontextusában értelmezhető. Tény, hogy a hegyvidékeket általában súlyosabban érinti az elnéptelenedés, mint az alföldi vidéki területeket (*MacDonald et al., 2000, Grau & Aide, 2007, Vaishar et al., 2018*). Az okok egy része közvetlenül gazdasági jellegű: a munkalehetőségek korlátozottak, a hegyvidéki területekre jellemző hagyományos mezőgazdaság alacsony jövedelmezőségű (*MacDonald et al., 2000, Grau & Aide, 2007, Li et al., 2013b*). Ezen kívül vannak további tényezők is, melyek az életmódbeli változásokhoz kapcsolódnak. Míg a városi településeken a szolgáltatások (különösen az oktatás, az egészségügy, a szórakozási lehetőségek) színvonala gyorsan nőtt, addig a kisebb hegyi falvak nem tudtak lépést tartani ezzel a fejlődéssel

(*Okahashi, 1996, Wang et al., 2019*). Számos esetben dokumentálták, hogy a hegyi falvakban élő szülők szándékosan az alföldi városok iskoláiba küldik gyermekeiket, mert úgy vélik, hogy így majd jobb munkalehetőségekhez jutnak leszármazottaik (*Okahashi, 1996, Kizos et al., 2011, Wang et al., 2019*). A hegyvidéki kis településeken általában rosszabb körülmények között élnek a lakók, mint az alföldi területek hasonló méretű településein, mivel a közlekedés nehezebb és több időt igényel a hegyekben, így ezen települések „elszigeteltsége” hangsúlyosabb (*Milošević et al., 2010, 2011, Wang et al., 2019*). Az elnéptelenedés folyamatában az egyik fontos tényező, hogy a közeli városi települések mennyire (gyorsan) érhetőek el a hegyekből (*Vaishar et al., 2018*).

Napjainkban a hivatalos politika általában támogatja a hegyvidéki települések fenntartását és/vagy megőrzését. A hegyvidéki elnéptelenedés által érintett országok többségében léteznek olyan vidékfejlesztési projektek, amelyek célja az elnéptelenedés folyamatának megállítása vagy legalábbis lassítása (*André, 1998, MacDonald et al., 2000, Latocha, 2012*). Egy másik kérdés a hegyvidéki elnéptelenedésnek az ökológiai viszonyokra és a földhasználatra gyakorolt hatása. Bár az elnéptelenedés és az annak háttérben meghúzódó okok a legtöbb esetben hasonlóak, az ökológiai következmények értékelése mégis eltérő. Egyes szerzők (*Grau & Aide, 2007*) például azt hangsúlyozzák, hogy a hegyvidéki területek elhagyása lehetővé teszi, hogy a táj ezeken a helyeken egy természetesebb állapothoz térjen vissza. A spontán újraerdősülés jellemző jelenség ezeken a területeken, ha az éghajlati és egyéb feltételek megfelelőek (*Grau & Aide, 2007, Sitzia et al., 2010, Bhawana et al., 2017*). Az erdők terjeszkedése általában csökkenti a talajeróziót (*Latocha et al., 2016*). A hegyvidéki települések elhagyása pozitív hatással van az üvegházhatású gázokra, és általában véve is számos környezeti problémát csökkenthet (*Grau & Aide, 2007*). Más kutatók ezzel szemben azt hangsúlyozzák, hogy a másodlagos erdők ökológiailag kevésbé értékesek, mint az elsődleges növényzet. Vannak olyan hegységek is, ahol a kultúrtáj az évszázados önellátó mezőgazdaság eredménye. Az elnéptelenedés és az újraerdősítés következtében bizonyos ökológiai paraméterek, például a biológiai sokféleség vagy a földhasználat mozaikossága csökken (*André, 1998, MacDonald et al., 2000, Sitzia et al., 2010*). Ezenkívül a hegyvidékek elnéptelenedésével együtt járhat a kulturális elszegényedés is (*Viazso & Zanini, 2014*).

Az elnéptelenedő hegyvidéki területek gyakran védett területek közelében vagy azokon belül találhatóak. Ennek a ténynek több oka is van. Többnyire a fenséges táj, a biológiai értékek vagy a földtani örökség miatt kerül egy terület védelem alá. Egy évszázaddal ezelőtt az volt az uralkodó felfogás, hogy a természetvédelem a helyi lakosság érdekei felett áll, ezért előfordult, hogy az embereket egyszerűen kitelepítették az újonnan létrehozott nemzeti parkokból, ami a hegyvidéki területek kényszerű elnéptelenedéséhez vezetett (*Frost & Hall, 2015*). Másrészt ennek pont az ellenkezője is megfigyelhető egyes, egykor viszonylag sűrűn lakott területeken. Miután ezek a területek elnéptelenedtek, a természetes szukcesszió révén újraerdősültek, az emberek természetes tájként kezdték rájuk tekinteni, és végül néhány ilyen területen nemzeti parkot is létrehoztak (például a Szudéták hegységben Lengyelországban; *Latocha, 2013*). A nemzeti parkokat (vagy újabban a geoparkokat) egyre inkább a természeti alapú turizmus ösztönzésének eszközeként tartják számon, ami hozzájárulhat a helyi közösségek fenntartásához, vagy legalábbis lassíthatja az elnéptelenedés folyamatát (*Romano, 1995, Mose, 2007, Farsani et al., 2011, Henriques & Brilha, 2017, Kohler et al., 2017*). Az elnéptelenedés folyamatait aligha lehet megállítani, de a védett területekhez kapcsolódó előnyök valamelyest enyhíthetik a problémákat (*Grau & Aide, 2007, Gretter et al., 2017*).

A közelmúltban az elnéptelenedés tendenciája bizonyos hegységekben megállt, sőt egyes esetekben újranépesedés is tapasztalható volt. E változás fő oka a turizmus, különösen a síturizmus, a hegyi túrázás és általában a rekreáció (*Romano, 1995, Latocha, 2012, Viazso*

& Zanini, 2014, Gretter et al., 2017). A közlekedési lehetőségek közelmúltbeli fejlődése, valamint az internet elterjedése révén a távmunka fontos tényezője lehet az újránépesedési folyamatnak, de a távoli és elszigetelt települések esetében ez korlátozott jelentőségű (**Löffler et al., 2014**).

A hegyvidéki elnéptelenedés háttérben a társadalmi-gazdasági okok mellett természeti tényezők is felismerhetők. Több kutató is igazolta, hogy számos esetben statisztikailag szignifikáns összefüggések állnak fenn az elnéptelenedés és a topográfiai tényezők, mint például a tengerszint feletti magasság vagy a lejtés között (**Kohler et al., 2017, Latocha et al., 2018**). Ennek ellenére a természeti tényezők (mint például a domborzat vagy az éghajlat) nem értelmezhetők determináló tényezőként, mert a társadalmi-gazdasági fejlődés képes megváltoztatni a természet-társadalom kapcsolatok erősségét, sőt akár az irányát is (**Telbisz et al., 2016a**). Így a földrajzi determinizmus merev nézetei helyett a környezeti posibilizmust tekintem inkább elméleti keretnek.

A *karsztvidékek elnéptelenedését* végső soron tehát a vidéki elnéptelenedés, és azon belül a hegyvidéki népességfogyás egymásba ágyazott összefüggésein keresztül érthetjük meg. A fent idézett kutatások arra mutattak rá, hogy a karsztvidékek népességfogyása többnyire a környező nemkarsztos hegyvidékekhez képest is gyorsabb ütemben zajlik.

A fenti gondolatokat és elemzési lehetőségeket egy esettanulmány keretében szemléltetem (**Telbisz et al., 2020**). Ehhez egy nyugat-szerbiai vizsgálati területet választottam: a Tara és Zlatibor hegységeket valamint tágabb környezetüket, mivel ez egy domborzati és litológiai szempontból is változatos vidék. A vizsgált terület mintegy negyede karsztos, továbbá a területen belül egy nemzeti park és két natúrpark is található. Célom az elnéptelenedés és a topográfiai-litológiai tényezők közötti összefüggések feltárása GIS és statisztikai elemzések segítségével. A népsűrűség változását, az elöregedést és a gazdasági szerkezetváltást is vizsgálom. Továbbá rámutatok a turizmus és a természetvédelem demográfiai folyamatokban játszott szerepére is. A fentiek alapján a konkrét területre vonatkozóan két hipotézist vizsgálok meg. Az első hipotézis szerint az elnéptelenedés az alacsonyabb, kevésbé tagolt területek felől a magasabb, tagoltabb térszínnek felé haladva egyre intenzívebb. A második hipotézis szerint az elnéptelenedés markánsabb a karsztos területeken a nem karsztos (vagy részben karsztos) területekhez viszonyítva.

3. Az elemzések során használt adatok és módszerek

3.1. Felhasznált adatok

3.1.1. Topográfiai térképek

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). Amennyiben egy nagy mélyedésen belül jól elkülöníthetők voltak a kisebb zárt mélyedések, ott ez utóbbiakat határoltam le. Míg a magyarországi topográfiai térképeken az alapszintvonalköz 5 m, amit gyakran felező szintvonalak pontosítanak, addig a szlovák topográfiai térképeken az alapszintvonalköz 2 m.

Az **Aggteleki-karsztra** vonatkozóan a töbr-lehatárolási algoritmus érzékenységvizsgálatához használtam olyan DTM-et is, mely szintvonalak digitalizálásán alapult. Ehhez rendelkezésemre állt az 1:10 000 méretarányú EOVS topográfiai térképek szintvonal adatbázisa. Ebből Kriging algoritmus segítségével, egyszerű lineáris variogram model használatával 10 m horizontális felbontású DTM-et interpoláltam.

3.1.2. Geológiai térképek

A **GTK** elemzéséhez felhasználtam a Magyarországi részekre vonatkozóan 1:25 000 méretarányú geológiai térképeket és a hozzájuk tartozó leírást (*Less et al., 1988; Less & Szentpétery, 2006*), a szlovákiai részekre vonatkozóan 1:50 000 méretarányú geológiai térképeket és a hozzájuk tartozó leírást (*Mello et al., 1996, Mello, 1997*).

A **szlovén mintaterületekhez** három 1:100 000 méretarányú geológiai térképet használtam: az Ilirska Bistrica, Postojna és Tolmin szelvényeket (*Buser et al., 1967, Šikić et al., 1972, Buser, 1987*).

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 (*Geološki Institut Srbije, 2009*). A karszterületek lehatárolása a triász mészkövek felszíni kiterjedése alapján történt, némi generalizálással. Néhány esetben, ahol az eredeti földtani térkép egyes kategóriákat alkalmazott, ott a terepi tapasztalataink, illetve a töbrök megléte alapján döntöttük el, hogy az adott terület a karsztok közé tartozik-e vagy sem.

3.1.3. Globális DTM adatbázisok

A **GTK** esetében a nagyléptékű domborzati elemzésekhez az SRTM adatbázis 1", illetve 3" felbontású domborzatmodelljét használtam (*Rabus et al., 2003, Timár et al., 2003, Rodriguez et al., 2006*).

Az **Andok** rétegvulkánjainak morfológiai 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).

Amint azt a *Szakirodalmi áttekintésben* részletesen bemutattam, mind az SRTM, mind az ASTER (*Reuter et al., 2009, Li et al., 2013a*) alkalmas a homoksvatagok dűnemintázatának elemzésére, de legjobb, ha a kettő ötvözetét használjuk, ezért végül a

Grand Erg Oriental vizsgálatához a *De Ferranti (2014)* féle domborzatmodellt választottam, amit mások is gyakran használnak digitális domborzatelemzésekhez (*Scherler et al., 2008, Robinson et al., 2014, Schwanghart & Scherler, 2014, Lloyd et al., 2017*). 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 De Ferranti-féle DTM a vizsgált területen 3 szögmásodperc felbontású, ami a nagyobb léptékű formákhoz megfelelő részletességet biztosít. Am a Grand Erg Oriental északi részén fekvő homoktelepeket és kisméretű dűnéket kihagytam az elemzésből, mert azok vizsgálatára már nem alkalmas ennek az adatbázisnak a felbontása (*Bubner & Bolten, 2008*).

3.1.4. Regionális LiDAR adatbázisok

A GTK esetében a töbrök lehatárolását LiDAR alapján is elvégeztem.

Az **Aggteleki-karsztról** készült LiDAR adatbázishoz az adatgyűjtést 2013 augusztusában az Aggteleki Nemzeti Park megbízásából az Envirosense Hungary Kft. végezte Leica ALS-70 HP (LiDAR) és Leica RCD 30 RGBN (támogató kamera) segítségével. Az adatokat az Aggteleki Nemzeti Park bocsátotta rendelkezésünkre. A lombos időszakban készült nyers adatok előfeldolgozására, osztályozására és interpolációjára az OPALS szoftver (*Mandlbürger et al., 2009; Otepka et al., 2012; Pfeifer et al., 2014*) használtuk. A talajpontok robusztus szűréssel lettek kiválasztva (az így kapott pontsűrűség 2 pont/m^2) és interpolálva, melyből egy $2,5 \text{ m/px}$ felbontású DTM készült, tekintettel arra, hogy a talajpontok sűrűsége viszonylag kisebb volt a lombos időszakban történő felvételezés miatt. Az interpoláció az OPALS *moving plane* algoritmusával készült, ami egy nagy mennyiségű LiDAR-adatpont kezelésére alkalmazható, gyors rácsháló-készítő módszer. Az interpoláció néhány hiányzó adatfoltot eredményezett, de főként a meredekebb lejtőkön és a völgyoldalakon, ezért a töbrök elemzését ez a hiba nem befolyásolta jelentősen. A kisebb hibák kijavítása és a pixel méretű hiányok kitöltése érdekében első lépésben egy 5 pixeles mediánszűrő, a második lépésben pedig egy 15 pixeles mediánszűrő lett még végigfuttatva a modellen.

A **GTK szlovák részeiről** készült LiDAR adatokat a *Geoportál (Geodetický a kartografický ústav Bratislava, n.d.)* oldalról töltöttem le. Szlovákia LiDAR felmérését 2017-ben indította a Szlovák Köztársaság Geodéziai, Kartográfiai és Kataszter Hivatala (ÚGKK SR). A légi lézerszkennelés adatai ingyenesen hozzáférhetők DTM, DSM és pontfelhő formájában is, egyéni email-es igénylés alapján. Az általam vizsgált karszterület felmérése 2021.04.28 és 2021.05.05. között zajlott. A pontfelhő pontjainak vertikális pontossága $0,08 \text{ m}$, horizontális pontossága $0,09 \text{ m}$. Az utolsó visszaverődés átlagos pontsűrűsége 47 m^{-2} . Elemzésem során az adatok közül csak a DTM-et használtam, ennek vertikális pontossága $0,09 \text{ m}$, horizontális pontossága $0,16 \text{ m}$.

A **szlovén mintaterületen** végzett vizsgálatok alapadatát a Environmental Agency of the Republic of Slovenia (ARSO) által közzétett LiDAR adatok jelentik (*ARSO, n.d.*). Az adatok $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -es csempékbe vannak rendezve és ingyenesen letölthetők. Elérhető a pontfelhő is, de mivel a jelen vizsgálatához csak a DTM-re volt szükség, ezért közvetlenül ezeket használtam fel. A DTM felbontása $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$. Mindegyik szlovén mintaterület jelentős részben (vagy szinte teljesen) erdőszült, de a LiDAR DTM esetében ez nem jelentett problémát a vizsgálatok szempontjából.

3.1.5. Társadalmi paraméterek statisztikai adatai

Ezekre az adatokra a természet-társadalom kapcsolatok elemzéséhez volt szükség, így az alábbi adatforrásokat a **nyugat-szerbiai mintaterület** vizsgálatához használtam fel. 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. Fontos megemlíteni, hogy a két világháború között tartott népszámlálásokról (melyeket 1921-ben és 1931-ben tartottak) csak község léptékben állnak rendelkezésre adatok, mert még a Statisztikai Hivatalnak sincsenek település szintű adatai ezekről a népszámlálásokról. Megjegyzendő továbbá az is, hogy a második világháború után egyes településeket összevontak, másokat szétválasztottak, ám ezeket az átalakulásokat a település szintű elemzés során figyelembe vettük. Az adatsorok 1948 óta homogénnek tekinthetők, és a településhatárokat nem befolyásolták a Jugoszlávia 1990-es évekbeli felbomlásából adódó államhatár-változások sem. Község alatti szintre vonatkozó vándorlási statisztikák nem állnak rendelkezésre, ezért a migrációt csak község szinten tudtuk vizsgálni. A vendégek számára és a vendégéjszakák számára vonatkozó turisztikai adatokat nem a népszámlálások során lettek gyűjtve, hanem helyi statisztikákból származnak, és a közelmúlt néhány évére (2015, 2016, 2017) vonatkoznak.

3.2. Digitális domborzatelemzési és morfológiai vizsgálati módszerek

3.2.1. Lehatárolási kérdések

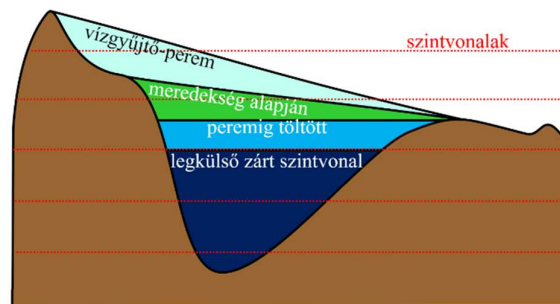
A felszínformák vizsgálatának alapját és első lépését a formák lehatárolása jelenti. Ez történhet terepi vizsgálatok, topográfiai térkép, légi- és űrfelvétel, illetve DTM alapján. A formák mérete, az adatok felbontása és minősége határozza meg, hogy mikor melyik a célravezetőbb eljárás. Bár a terepi tapasztalatok mindig fontosak, de a nagy mennyiségű adatnyerésre a térképek, a távérzékelt képek, a DTM-ek ma már egyértelműen jobb lehetőségeket kínálnak. A lehatárolás egyik kulcseleme, hogy az adott forma határát hogyan definiáljuk, és ez számos esetben egyáltalán nem egyszerű feladat. Egy további kérdés, hogy egy elméleti definíció mennyire használható a gyakorlatban, vagyis hogy mennyire alkalmas a ténylegesen létező adatok alapján az adott forma lehatárolásához. Végül a lehatárolási eljárás egyik legfontosabb jellemzője, hogy kézzel (azaz döntően emberi közreműködéssel) történik-e, vagy automatikusan is megvalósítható-e. Esetleg hibrid. Napjaink egyik meghatározó törekvése, hogy lehetőleg minél több mindent automatikusan lehessen lehatárolni, és az objektumokat meghatározni minél kevesebb (lehetőleg nulla) emberi beavatkozással. Ezen a ponton témám tág értelemben érintkezik az önvezető autóktól elkezdve a kézírás-felismerésen keresztül nagyon sok területtel, ahol formákat kell lehatárolni és elkülöníteni. De az alábbiakban természetesen csak felszínformákról lesz szó, azon belül is csak azokról, melyeket ebben a disszertációban érintek.

3.2.1.1. Töbrök, illetve karsztkúpok lehatárolása

A töbrök a karsztok „diagnosztikus felszínformái”, ahogy azt a *Szakirodalmi áttekintésben* már idéztem (**Ford & Williams, 2013**). Valójában a mérsékelt övi töbröknek számos változata létezik, a legegyszerűbb csoportosítás szerint is legalább három változata van, úgy mint oldásos, szakadék, szuffóziós töbrök (**Zámbó, 1993**), de számtalan részletesebb csoportosítás is létezik (ld. a *Szakirodalmi áttekintésben*). A töbrök fogalmát úgy definiálhatjuk, hogy a töbrök egy viszonylag kisméretű (5-1000 m átmérő nagyságrend), kerekded, zárt, nem összetett mélyedés, mely karsztosodás hatására alakul ki. Valójában a

méret alsó és felső határa nincs egyértelműen definiálva. Nehéz megmondani, hogy egy kis mélyedést meddig tekinthetünk véletlen „horpadásnak”, és honnantól kisméretű töbrönek. Ezen a ponton az eljárásban tulajdonképpen egy önkényes alsó határt kell beiktatnunk. A felső határ szintén nem egyértelmű. Amennyiben egy nagy zárt mélyedés talpa nincs kisebb formákkal sűrűn felszabdalva, akkor azt „extrém” nagy töbrönek tekinthetjük, bár kialakulása mindenképp összetettebb folyamat eredménye. Ilyen nagyméretű formák előállhatnak úgy, hogy egy víznyelőhöz tartó rövid völgyszakasz összességében egy zárt mélyedést alkot. Amennyiben egy nagy zárt mélyedés alján sok kisebb töbrő található, akkor a nagy formát már inkább uvalának tekinthetjük, és töbröként a benne lévő kisebb formákat határolhatjuk le. Az uvala értelmezésénél a Čalić-féle értelmezést fogadom el, mely szerint a szimpla „ikertöbrő” még nem uvala, csak a nagyobb (inkább km-es nagyságrendű), törésvonalhoz kötődő, sok kis mélyedéssel tagolt, és egységes, alluviális talpszinttel nem rendelkező mélyedések tekinthetők uvalának (Čalić, 2011). A töbrő definíciójában a „nem összetett” jelző szintén nem teljesen egyértelmű. Két (vagy több), egymás mellett található, nagyjából azonos méretű formát egyedi töbröként lehet lehatárolni. Azonban amikor egy jóval nagyobb formán belül egy lényegesen kisebb mélyedés található, akkor azt érdemesebb a nagyobb mélyedés részének tekinteni.

A töbrő körvonalára többféle definíciót is adhatunk (2.ábra). A topográfiai térképen a töbrőt zárt szintvonalak jelzik. Így a töbrő peremét a legkülső zárt szintvonallal tudjuk legegyszerűbben definiálni. Ez a töbrő peremének legalacsonyabb pontjához képest kicsivel lejjebb van (az eltérés kisebb, mint a (segéd-)szintvonalköz értéke), így a valósághoz képest mindenképp egy kicsit szűkebb lehatárolást jelent. Ugyanakkor ez az utasítás egyértelmű és könnyen követhető a digitalizáló személy számára, így ez a megoldás terjedt el. Megjegyzendő, hogy a töbrők méretéből adódóan az 1:25 000 méretarányú térképeken már a töbrőknek csak egy része található meg szintvonallal, másik részük szimbólummal, harmadik részük pedig egyáltalán nem (Telbisz et al., 2007, 2009a, 2015a, Telbisz & Király, 2016). 1:10 000 méretarány esetén már sokkal jobb a töbrők térképen való megjelenése, de ez függ az adott terület töbreinek méretétől (Day, 1983). Míg az Aggteleki-karszton a töbrők túlnyomó része lehatárolható ezen méretarányú térképek alapján, addig a Mecsekben a töbrők igen jelentős része csak szimbólummal, vagy úgy se jelenik meg a térképeken (Hevesi, 2001, Hoyk, 2002, Telbisz et al., 2022a).

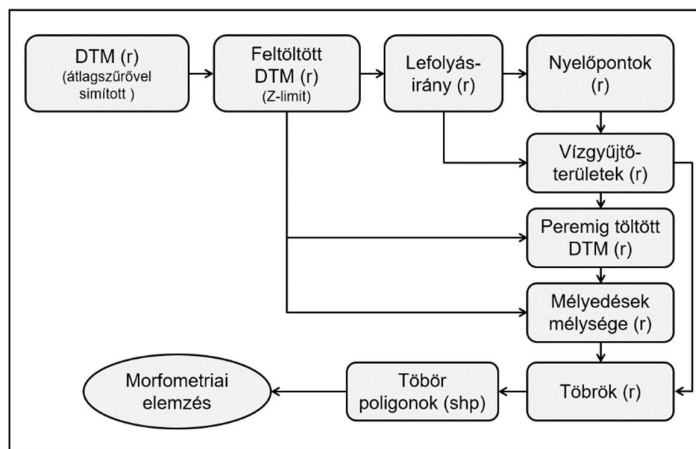


2.ábra. Töbrő-lehatárolási definíciók összehasonlítása

A töbrő 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. Létezik azonban olyan megközelítés is, mely szerint a töbrő „teteje” nem feltétlenül vízszintes, és a töbrő körvonalát a meredekség megváltozásához (görbület-maximumhoz) kell igazítani. A töbrőperem meredekségi viszonyai azonban annyira változatosak lehetnek, illetve az átmenet sokszor annyira fokozatos, hogy erre nem lehet egyértelmű definíciót építeni. Ez a fajta megközelítés

többször kézi lehatárolást igényel, és egyes kutatók a szubjektivitás ellenére is a legjobbnak tartják (Čeru et al., 2017, Hofierka et al., 2018, Šegina et al., 2018), de a jelzett problémák miatt ez a módszer nem igazán terjedt el. Végül a töbör határát kijelölhetjük a legmélyebb pontjához tartozó vízgyűjtő-területtel is. Ez egy hasznos lehatárolás és DTM alapján egyértelműen végre is lehet hajtani, de ez a tényleges töbörterületnél jóval nagyobb részeket határol le (kivéve a ténylegesen „egymásra nőtt” töbrökből álló poligonális karszt esetét, Telbisz et al., 2009a). Mindezen megfontolások miatt a szakirodalom nagyobb része (Obu & Podobnikar, 2013, Bauer, 2015, Kobal et al., 2015) és én is azt a definíciót alkalmazom, hogy a töbör körvonalát a perem legalacsonyabb pontjának szintjében határolom le, mivel ez elég jól algoritmizálható, és így a szubjektivitás nagyrészt kiküszöbölhető, bár egy-két paraméter meghatározásában továbbra is jelen van. Ugyanakkor megjegyzendő, hogy az új módszerek mellett, ahol nem érhető el jó felbontású DTM, ott továbbra is él a „legkülső zárt szintvonal” módszere (Öztürk et al., 2018).

Az alábbiakban a DTM-alapú töbör lehatárolás algoritmusát mutatom be. A DTM-ek gyakran tartalmaznak zárt mélyedéseket (angolul: *sink* vagy *pit*). Nemkarsztos térszínek esetében ezek többször 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*; Jenson & Domingue, 1988, Quinn et al., 1991, Martz & Garbrecht, 1993). 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 töbör-lehatárolás szempontjából és az *Eredmények* fejezetben mutatom be. A módszert ESRI ArcMap szoftver-környezetben alkalmaztam. Hasonló módszer szerepel a legtöbb friss töbör-morfometriai cikkben is (Gallay et al., 2013, Obu & Podobnikar, 2013, Rahimi & Alexander, 2013, Zhu et al., 2014, Bauer, 2015, Kobal et al., 2015). Az algoritmus lépései a következők (3.ábra):



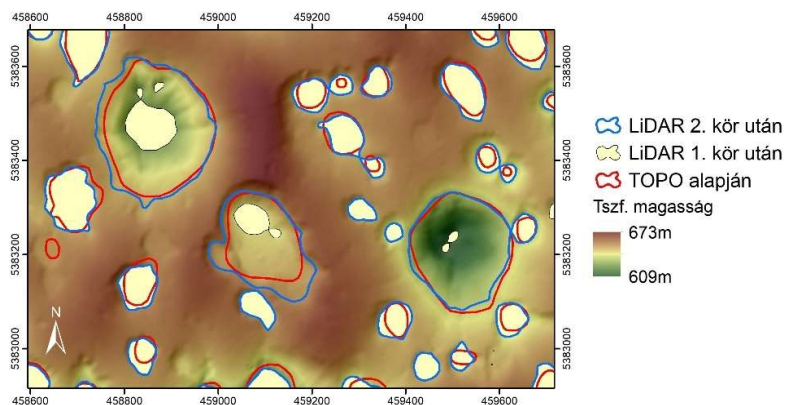
3.ábra. A töbör-lehatárolás alapvető algoritmus. *r*: raszteres adat; *shp*: vektoros adat

- 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-fájlra a további elemzésekhez.
- 10) Töbrök morfológiai jellemzőinek meghatározása (részletesebben lásd a „Morfológiai jellemzők számítása” alfejezetben).

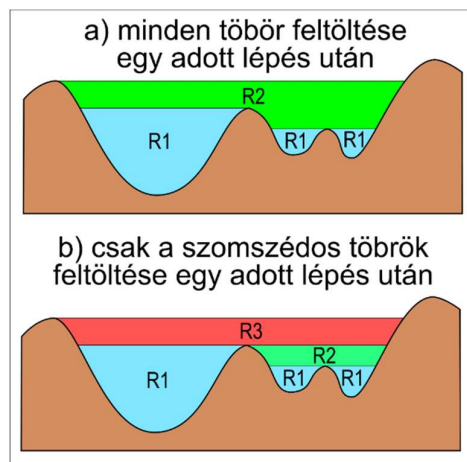
Eddig tart alapvetően a töbrök lehatárolási algoritmus. Azonban a zárt formák, ahogy feljebb is említettem, gyakran „egymásba skatulyáztak”. Ezen összetett formák kezelése egy komplex probléma. **Kobal et al. (2015)** dolgoztak ki egy eljárást, melynek lényege, hogy a már azonosított mélyedéseket feltöltjük, és így ismétljük meg a lehatárolási procedúrát. Ennek eredményeként több „rendje” lesz a mélyedéseknek. **Liang & Xu (2014)**, **Wu et al. (2016)** és **Yang et al. (2019)** a zárt szintvonalak struktúráját elemezte, és azok alapján különítették el mélyedéseket, illetve vizsgálták az egymásba ágyazott formák hierarchiáját.

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 (4. ábra). 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 töbrő, azokat feltöltöttem, és megismételtem a lehatárolási eljárást. Mivel az így kapott eredmény kielégítő volt, így további finomítást nem végeztem az algoritmuson. A figyelmes olvasónak esetleg feltűnhet, hogy ha a DTM feltöltésénél 1 m-es küszöbértéket alkalmaztam, akkor hogyan lehet az algoritmus végén 1 m-nél sekélyebb töbrő. Ez elsőre valóban meglepő. A magyarázat abban rejlik, hogy a *Fill Sink* algoritmus a mélységet úgy határozza meg, hogy a DTM mélyedéseit addig tölti fel, hogy a víz teljesen „átfolyhasson” rajtuk. Ezért a nagyobb, komplex mélyedésekben megbújó kisebb mélyedések „túlélhetnek” a feltöltést akkor is, ha a „saját”, relatív mélységük kisebb, mint 1 m.



4. ábra. Lehatárolás eredménye az első, illetve a második kör után egy kis mintaterületen belül a Pelsőci-fennsíkban. Jól látható, hogy a három nagy töbrő esetében az első körös lehatárolás nem megfelelő. (A koordináták UTM 34N rendszerben vannak megadva.)

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 (5.ábra). 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. töbröknek neveztem el és R_i -vel jelöltem az eredményeknél (i az index értéke). A szlovén mintaterületeknél az egységes, áttekinthető összehasonlítás érdekében az első „hat rendbe” tartozó formák adatait mutatom be, mert a hatodrendű alakzatok számossága már elegendően kicsinek bizonyult.



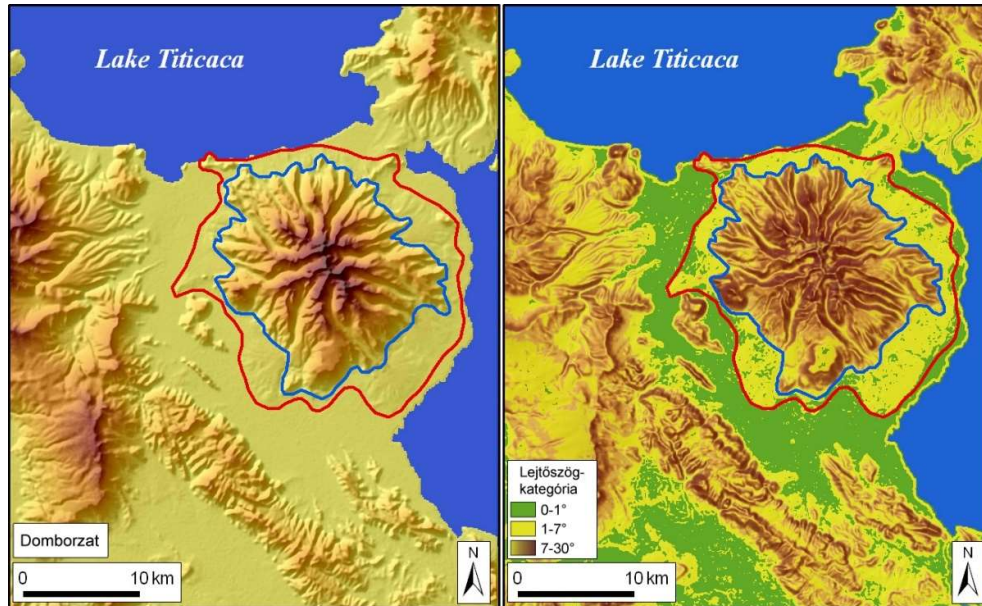
5.ábra. A feltöltés hatása a töbrök lehatárolására. Az összes elsőrendű (R_1) mélyedés feltöltése esetén a következő lépés a felső kép szerinti nagy R_2 töbröt eredményezné. Ha viszont egy lépésben csak a szomszédos mélyedéseket töltjük ki, akkor az alsó képen R_2 -vel jelölt kisebb, összetett forma is detektálható. A második lehetőség jobban feltárja a töbrök hierarchiáját.

A karsztkúpok elemzésének és lehatárolásának módszere nagyvonalakban megegyezik a fentiekben is bemutatott módszerrel (*Obu & Podobnikar, 2013, Kobal et al., 2015, Telbisz et al., 2016b*). A fontos újdonsága az, hogy zárt kiemelkedéseket eddig még nem elemeztek 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 morfológiai jellemzői egységes alapon hasonlíthatók össze.

3.2.1.2. 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 többekévvé 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 kúpplábi 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°), törmelékpalást (1-7°) és a környező lapos térszín (0-1°). Így ezekhez igazodva rajzoltuk meg a vulkánok körvonalait (6.ábra).



6.ábra. Példa a vulkán-lehatárolásra (Volcan Japia). Piros a központi kúp, kék a törmelékpalást körvonala – a feldolgozás során ez utóbbit tekintettük a vulkán teljes körvonalának.

3.2.1.3. Sivatagi dűnék lehatárolása

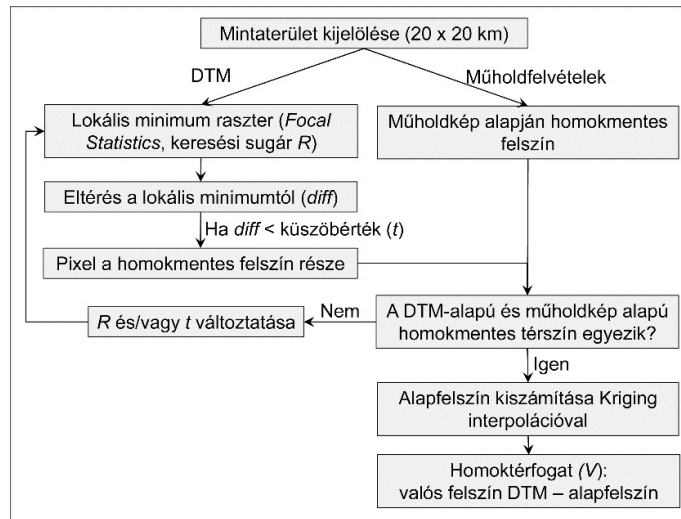
A sivatagi dűnék elemzése során első lépésben a mintázati típusok lehatárolása és a megfelelő vizsgálati egységek kialakítása volt a cél. A morfológiai számítások ez esetben is teljesen a DTM-en alapulnak, ám a formák és a területek lehatárolásához, valamint a mintázatok elemzéséhez műholdképeket is felhasználtunk, mégpedig a *GoogleEarth* képeit, melyek homokdűne vizsgálatokhoz kiválóan alkalmazhatók (*Al-Masrahy & Mountney, 2013, Dakir et al., 2016, Maghsoudi et al., 2017*).

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 morfológiai 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 homokdűnével borított felszín és a közelítőleg homokmentesnek tekinthető alapszín elkülönítésére. Ezt a kérdést két oldalról közelítettük meg. A térfogatszámításhoz az alapszín meghatározása a kulcs. A dűnék irányítottságának elemzéséhez pedig a homokdűnével borított felszín, de azon belül is hangsúlyosabban a magasabb részek, gerincek. Elvileg a homokmentes alapszín, illetve a dűneterület meghatározása egy komplementer feladat, de az első esetben az alapszínt 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 (ld. az *Eredmények* fejezetben). A mintaterületek alegységként két darab 20km x 20km-es (vagy kisebb alegységek esetén 10km x 10km-es) négyzetből álltak.

Az alapszint lehatárolása (7.ábra) 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. Részben hasonló módszerrel dolgozott *Bishop (2010)* és *Yang et al. (2011)* is, de ők nem a teljes dűneközi terület, hanem csak néhány kiválasztott dűneközi, homokmentes pont alapján hajtották végre az interpolációt.



7.ábra. Az alapfelszín meghatározásának és a homok-térfogat számításának sémája

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.

3.2.2. Morfometriai jellemzők számítása

A GIS-rendszerek napjainkban kiváló lehetőséget nyújtanak a morfometriai számítások elvégzéséhez. A morfometriai paraméterek több szempontból is csoportosíthatók, én az alábbi logikát követtem az elemzések során.

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**). Ez utóbbinak a reciproka is használatos a karszt-morfometriában „*pitting index*” néven (**Bondesan et al., 1992, Bauer, 2015, Verbovšek & Gabor, 2019**) 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). Bármilyen furcsán is hangzik, a *hosszúság* és a *szélesség* meghatározása GIS-alapon nem teljesen triviális. A gyakorlatban kétféle algoritmussal találkoztam. Az első algoritmus egy poligon esetében megvizsgálja az összes átlót, majd ezek közül kiválasztja a leghosszabbat. Ez lesz a *hosszúság*, és ez egyben a tengelyirányt is megadja (**Jenness, 2007**). Sok csomóponttal rendelkező poligonok esetében ez az algoritmus elég hosszú időt igényelhet. A másik algoritmus szórás-ellipszist (*standard deviation ellipse*) illeszt a poligonra, és valójában ennek az adatait (*hosszúság, szélesség, tengelyirány*) adja meg. Ez egy raszter alapon (is) működő, gyorsabb 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. Számítása:

$$d = 2 \cdot (A/\pi)^{0.5}$$

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 **Davis (2002)**, illetve **Wu et al. (2016)** 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. Mégpedig magassági szintenként, adott intervallumonként meghatározhatjuk a szintvonalak *megnyúltságát* és *kerekítettségét*. Természetesen ezt csak azon szintvonalakra, amelyek a vulkánt körülveszik (tehát a kis oldalgerinceken lévő zárt szintvonalak ebből a szempontból érdektelenek.) Egy egyszerű, többé-kevésbé körszimmetrikus vulkáni kúp esetében a *megnyúltság* a különböző szinteken nagyjából egymáshoz hasonló értékekkel jellemezhető. Am ha a vízmosások, völgyek (barranco-k) bevágódnak a vulkán felszínébe, akkor a szintvonalon kiszögellés keletkezik, ami a *kerekítettség* értékét csökkenti. Így a *kerekítettség* ezen vulkánok esetében döntően az eróziós felszabdaltság függvénye. 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. Itt jegyzem meg, hogy **Wright et al. (2006)** a szintvonalak jellemzésére bevezetett egy *dissection index*-et, ami az általam használt kerekítettség reciproka.

4) Formák függőleges alakját jellemző paraméterek:

Ezek közül a *mélység* (h), illetve a *relatív magasság* (h) abszolút paraméterek (a magyar „relatív magasság” kifejezés ellenére is. Az angol *height* kifejezés egyértelműbb, mint a magyar *magasság*, ezért használom magyarul a *relatív* szóval kiegészítve). 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 értünk, 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.

Mindezekén túl természetesen számos egyéb morfológiai mutató is létezik, de úgy vélem, hogy már az itt felsoroltak alapján is elég sokoldalúan lehet vizsgálni a „jól lehatárolható” geomorfológiai alakzatokat. Jelen értekezésben e mutatók nagy részét a töbrökre fogom alkalmazni.

3.2.3. Klasszikus dűne-paraméterek

A sivatagi homokformák esetében hosszú (több 10 km-es) keresztshelvényeket 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 *dűnealapszintet* (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 keresztshelvény síkjában mérve a dűne szelvényvonala és az alapszint közötti területként áll elő, amit numerikus integrálással kaphatunk meg a keresztshelvény alapján. A homokmennyiségnek egy kifejező mutatószáma az ekvivalens homokvastagság (*equivalent sand thickness or equivalent sediment thickness*, EST), ami azt mutatja meg, hogy ha egyenesen 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 keresztshelvényeket a fő dűneirányokra merőlegesen célszerű meghúzni. Egy-egy keresztshelvényen 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

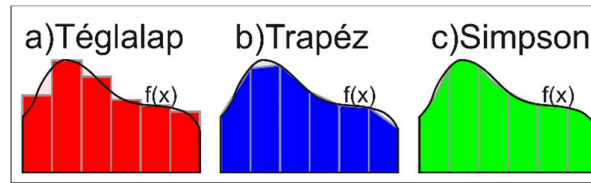
vagy 4 hosszú (9-81 km-es) keresztszelvényt vettünk fel, és így összesen 81 szelvény alapján 1190 dűne paramétereit határoztuk meg a GEO területén.

A dűnék irányítottsága is egy fontos paraméter (*Derickson et al., 2008, Al-Masrahy & Mountney, 2013, Baitis et al., 2014, White et al., 2015*). Ezt lehet kézzel meghúzott tengelyek alapján is jellemezni (*Beveridge et al., 2006*), 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, 1986, 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 hasonló 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, amit sok más tanulmányban is alkalmaztak (*Al-Awadhi et al., 2005, Mesbahzadeh & Ahmadi, 2012, Hereher, 2014, Rahdari et al., 2014*). Ennek értelmében először kiszámítjuk, hogy szélirány szerinti kategóriánként a különböző szélesebbesség-tartományokhoz tartozó gyakoriságot figyelembe véve, adott irányba mekkora távolságba tudja mozgatni a szél a rendelkezésre álló homokot. Ezeket a távolságokat skalárként összeadva kapjuk a *homokmozgatási 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 homokmozgatásban, ha 0-hoz közeli, akkor a különböző irányokból fújó szelek „kiegyenlítik” egymást, tehát a homokanyag ide-oda vándorol az év során.

3.2.4. Térfogat-számítás DTM alapján

DTM alapján könnyen számítható azon formák térfogata, amelyeknek felső és alsó határoló felülete DTM-ben megadható, a körvonal pedig függőleges peremként veszi körbe a formát. Azok a 3D-s formák, amelyek áthajlók, vagy összetettek, komplexebb, voxel alapú eljárást igényelnek, de ezekre nem térek ki. A DTM alapú térfogatszámításoknál az alsó felület, vagy a felső felület gyakran egy vízszintes síkkal adható meg, de ez önmagában nem lényeges feltétel, mert ezt könnyen el tudjuk érni azzal, hogy a felső felületből kivonjuk az alsót. A térfogatot domborzatmodell 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. Ezek síkbeli verzióit (a 3/8-os Simpson kivételével) az *8.ábra* mutatja.



8.ábra. Numerikus integrálási módszerek 2D-ben. a) téglalap-szabály: a közelítő formák téglalapok; b) trapéz-szabály: a közelítő formák trapézok; c) Simpson-szabály: a közelítő formák másodfokú polinomok

A téglalap-szabályt 3D-ben úgy kell elképzelni, mintha a DTM-et függőleges hasábokra 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 $A_{\text{töbrök}}$ -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 térfogatszámítást szintvonalas adatok esetén a Cavalieri-elv alapján úgy is elvégezhetjük, hogy a szintvonalakat a szintvonalköznek megfelelően koronggá növeljük és ezek térfogatát összegezzük (*Telbisz, 2004*). A szintvonalköz csökkentésével ez az eljárás is egyre jobban közelíti a pontos térfogatot. Ez azonban körülményesebb módszer, mint a közvetlen DTM-alapú térfogatszámítás, így itt csak megemlítem, de nem használom.

$$V = \int_0^h A(x) dx$$

ahol $A(x)$ az x relatív magasságban (mélységben) lévő szintvonal által közrefogott terület.

A **homokdűnék** esetében a *térfogatot* (V) a valós dűnefelszín és az alapfelszín (ld. a *Lehatárolási kérdések* alfejezet) 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

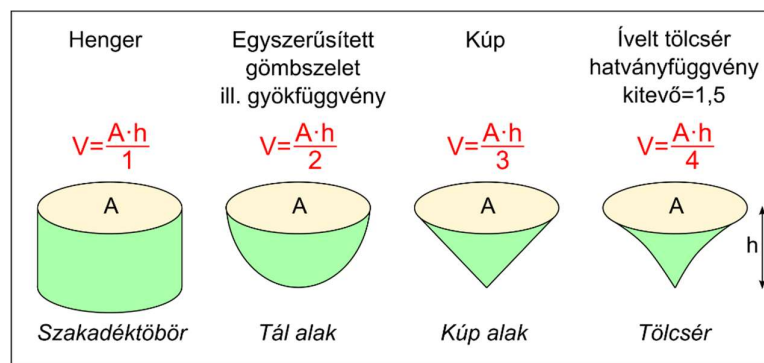
számítani, ha a térfogatértéket a mintavételi területtel osztjuk el. Az így számított *EST* értéke elvileg meg kell, hogy egyezzen a keresztmetszvények alapján számított értékkel. A valóságban azonban eltérések tapasztalhatók egyrészt az eltérő mintavételezési módszer miatt, másrészt azért is, mert a 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. Az *EST* kétféle módon kapott értékét az *Eredmények* részben hasonlítjuk össze a vizsgált alegységekre vonatkozóan. De akár így, akár úgy számítjuk, az *EST* egy olyan átlagos homokvastagságot jelent, ami jól összehasonlíthatóvá teszi a homoksivatag különböző részeit.

A DTM alapú térfogatszámítás hibája adódhat egyrészt a DTM jellemzőiből, másrészt az vizsgált objektum lehatárolásának hibájából, harmadrészt a számítási eljárás pontatlanságaiból. A DTM jellemzők közül az interpoláció hibáját kisebb formákon tanulmányozta *Yilmaz (2009)*, és az Inverse Distance Weighting módszert találta a legjobbnak. A Balaton térfogatát megvizsgálva több eljárás közül a Kriging bizonyult a leginkább megfelelőnek (*Szemes et al., 2015*). A felbontás hatását a térfogatszámítás eredményére többek között *Grohmann et al. (2011)* számszerűsítette. A számítási módszer (téglalap, trapéz, Simpson) megfelelő felbontású és minőségű DTM esetén nagyon kevésbé befolyásolja az eredményeket (*Telbisz et al., 2017*). Így a hiba döntően a vízszintes lehatárolás pontosságának, illetve az alapszint megadásának a függvénye (*Grosse et al., 2012, Telbisz et al., 2017*).

3.2.5. 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 alakokkal idealizálható.

Néhány jól ismert, egyszerű geometriai test térfogat-képletét a 9.ábra mutatja.



9.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 töbr-morfometria szakirodalmában (illetve tudtommal más geomorfológiai megközelítésekben sem), ezért egy érdekes újításnak tartom.

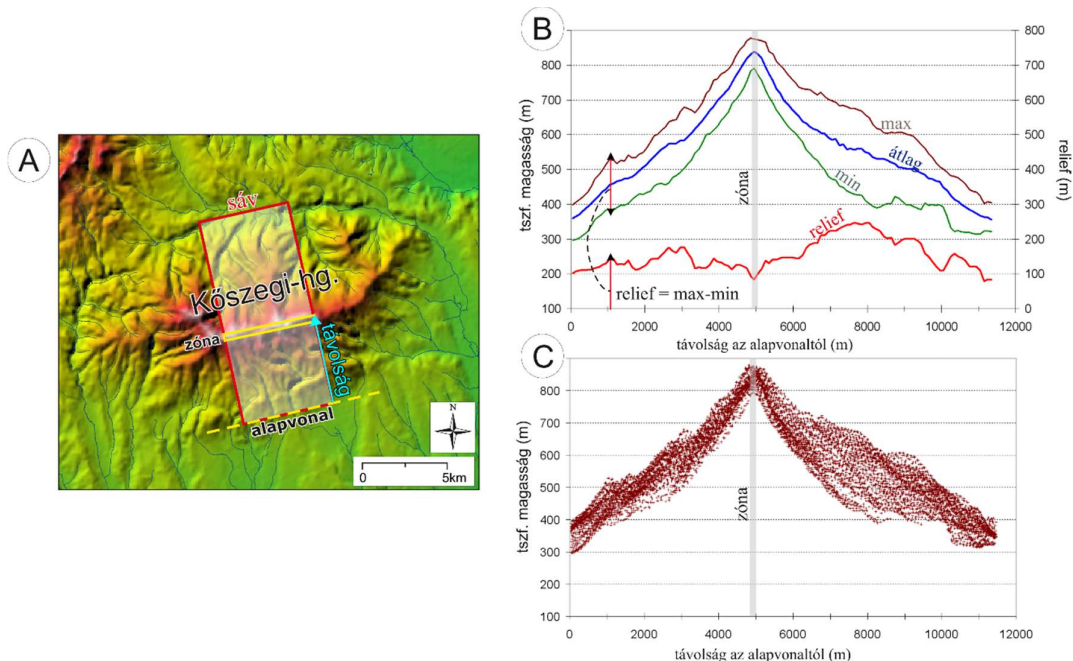
3.2.6. Magassági hisztogramok elemzése

A hisztogram gyakorisági eloszlást jelent. 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 hipszografikus görbe normalizált változata a hipszometrikus görbe, amit a hipszometrikus integrál kiszámításához használnak (*Pike & Wilson, 1971*). Más gyakorisági görbékhez képest a magassági hisztogram specialitása, hogy a változót (a tszf. magasságot) logikusabb a függőleges tengelyen ábrázolni. Már *Hammond (1954, 1964)* rámutatott arra, hogy a domborzat jellemzéséhez a magassági hisztogram ismerete egy fontos adalék. A maradványheggyekkel tagolt alacsony síkok jellemzője, hogy a magassági hisztogram módusza lent helyezkedik el, míg a mélyen bevágódó völgyekkel tagolt fennsíkok magassági hisztogramján a módusz fent található. A szlovén-olasz határon húzódó Canin-hegység részben karsztos domborzatán jól szemléltethető a közettani és morfológiai hatásoknak a magassági hisztogramban való tükröződése (*Telbisz et al., 2011*). A lokális hisztogramok a felszínformák azonosításában is szerepet játszhatnak (*Székely, 2003*). A jelen értekezésben a GTK átfogó jellemzéséhez használtam magassági hisztogramokat, illetve ezzel párban lejtőszög-hisztogramokat is.

3.2.7. Sávszelvény-elemzés

A hagyományos magassági keresztmetszvények grafikonja számos esetlegességet tartalmazhat a szelvényvonal 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 keresztmetszvény „kibővítése” javasolt. A topográfiai sávszelvény-elemzés (*topographic swath profile analysis*) lényegében ezt a feladatot oldja meg (*Telbisz et al., 2012, 2013*). A sávszelvényt úgy készítjük el, hogy a magassági értékeket nem egyszerűen egy adott vonal mentén határozzuk meg, hanem egy sáv mentén haladva kiátlagoljuk a középvonalra merőleges zónákban mért magassági értékeket (*10.ábra*). Emellett lehetőség van más statisztikai paraméterek (pl. minimum, maximum, terjedelem) számítására és ábrázolására is.



10.ábra. A sávszelvény készítés módszere. a) sáv elhelyezkedése; b) a sávszelvény elemei; c) magasság – távolság pontfelhő.

A sávszelvény 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.

Az osztályokba sorolás elhagyásával pont-diagramon is ábrázolható a DTM összes pontja (vagy annak egy részhalma). Megjegyzem, hogy ma már rendelkezésre áll a térinformatikai rendszerekbe integrált eszköz is a sávszelvény készítésére (*Pérez-Peña et al., 2017*).

A sávszelvény-elemzés esetében az irány megválasztása fontos kérdés, rendszerint a domborzati formák csapásirányára merőlegesen vagy éppen azzal párhuzamosan történik. A sávszelvény 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 körcíkk, illetve teljes kör alaprajzú terület is választható, ilyenkor az alapvonal helyett a forma középpontjától vett távolsággal érdemes számolni, ez a *centrális sávszelvény* (pl. vulkánokra: *Karátson et al., 2012*; hordalékkúpokra: *Staley et al., 2006*). Ebben az esetben a vizsgálat lényegében polárkoordináták szerint történik (*Székely & Karátson, 2004*).

A sáv szélessége is befolyásolhatja a kapott eredményeket és az értelmezhetőséget. Lehetőség szerint arra kell törekedni, hogy a vizsgált domborzati egység minél nagyobb részét lefedje a sáv, ugyanakkor az eltérő domborzatú területek (pl. perem felől bemélyedő öblözetek, medencék stb.) kihagyása indokolt lehet a sávszelvény jobb értelmezhetősége miatt, így adott esetben a sáv alakja a téglalaptól eltérő, szabálytalan forma is lehet.

A sávszelvény-elemzés módszerét leggyakrabban a tektonikus geomorfológia használja (*Thiede et al., 2004, Bookhagen et al., 2005, Hoke & Garzzone, 2008, Champagnac et al., 2009*), de számos olyan tanulmányban is alkalmazzák, melyek a lepusztulás különböző (fluvialis, glaciális, stb.) formáit elemzik (*Bishop et al., 2003, Korup et al., 2005, Munroe, 2006, Robl et al., 2008, Dortch et al., 2011*).

A sávszelvény-elemzés módszerét részletesen az alábbi tanulmányokban mutattuk be (*Telbisz et al., 2012, 2013*). Ebben a technikai leírás mellett azt is leírtuk, hogy a centrális sávszelvény (*circular swath*), vagy a görbülő vonal menti sávszelvény (*curvilinear swath*) hogyan szerkeszthető. Ezenkívül azt is bemutattuk, hogy a sávszelvény elég robusztus, vagyis viszonylag jelentős iránybeli és szélességbeli eltérések esetén is hasonló paraméter-értékeket kapunk a dőlő felszínre. Továbbá a fenti cikkekben rámutattunk a széleskörű alkalmazási lehetőségekre is.

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

3.2.8. *Vulkán-rekonstrukció a Középső-Andok rétegvulkánjaira*

3.2.8.1. *A rekonstrukció alapelve*

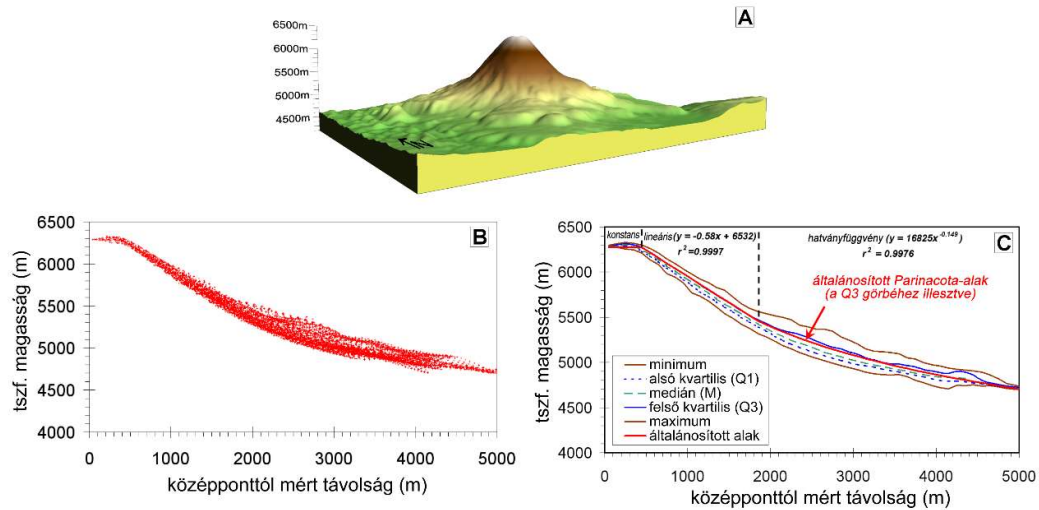
A vulkán-rekonstrukció egy meglehetősen összetett kérdéskör, sok tényező befolyásolja, hogy egy módszer alkalmazható-e vagy sem. Az alábbiakban leírt módszertan a Középső-Andok esetében működött, mivel itt elég sok olyan vulkán található, melyekre a

feltételezések érvényesek. Ugyanakkor egy az egyben nem feltétlenül vihető át más vulkáni területekre.

Alkalmazott módszerünk (*Karátson et al., 2009*) 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.

3.2.8.2. Az ideális vulkánalak kiválasztása

A vizsgálatra kiválasztott vulkánok közzetani 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 legrszabályosabb, legrszimmetrikusabb, legkevésbé lepusztult, legfiatalabb tűzhányóját választottuk, a Parinacotát (*11. ábra*). E rétegvulkán fejlődéstörténete jól ismert (*Wörner et al., 1988, 2000, Clavero et al., 2004, Hora et al., 2007*). 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. Itt jegyezzük meg, hogy számításaink során a szabálytalan alakú tűzhányókat, mint például a lávadóm-együtteseket (pl. Taapaca: *Wörner et al., 2000, Clavero et al., 2004*) vagy a hosszabb, bonyolultabb fejlődéstörténetű vulkánokat (pl. Aucanquilcha: *Klemetti & Grunder, 2008*) nem vettük figyelembe, ugyanakkor a munkánk eredményeképpen meghatározott eróziós ráták elvben azokra is kiterjeszthetők.



11. ábra. Az „ideális vulkánalak” meghatározása a Parinacota alapján. A) a Parinacota 3D képe; B) pontfelhő a középponttól való távolság függvényében; C) a pontfelhő alapján meghatározott kvartilis-görbék, valamint a felső-kvartilisre illesztett „ideális vulkánalakot” leíró függvények.

Egy vulkáni kúp körkörös szimmetriáját statisztikailag úgy tudjuk kiértékelni, hogy az egyes pixelek magassági adatát a középponttól való távolság függvényében ábrázoljuk (azaz *centrális sávsvélvényt* 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 (*11.ábra*) egyszerűsítése érdekében kiszámítottuk a magassági eloszlás kvartilis értékeit minden 50 m széles körgyűrűre. Az ábrán jól látszik, hogy 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 hegláb felé) írja le legjobban. Mind a 2., mind a 3. résznél nagyon magas r^2 -értékeket kaptunk (*11.ábra*), ami bizonyítja, hogy ezek a függvények jól jellemzik a vulkán alakját, és a későbbi számításoknál indokolt ezen függvények használata.

Természetesen, hogy meggyőződünk 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) vulkánnal (*Garrison et al., 2006, Hall & Mothes, 2008*), lásd a hibaforrásokat tárgyaló alfejezetben.

3.2.8.3. A vulkán-rekonstrukció lépései

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

1. lépés: A vulkáni kúp lehatárolása (ld. a *Rétegvulkánok lehatárolása* alfejezetben).
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). Tapasztalataink szerint a szintvonalak geometriai középpontjai általában meglehetősen közel esnek egymáshoz, ami a megközelítésünk helyességét alátámasztja.

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 (*12.ábra*). 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 az ábrán) 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 keressük. Ennek a feltételnek X akkor felel meg, ha ez éppen a két görbe közti eltérés átlaga, azaz:

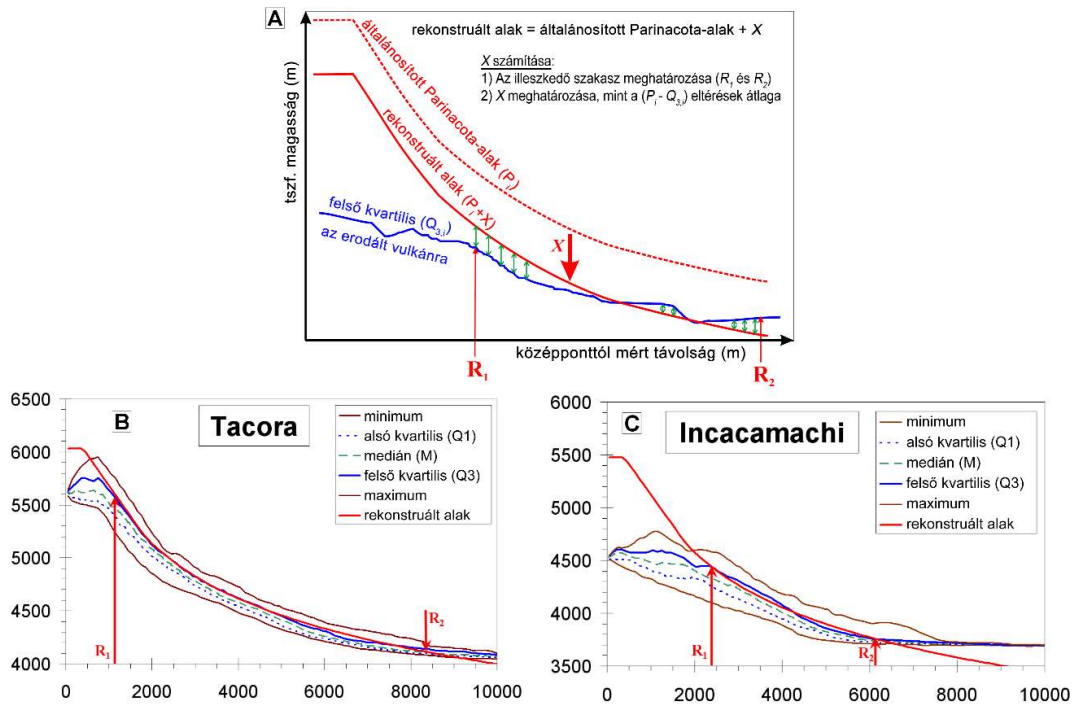
$$X = \frac{\sum_{i=R_1}^{R_2} (P_i - Q_{3,i})}{n}$$

ahol n az R_1 és R_2 közti pontok száma.

Természetesen előfordult olyan eset is, hogy a Parinacota-profil nem volt ráilleszhető az adott vulkán görbéjére. A lejtésben megmutató eltérésnek oka lehet a közettani különbség, a más jellegű vulkáni működés, a lepusztulásbeli különbségek, vagy az összetettebb domborzati alap (ami megelőzte a vulkán létrejöttét). A „szabálytalanabb” vulkánokat többnyire már előre kizártuk, de akadt néhány, amit az elemzésnek ezen a pontján kellett kizárni.

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 (13.ábra).

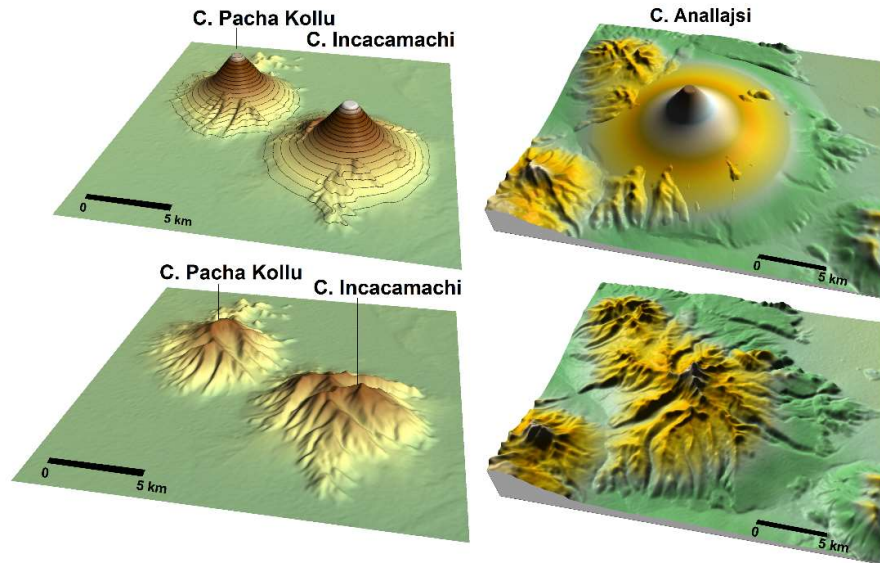
5. lépés: Az alapszint meghatározása. Az alapszint nagyon fontos a számítások szempontjából, ezt a törmelékpalást körvonalának átlagos magasságaként definiáltuk.



12.ábra. A Parinacota-szelvény illesztése a vizsgált, erodáltabb vulkánok szelvényéhez.

A: szelvényillesztés minimalizálása a legkisebb négyzetek elve alapján.

Példák kevésbé (B) és erősebben (C) lepusztult vulkánra



13.ábra. Rekonstruált rétegvulkánok az általunk kifejlesztett módszer alapján.

3.2.8.4. 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.

3.2.8.5. A rekonstrukció lehetséges hibaforrásai

A fent ismertetett vulkánrekonstrukciós módszerrel kapcsolatban négyféle hibaforrást vizsgáltunk meg. Az első ezek közül, hogy mekkora az SRTM adatbázis pontatlanságából származó térfogatszámítási hiba. Erről könnyen belátható, hogy elhanyagolható mértékű, ami alapvetően annak köszönhető, hogy egy rétegvulkán léptékében a pozitív és negatív magassági eltérések, hibák többé-kevésbé kiegyenlítik egymást. Ennek matematikai igazolásához az alábbi két statisztikai tételt használjuk fel:

$$\sigma(cX) = |c| \cdot \sigma(X)$$

$$\sigma(\bar{X}) = \frac{\sigma(X)}{\sqrt{N}}$$

ahol σ a szórás, c konstans, X valószínűségi változó, \bar{X} az X átlaga, N az adatok száma.

A továbbiakban: Δh a magasságkülönbség az SRTM és a valós érték között, ΔV a térfogatkülönbség az SRTM és a valós érték között, A_S egy SRTM 3" pixel területe (0,0081 km²), N a pixelek száma a vizsgált felszínforma teljes területére (A) nézve.

E jelölésekkel a térfogatkülönbség az alábbi módon írható fel:

$$\Delta V = \sum_{i=1}^N A_S \cdot \Delta h_i = A_S \cdot \sum_{i=1}^N \Delta h_i = A_S \cdot N \cdot \overline{\Delta h}$$

A térfogat 1σ hibája pedig az alábbi módon fejezhető ki:

$$\begin{aligned} \sigma(\Delta V) &= A_S N \sigma(\overline{\Delta h}) = A_S N \frac{\sigma(\Delta h)}{\sqrt{N}} = A_S \sqrt{N} \sigma(\Delta h) = A_S \sqrt{\frac{A}{A_S}} \sigma(\Delta h) \\ &= \sqrt{A_S} \sqrt{A} \sigma(\Delta h) \end{aligned}$$

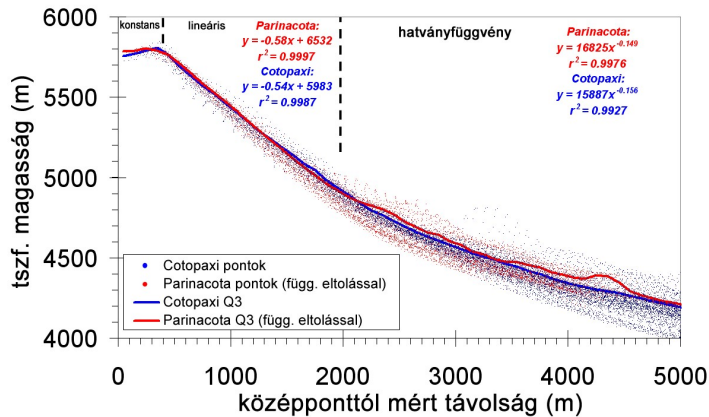
A vizsgált felszínformák 100 km^2 nagyságrendűek. $\sigma(\Delta h)$ valamivel nehezebben adható meg. Nagy mennyiségű adat elemzése alapján **Rodriguez et al. (2005)** úgy találták, hogy Dél-Amerika egészére $\sim 5 \text{ m}$ az értéke, de a tagoltabb felszínre inkább $\sim 10 \text{ m}$. Ezeket az értékeket az egyenletbe írva megkapjuk, hogy

$$\sigma(\Delta V) = \sqrt{0,0081 \text{ km}^2} \cdot \sqrt{100 \text{ km}^2} \cdot 0,01 \text{ km} = 0,009 \text{ km}^3$$

ami a legkisebb erodált térfogathoz ($1,8 \text{ km}^3$) képest is csupán $0,5\%$. Mivel az összes többi erodált térfogat ennél nagyobb, a jelenlegi és paleo-térfogatok pedig jóval nagyobbak, arra a következtetésre juthatunk, hogy az SRTM hibájából adódó térfogatszámítási hiba elhanyagolható e tanulmány szempontjából. Megjegyzendő ugyanakkor, hogy kisebb léptékű felszínformák esetében ez az állítás már nem feltétlenül igaz.

Másodsorban, ha az alapszint hibája Δh_B , a vulkán területe pedig A , akkor mind a jelenlegi, mind a paleo-térfogat maximális hibája $A \cdot \Delta h_B$, miközben az erodált térfogatot ez a hiba nem érinti. A lepusztulási arányszám ebből adódó hibája kiszámítható. Mivel az alapszint a törmelékpalást körvonalának átlagmagasságaként áll elő, ez egy statisztikusan robusztus érték, viszonylag kis hibával. A palást alsó lejtőinek jellemző $1-2^\circ$ -os értékét figyelembe véve a függőleges hiba $1,6-3,2 \text{ m/pixel}$. Ennélfogva ideális, közel vízszintes aljzatot feltételezve az alapszint hibája $\sim 10 \text{ m}$. Ugyanakkor szabálytalanabb, esetleg kismértékben dőlő aljzat, vagy összenőtt felszínformák (vulkánok) esetében nagyobb hiba ($\sim 50 \text{ m}$) valószínűbb, ezért számításainkban ez utóbbi értéket vettük figyelembe.

Egy harmadik típusú hiba a Parinacota-profil illesztésének bizonytalanságából adódhat. Legyen R az illesztett paleokúp-felszín sugara és Δh_P a profil-illesztés hibája. Ez esetben mind a paleo-, mind az erodált térfogat hibája $R^2 \cdot \pi \cdot \Delta h_P$, ami a lepusztulási arányszám hibájában jelentkezik. Tapasztalataink szerint a profilillesztés hibája 10 m körüli a tanulmányozott vulkánok esetében.



14.ábra. Két ideális, szimmetrikus rétegvulkán (Parinacota, Cotopaxi) szelvényének statisztikai összehasonlítása

Végül egy negyedik típusú hiba származhat az eredeti kúp morfológia és a Parinacota mint idealizált alak különbségéből. Ennek becslésére a Parinacotát összehasonlítottuk egy másik aktív, szabályos, hasonló méretű andesi tűzhányóval, a Cotopaxival (*14. ábra*). Azt tapasztaltuk, hogy utóbbi vulkán felső kvartilis görbéje nagyon jó egyezést mutat a Parinacotáéval, és az illesztett lineáris és hatvány függvények paraméterei is nagyon hasonlóak. A két vulkán függvényei alapján a térfogatszámításban az alábbi különbségek adódnak: 8100 m sugárig a különbség kisebb, mint 1 km^3 , ennél távolabb a két vulkán eltérő alakjából adódóan, és a nagyobb területnek is köszönhetően gyorsabban nő a különbség, 10 000 m-nél már 4 km^3 . Mivel a legtöbb általunk tanulmányozott vulkán esetében a rekonstruált kúp sugara 8000 m alatt marad, a negyedik típusú hiba általában nem haladja meg az 1 km^3 -t.

3.2.9. Természeti és társadalmi mutatók összefüggés-elemzésének módszertana

Nyilvánvalóan temérdek mutatót és nagyon sokféleképpen lehet vizsgálni ezzel a témával kapcsolatban. Itt most csak arra térek ki, hogy a **nyugat-szerbiai mintaterület** kapcsán milyen módszertant alkalmaztam.

Az adatsorokat 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 disszertációban azonban az összes adatsort nem mutatom be minden léptékben, hanem csak reprezentatív diagramokon szemléltetem a meghatározó folyamatokat és összefüggéseket.

A *Szakirodalmi áttekintésben* említett két hipotézis, valamint a meghatározó folyamatok vizsgálatához a településeket négyféleképpen kategorizáltam, először egyszerű majd kombinált kritériumok alapján:

1) Először a litológia alapján, a karsztra koncentrálna 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. Ez az osztályozás statisztikai szempontból „jól használható”, mivel az osztályok átlagmagassága és megfelelően választott társadalom-statisztikai paraméterek alapján regresszió-elemzést is lehet alkalmazni.

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. A relatív relief a felszín tagoltságát számszerűsítő mutató, márpedig a tagoltság gyakran befolyásolja egy település földhasználatát és közlekedési lehetőségeit, így statisztikai kapcsolatban állhat az elnéptelenedéssel is (vö. *Milošević et al., 2010, 2011*).

4) Végül a fenti litológiai és domborzati kategóriák kombinálásával összetett „*lito-topo típusokat*” hoztam létre, ezeket részletesen lásd az *Eredmények* fejezetben.

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

4. Eredmények

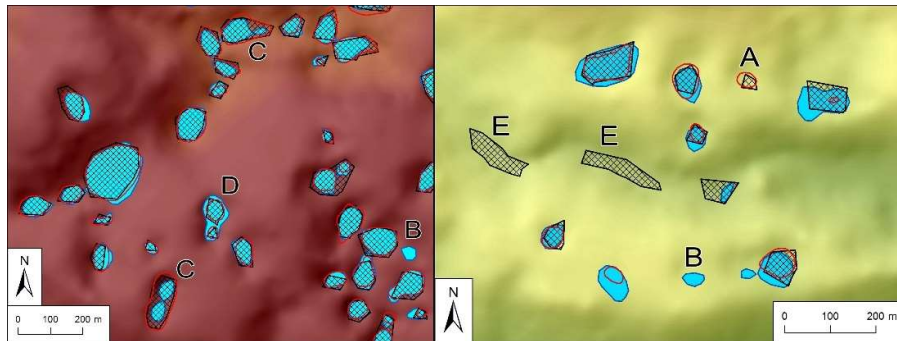
4.1. Karsztos területekre vonatkozó eredmények

4.1.1. Töbör-levezetési algoritmus érzékenysége a feltöltési Z-limit értékére

A töbör-levezetési algoritmus lényegében automatikusan futtatható és csak nagyon kevés paramétertől függ. A DTM-re először egy simító szűrőt alkalmazunk. A futtatás során csak a feltöltési Z-limitet kell meghatározni, és tulajdonképpen már csak a végeredménynél kell eldönteni, hogy megadunk-e a töbör definíciójához egy minimális értéket az alapterületre, mélységre esetleg a kerekítettségre vonatkozóan, illetve hogy végrehajtunk-e összevonásokat. Mindezek miatt, mint kulcsparamétert, a Z-limitet vizsgáltam meg részletesebben az **Aggteleki-karszt mintaterületére vonatkozóan**. A töbör-lehatárolási eljárást lefuttattam a Kriging interpolációval készült domborzatmodellre (továbbiakban: KRIG), illetve a LiDAR alapú domborzatmodellre is.

Az algoritmust először kipróbáltam simítatlan DTM-ekre. Ennek eredményeként a LiDAR esetében 29 297, a KRIG esetében pedig 1756 nyelőt kaptam. Ez az irreálisan nagy szám a LiDAR esetében egyértelműen a kis eltérésekre („hibákra”) vezethető vissza, így világosan látszik, hogy a simító szűrő használata a LiDAR esetében mindenképpen indokolt. A simítást követően a Z-limitet 0,25 m-ről 1,5 m-ig növeltem 0,25 m-es lépésekben.

Az eredményeket először néhány kis részletet ábrázoló mintatérképen mutatom be (15. ábra). Ezen megfigyelhető, hogy a LiDAR-ból levezetett, illetve a topográfiai térképek alapján megrajzolt töbörök (TOPO) körvonalai simábbak, mint a KRIG esetében, ami az eltérő felbontásra vezethető vissza. De ezt leszámítva a töbörök elhelyezkedése és alakja jó egyezést mutat. Helyenként előfordul, hogy egy TOPO töbörben két kisebb DTM-alapú töbör foglal helyet és a fordítottjára is akad példa. A legkisebb méretű töbörök esetenként hiányoznak akár a TOPO, akár a KRIG, akár a LiDAR adatbázisból.



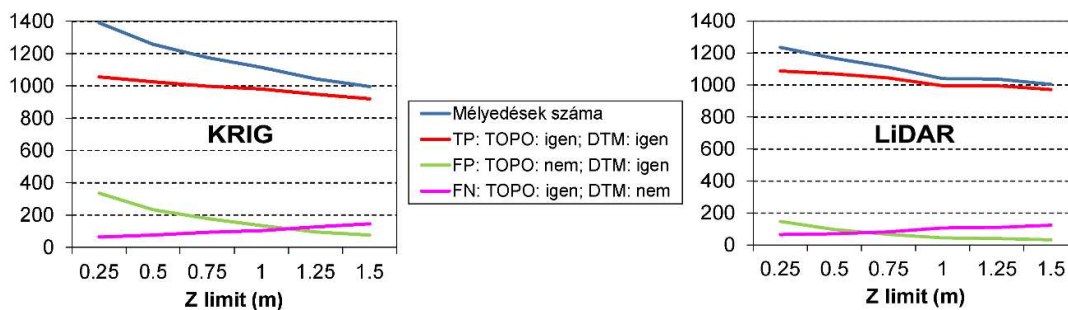
15. ábra. Töbör-lehatárolások összehasonlítása két kis térképi kivágaton (Aggteleki-Karszt). Kék kitöltés: LiDAR; átlós rács: KRIG; vörös körvonal: TOPO. A: töbör, ami hiányzik a LiDAR-ból; B: töbör, ami hiányzik a TOPO-ból; C: töbör, ami a LiDAR-ban két kisebb töbörre tagolódik; D: két kisebb töbör, ami a LiDAR-ban egyégyé olvad; E: „hamis töbör” a völgytalpon (KRIG).

Az eredmények statisztikai összehasonlítását az 1. táblázat és a 16. ábra mutatja. Ezek jelzik, hogy a mélyedések száma (és így a számított dolinasűrűség) a Z-limit növekedésével csökken, de ez a csökkenés a KRIG DTM esetében valamivel meredekebb. A DTM-ben létező, de a TOPO adatbázisban nem található mélyedések jelentik az I. típusú hibát („hamis pozitív”, angolul „false positive”, FP). Ezek száma szintén csökken a Z-limit növelésével. Ez a fajta hiba a KRIG esetében körülbelül 2,5-szer nagyobb, mint a LiDAR esetében. Másrészt a helyesen felismert dolinák száma („valódi pozitívok”, angolul „true positives”, TP) szintén csökken a Z-limit növelésével. Sajnos a II. típusú hiba, vagyis a DTM-alapú

módszerrel nem azonosított TOPO-dolinák száma („hamis negatívok”, angolul „false negatives”, FN) a Z-limit növelésével nő. Ezért a Z-limit megválasztásában nincs abszolút optimális megoldás, de a fenti eljárás segítségével megadható egy releváns Z-limit.

1.táblázat. Mélyedések száma és a Z-limit kapcsolata. Megjegyzendő, hogy ha két kisebb méretű DTM-ből levezetett töbrök található egy nagyobb TOPO töbrökben, akkor mindkét kis töbröt valódi pozitívnak (TP) tekintem. Ezek miatt a TP-ok és FN-ek összege nem pontosan egyezik az egyes sorokban.

DTM	Z-limit (m)	Mélyedések száma	Töbrösűrűség (km ²)	TOPO: igen, DTM: igen (TP)	DTM: igen, TOPO: nem (FP)	TOPO: igen, DTM: nem (FN)
KRIG	0.25	1391	15.2	1056	335	63
	0.50	1258	14.5	1025	233	76
	0.75	1176	14.0	998	178	93
	1.00	1115	13.6	981	134	103
	1.25	1043	13.1	948	95	126
	1.50	996	12.6	920	76	146
LiDAR	0.25	1235	16.1	1088	147	65
	0.50	1167	15.5	1070	97	70
	0.75	1111	14.9	1044	67	82
	1.00	1040	14.0	996	44	107
	1.25	1037	14.0	996	41	110
	1.50	1005	13.6	972	33	124



16.ábra. Valódi pozitív (TP), hamis pozitív (FP) és hamis negatív (FN) töbrök száma a Z-limit függvényében

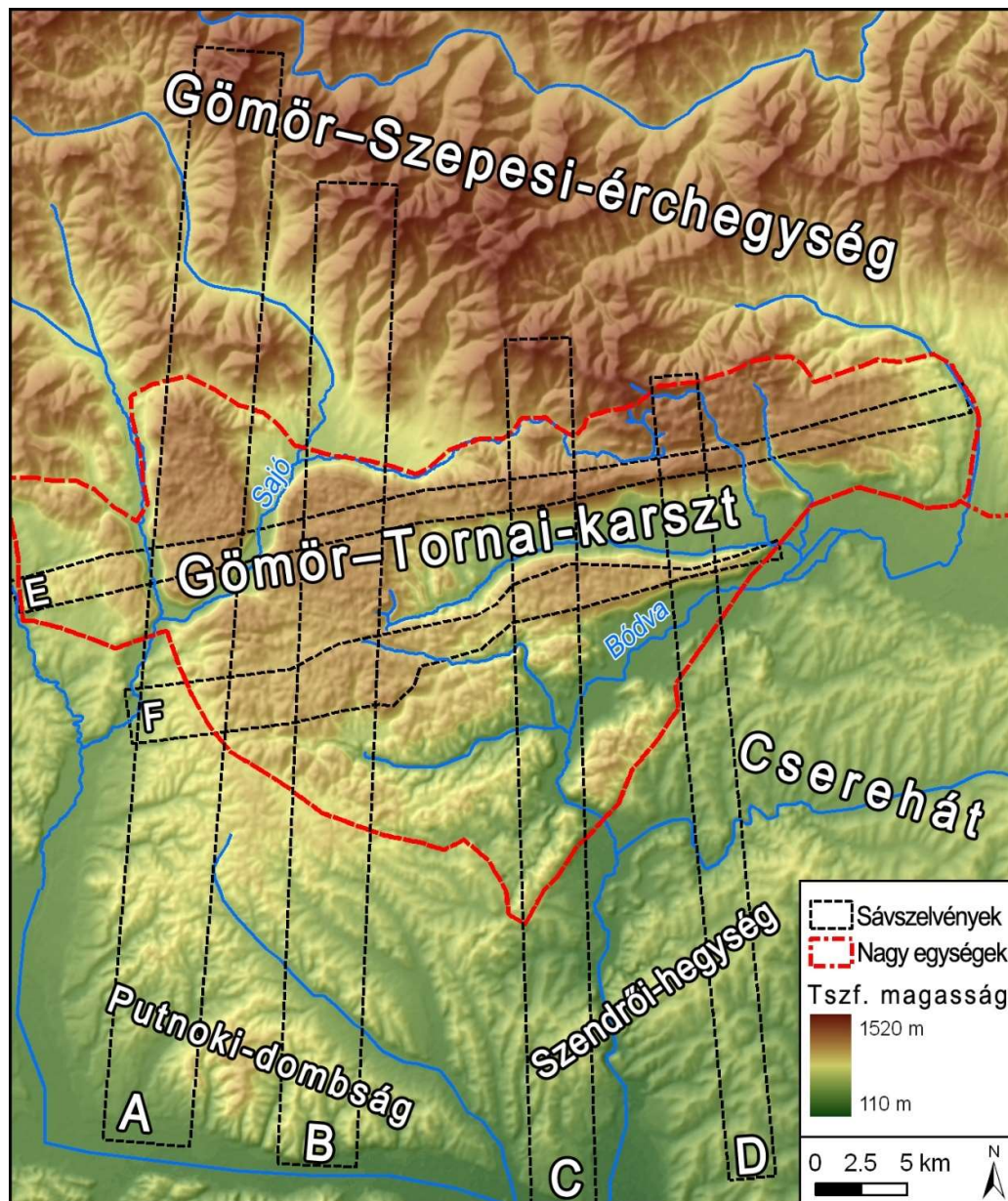
Úgy gondolom, hogy a hamis negatívok magas száma nem jó a lehatárolás szempontjából, mivel így a töbrök egy része „elvész” a morfometriai elemzés számára. A hamis pozitívok kisebb problémát jelentenek, mert ezek egy része a későbbi lépések során kiszűrhető, például minimális méretek, vagy kerekítettségi maximumérték megadásával (*De Carvalho et al., 2014, Zhu et al., 2014*). Ha kőzettani, domborzati vagy más alapon lehatárolhatók azok a területek, ahol töbrök egyáltalán előfordulhatnak, akkor az ezeken kívül eső mélyedések szintén egyszerűen kizárhatók az elemzésből (*De Carvalho et al., 2014*).

Mindezeket figyelembe véve a Z-limit optimális értéke a vizsgált területre 0,5-1 m, de elképzelhető, hogy más adottságú területre, más paraméterekkel rendelkező LiDAR esetén eltérő Z-limit használatára lehet szükség.

4.1.2. Karsztmorfológiai elemzések a Gömör–Tornai-karszt példáján

4.1.2.1. A Gömör–Tornai-karszt tömör bemutatása és a konkrét elemzési célok

A GTK az emelkedő kárpáti hegláncok és a süllyedő medence közti átmeneti helyzetben fekszik, ami a felszínfejlődését is alapvetően meghatározta. Mai domborzatát a környezetüktől meredek lejtőkkel élesen elkülönülő fennsíkok határozzák meg, melyeket kisebb-nagyobb völgyek, illetve medencék választanak el egymástól (17. ábra). Különösen igaz ez az északibb fekvésű, nagy kiterjedésű fennsíkokra (Pelsőci-fennsík, Szilicei-fennsík, stb.), míg a délebbre található részek (pl. Aggteleki-fennsík) általában jóval tagoltabbak és itt csekélyebb a sík területek aránya is.



17. ábra. A Gömör–Tornai-karszt és környezetének domborzati képe SRTM alapján.
Az A, B, C, D, E, F betűk a sávszelvények azonosítói

A karsztvidéket zömmel közép- és felső-triászban kialakult, nagyrészt jól karsztosodó kőzetek építik föl, melyek közül legnagyobb kiterjedésű a Wettersteini Formáció (mész- és dolomit), de jelentős területeket foglal el még a Gutensteini Formáció (mész- és dolomit), a Steinalmi Mész- és a Reiflingi Mész- is. A terület takarós szerkezetét napjainkra az alapos geológiai kutatások tisztázták (*Less et al., 1988, Mello et al., 1996, Mello, 1997, Less & Szentpétery, 2006*).

A karsztvidéket változatos formakincse miatt geomorfológiai szempontból is igen sokan vizsgálták (*Láng, 1955, Mazur, 1973, Jakál, 1975, 2001, Mezősi, 1984, Hevesi, 1991, 2002, Gaál, 1997, Móga, 1998, 1999, Zábó, 1998, Telbisz, 2001, 2011, Gaál & Bella, 2005, Telbisz & Móga, 2005, Telbisz et al., 2006, Veress, 2008, Gaál et al., 2022*). A karsztfennsík jelenkori domborzata oly egységes képet mutat, hogy a kutatók meglehetősen egybehangzóan egy pediplanációs tönkfelszínként írják le ennek kialakulását. Ennek koráról azonban megoszlanak a vélemények. Szlovákiai szerzők (*Gaál & Bella, 2005* és az ebben szereplő hivatkozások) a pannonra teszik ennek kialakulását, míg egyes magyarországi kutatók inkább pliocén pediplanációról írnak (*Láng, 1955, Mezősi, 1984, Zábó, 1998*). A pediplanációt követően a terület nagy részét változó vastagságban, befedte az észak felől, folyóvízi szállítással érkező, durva szemcseméretű Poltári Kavics (Borsodi Kavics). Ezután kiemelkedés következett, mely több fázisban ment végbe. A pliocén attikai fázis során csak az északi rész emelkedett ki és megkezdődött a völgyek bevágódása. Ezt egy megtorpanás követte, melynek során a Sajó- és Csetnek-völgyben, valamint a Róznai-medencében 100 m-t meghaladó vastagságban kavicsos üledékek halmozódtak föl (*Gaál & Bella, 2005, Petrvalská, 2010b*). A pleisztocén során a kiemelkedés újra megindult, melynek eredményeként a fedő kőzetek lepusztulásával a karsztosodás egyre nagyobb szerepet játszott a felszín alakulásában. A kiemelkedő felszínbe a völgyek egy része átöröklődött. Néhány völgy máig aktív vízfolyásokkal rendelkezik, míg más völgyek szárazzá váltak. A karsztos aszóvölgyek talpán többsoros alakultak ki, de töbrök előfordulnak kiemelt domborzati helyzetben is (*Jakucs, 1956, Hevesi, 1991, Móga, 1999*). Az Aggteleki-karszt töbrei jelen formájukban gyakorlatilag mind oldásos formáknak tekinthetők, noha fejlődésük egy korábbi szakaszában víznyelőként is működtek. A töbrök nagy részét vékony talajréteg borítja, esetenként terra rossa jellegű üledékekkel, de a töbrök közepén a kitöltés vastagsága 5-10 métert is elérhet (*Zábó, 1998*). A karsztfennsík pereménél a kis patakok gyakran nyelőkben („ravasz-lyukakban”) tűnnek el, ezekhez zárt mélyedések kapcsolódnak, melyeket a szó szoros értelmében talán nem nevezhetünk töbröknek, de méretük és zárt negatív formaként való megjelenésük miatt a töbrö-morfometriai elemzésben ezek a formák is szerepelnek.

A karsztfennsík által megőrzött egykori domborzatot délies kitérű, 2-5°-os dőlésű térszínként jellemzik a kutatók (*Sásdi, 1990, Móga, 1998, Zábó, 1998*). Az egyes blokkok egymáshoz viszonyított elmozdulásáról *Sásdi (1990)* közölt adatokat.

Mivel a GTK felszíni formakincsében a töbrök meghatározó szerepet játszanak, így ezen a területen a töbrö-morfometriai vizsgálatok is viszonylag hosszú múltra tekintenek vissza. Ebből a szempontból *Mezősi (1984)*, valamint *Bárány-Kevei & Mezősi (1994)* Aggteleki-karsztra vonatkozó munkái tekinthetők úttörőnek. Ezekben mintegy 80 töbrö általános morfometriai paramétereit vizsgálták. Szintén az Aggteleki-karsztra vonatkozóan saját PhD-munkámban (*Telbisz 2003*) arra a következtetésre jutottam, hogy a töbrök alapterületének gyakorisági eloszlása lognormális eloszlással közelíthető, továbbá hogy a szerkezeti irányok meghatározók a dolinák megnyúltságában, amihez a sortöbrök összenövése is hozzájárul, miközben oldalirányban (a másodrendű repedések mentén) kisebb töbrök húzódnak meg a nagy dolinák szomszédságában (*Telbisz, 2001*). Az Aggteleki-karszton a Wettersteini Formáció kínálja a legkedvezőbb feltételeket a dolinák képződéséhez, de a közettani alapok mellett a fejlődéstörténet, illetve a domborzati

adottságok is erősen befolyásolták a töbrök méretét és sűrűségét. Ezen morfológiai mutatók alapján élesen elkülönülnek azok a területek, ahol a sortöbrök kialakulását jelentős nemkarsztos vízgyűjtő is segítette. Az Aggteleki-karszt völgyfejlődése és a töbrök kialakulása közti kapcsolatot vizsgálta *Veress (2008)* is. A GTK szlovákiai részéről is számos morfológiai tanulmány született (*Petrvalská, 2010a, 2012, Gallay et al., 2013, Gessert, 2016, Gessert & Telbisz, 2017*).

A GTK-ra vonatkozóan geomorfológiai szempontból az alábbi témakörökre fókuszáltam vizsgálataim során.

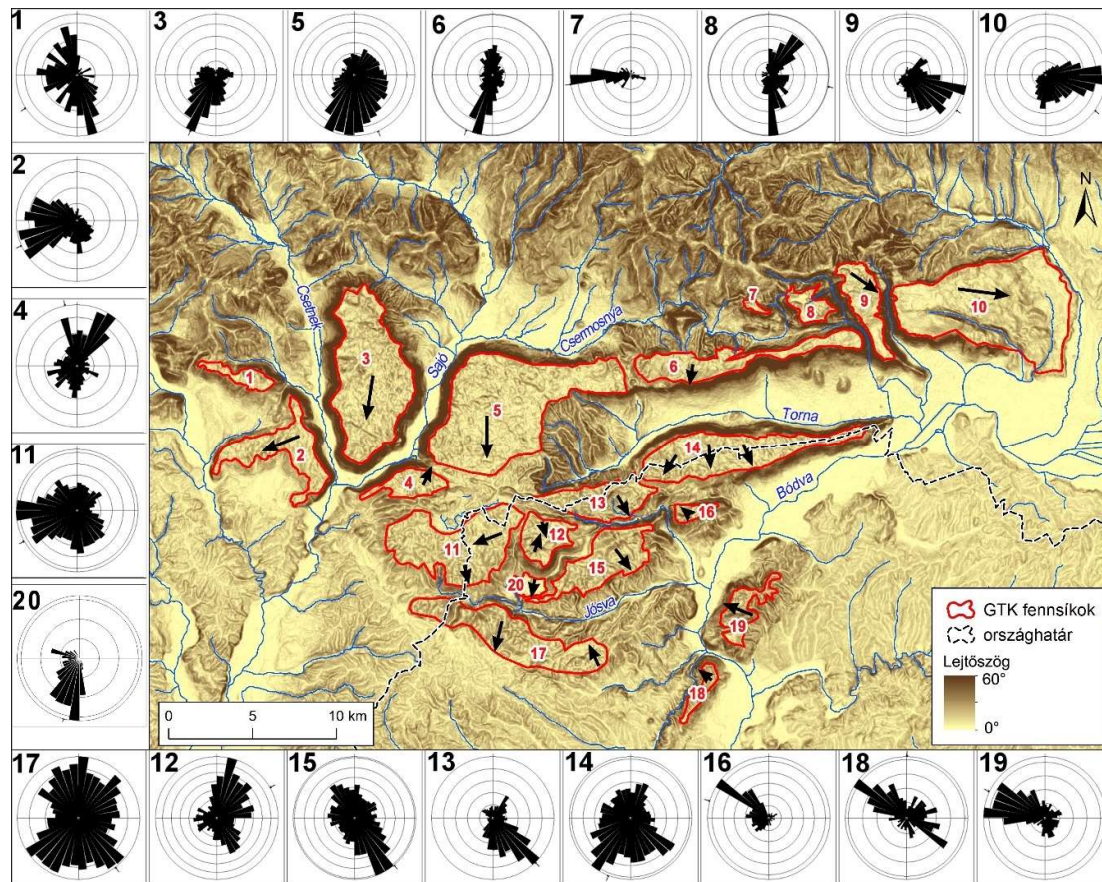
1) Elemeztem a terület nagyléptékű domborzatát DTM-ek alapján, pontosítva a korábbi kutatások eredményeit. Konkrétabban azt, hogy mi a fennsíkok jellemző magassági tartománya, lejtőszöge és kitettsége, és hogy melyek azok a domborzati tényezők, amelyek a tektonikával, illetve a lepusztulás egyes formáival kapcsolatot mutatnak. Ez a rész nagyrészt a *Telbisz (2011)* cikkben megfogalmazott eredményekre támaszkodik, módszertanilag pedig elsősorban a sávszelvény-elemzés (*Telbisz et al., 2012, 2013*) és a magassági hisztogram-elemzés (*Telbisz et al., 2011*) jelenti az alapját.

2) Elkészítettem a GTK-on található töbrök minél több tényezőre kiterjedő, LiDAR alapú morfológiai vizsgálatát. Célom az általános morfológiai összefüggések keresése, illetve a területre vonatkozó jellegzetességek (például fennsík, kőzet szerinti eltérések) vizsgálata volt. Elemzem továbbá azt a módszertani kérdést is, hogy a morfológiai eredmények mennyiben változnak LiDAR alapú töbr-levezetés esetén a korábban elterjedt topográfiai térkép alapú megközelítéshez képest. Mivel PhD-dolgozatomban csak a magyarországi részekre vonatkozóan, csak topográfiai térkép alapján és nem térinformatikai környezetben végeztem az elemzéseket, így az alább bemutatandó eredmények túlnyomó része mindenképpen új eredmény. Számos részterületre vonatkozó elemzést készítettem a PhD óta (*Telbisz & Móga, 2005, Telbisz et al., 2006, 2009b, Telbisz & Ádám, 2011*), valamint a töbrök LiDAR alapú levezetésének módszertani kérdéseit is vizsgáltam az Aggteleki-karsztra vonatkozóan (*Telbisz et al., 2016b*). Ezen eredményeket felhasználom ebben a dolgozatban is. De mindezekén túl, a GTK teljes körű és egységes vizsgálata érdekében egyrészt kipótoltam a topográfiai térkép alapú töbr-adatokat a GTK egész területére, másrészt mivel időközben Szlovákiára vonatkozóan elérhetővé váltak LiDAR adatok (*Geodetický a kartografický ústav Bratislava, n.d.*), így ezek alapján a teljes karsztterületre LiDAR alapján meghatároztam a töbrök elhelyezkedését és morfológiai jellemzőit, melynek eredményei alább következnek.

4.1.2.2. *A fennsíkok lehatárolása, jellemző magassági- és lejtőszög-tartománya, kitettsége*

A fennsíkokat az SRTM 3” domborzatmodellből levezetett lejtőszög-térkép alapján határoltam le, méghozzá a hirtelen meredekségváltásnak megfelelő 8°-os lejtőszög mentén (*18.ábra*). Emellett azonban figyelembe vettem az alapkőzetet, a töbrök elterjedését valamint a magassági elhelyezkedést is. A fennsíkok közti mélyebb területek (völgyek, medencék) alapértelmezésben egyik fennsíkhöz sem tartoznak. Egy kivételt tettem – ez a Jósvalfői-fennsík. Bár ez a terület a környezete nagy részéhez képest alacsonyabban helyezkedik el (feltehetően egy volt polje, ld. *Bella et al., 2016*), ennek ellenére a hagyományos megnevezése alapján mégis fennsíkként vettem figyelembe a vizsgálatok során. A Szilicei-fennsíkot belső domborzati válaszvonalai alapján több részre daraboltam föl. A tektonikus vonal mentén kialakult, Ménes-völgytől Gombaszögig húzódó keskeny zóna, valamint a Borzovai-polje (*Móga, 1998*) így például nem része egyik lehatárolt fennsíknak sem. A lehatárolásnál nehézséget jelentett a déli fennsíkok tagoltsága, ezért itt a túlságosan elaprózott fennsík-foszványokat összevontam nagyobb egységekbe (pl.

Aggteleki-fennsík). További problémákat vetett föl a Jászói-fennsík keleti elvégződése, hiszen itt egy több lépcsőben lealacsonyodó fennsíkról van szó. Ez esetben közzétani alapon a Bódva partjáig kiterjesztettem a fennsík határát, mivel a Wettersteini Mészke még itt is feltűnik. Összesen 20 fennsíkot határoltam le, melyek jellemző domborzati adatait a 2.táblázat tartalmazza. Legnagyobb közülük szinte holtversenyben a Szilicei-fennsík és a Jászói-fennsík 47 km²-t meghaladó területtel, míg a dobogó harmadik fokán a Pelsőci-fennsík áll a maga 33 km²-ével. Legkisebb, de azért domborzatilag mégis egyértelműen lehatárolható a 0,6 km²-es, töbörtelen Mészke-tető, melyet a Csermosnya-patak felső folyása szinte körülölel.



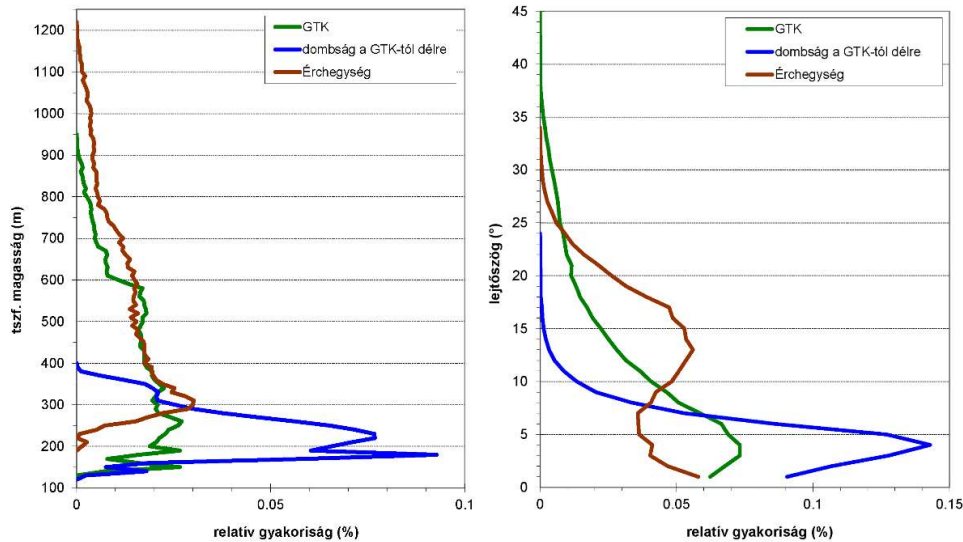
18.ábra. Lejtőszög térkép a Gömör–Tornai-karsztról. A rózsadiagramok a fennsíkok simítás után kapott kitérség-eloszlását mutatják. A nyilak a fennsíkok adott részén jellemző általánosított kitérséget jelzik. A fennsíkok számaihoz tartozó elnevezések a 2.táblázatban olvashatók.

A GTK-ot a két legfőbb domborzati paraméter (magasság, lejtőszög) statisztikai eloszlása alapján a szomszéd tájegységekkel, a tőle északra fekvő Érc-hegységgel, illetve a tőle délre fekvő dombságokkal (Putnoki-dombság, Szendrői-hegység, Cserehát egyes részei) hasonlítottam össze (19.ábra). A GTK átmeneti pozícióját mutatja, hogy magassági hisztogramja a két szomszédos tájegységé közé esik. Elsőre talán meglepő, hogy a GTK hisztogramjában a leggyakoribb kategóriák igen alacsonyak (150-160 m; 190-200 m; 260-270 m), ezek a GTK-hoz tartozó völgyek miatt ugranak ki (rendre: Bódva, Torna, Sajó). Ez a szint a déli dombságok 180-240 m-es domináns szintjéhez képest épphogy csak magasabb. Megfigyelhető még egy csúcs 340-350 m-nél, ami az Aggteleki-fennsík jellemző szintje, és 530-590 m között, amelyhez a Pelsőci-fennsík déli, a Szilicei-fennsík nagy része, az Alsó-hegy, a Nagyoldal, a Jolsvai-fennsík, a Szádelői-fennsík déli, a Jászói-fennsík középső része

tartozik. Az e fölötti területek aránya hirtelen csökkenést mutat önmagában is, de különösen az Érchegység hisztogramjához viszonyítva. Kisebb csúcsot okoz még a hisztogramon a Pelsőci-fennsík északi részének, a Felső-hegynek és a Jászói-fennsík nyugati részének a 690-700 m-es szintje.

2.táblázat. A GTK fennsíkjainak lejtőszög és kitétség adatai. A trendvonalak meredekségét sávszelvények alapján határoztam meg, melyek azimutja a táblázatban látható. Amely fennsíkoknál markánsan változik a meredekség, ott több meredekség-érték is látható, közelítőleg É-D-i sorrendben. Kivétel a Pelsőci-fennsík, ahol az első érték a teljes fennsíkra vonatkozó átlagérték. Nem számítottam meredekséget a Mészkö-tetőre (mert túl kicsi), valamint a Rudabányai- és Szalonnai-hegységekre (mert túl keskenyek).

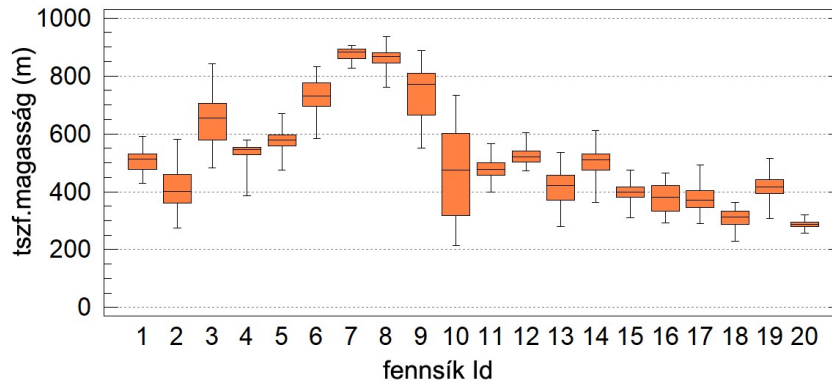
Id	Fennsík neve	Terület (km ²)	Jellemző kitétség	Sávszelvény azimut (°)	Trendvonal meredekség
1	Jolsvai	3.0	ÉÉNy, DDK, Ny	260	1.26
2	Kónyár	12.3	NyDNy	245	4.77; 1.22
3	Pelsőci	33.3	DDNy	205	1.45 (1.6; 2.88; 0)
4	Bikk	5.4	ÉÉK	215	0
5	Szilice	48.0	D	190	-0.09; 2.91
6	Felső-hegy	13.3	DDNy	195	1.32; 2.19
7	Mészkö-tető	0.6	Ny	-	-
8	Barkai	3.4	ÉK, D	175	0; 4.22
9	Szádelői	8.0	DK	130	2.15; 7.28; 0
10	Jászói	47.2	K	95	0.6; 3.64
11	Kecső-Haragistya	24.1	K, DK, D	250	1.36; 0.24
12	Nagyoldal	6.3	ÉÉK, DK	200	0.8; -3.88
13	Ny-Alsó-hegy	9.9	DK	135	4.06; 0; 4.72
14	K-Alsó-hegy	21.5	DNy,D,DK	175	0.51
15	Szinpetri	13.2	DDK	150	0.86
16	Páska-bükk	1.9	ÉK	120	-5.29
17	Aggteleki	20.7	ÉNy-ÉK, DNy-DK	180	1.23
18	Rudabányai-hg.	2.1	ÉNy, DK	-	-
19	Szalonnai-hg.	5.5	NyÉNy	-	-
20	Jósvafői	2.0	DDNy	220	1.15



19.ábra. A GTK és környezetének magassági és lejtőszög hisztogramja.

Az egyes fennsíkok magassági eloszlását a 20.ábra mutatja. Erről megállapíthatjuk, hogy a fennsíkok zöme valóban sík, hiszen területük fele (a „doboz” által képviselt rész)

többnyire egy alig 40 m-es szint-tartományon belül található. Ez alól jelentős kivételt a kelet felé több lépcsőben lealacsonyodó Jászói-fennsík (10), a dél felé 200 m-es szintet „ugró” Szádelői-fennsík (9) és a nagy kiterjedésű, dél-délnyugat felé lejtő Pelsőci-fennsík (3) jelent. Ugyanakkor meglepően szűk tartományt foglal el a legnagyobb területű Szilicei-fennsík (5). Az ábra alapján az is leszögezhető, hogy a legmagasabb szintet nem a Pelsőci-fennsík (3), hanem az északkeleti fennsíkok (a kicsiny Mészki-tető /7/, a Barkai-fennsík /8/, továbbá a Felső-hegy /6/ és a Szádelői-fennsík /9/) képviselik.



20.ábra. Fennsíkok magassági eloszlása dobozdiagramokkal ábrázolva.

A lejtőszög-hisztogramokról (19.ábra) szintén igen markáns különbségek olvashatók le. A déli dombságok 4° körüli jellemző szögértéke azt jelzi, hogy az erős fluviális felszabdaltság ellenére a lejtők itt nem meredek. Az Érchegység és a GTK görbéjének összehasonlítása ugyanakkor szépen jelzi a karsztosodó térszinek fő jellegzetességét, hiszen a GTK „vezet” a gyér lejtésű ($<9^\circ$) térszinek (széles völgytalpak és lapos fennsíkok) mellett a legmeredekebb kategóriában ($>24^\circ$, fennsíkperemek, szurdokvölgy-oldalak) is.

A vizsgálatok egyik fontos célja az volt, hogy a fennsíkok dőlésirányát minél objektívebben határozzam meg. Ezért a fennsíkok lejtésirány vizsgálatánál az SRTM 3” terepmodellt egy 450 m-es mediánszűrővel tovább simítottam, hogy a kisformák zavaró hatása eltűnjön és valóban a fennsíkok fő lejtésirányát tudjam meghatározni. Az ily módon simított terepmodell pixel-kitettségi értékei alapján rózsadiagramokat készítettem, melyek jól jellemzik a fennsíkok általános lejtését. A jellemző kitettség-irányokat nyilakkal is ábrázoltam, amihez a kitettség térképet is figyelembe vettem.

A lejtésirány rózsadiagramok (18.ábra) alapvetően jól értelmezhető képet nyújtanak. A helyzetet azonban bonyolítja, hogy ha egy fennsíkot völgyek tagolnak (mint például az Aggteleki-fennsík esetében), akkor ezen völgyoldalak kitettségei is megjelennek a rózsadiagramon, ami a völgyirányra és így az eredeti lefolyásirányra merőleges kategóriák túlhangsúlyozásához vezet. Hasonlóképpen a nagyon keskeny fennsíkok esetében is számolhatunk a csapásirányra merőleges irányok felerősödésével (pl. Rudabányai-hg.), amit a peremi lejtők hátrálása okoz.

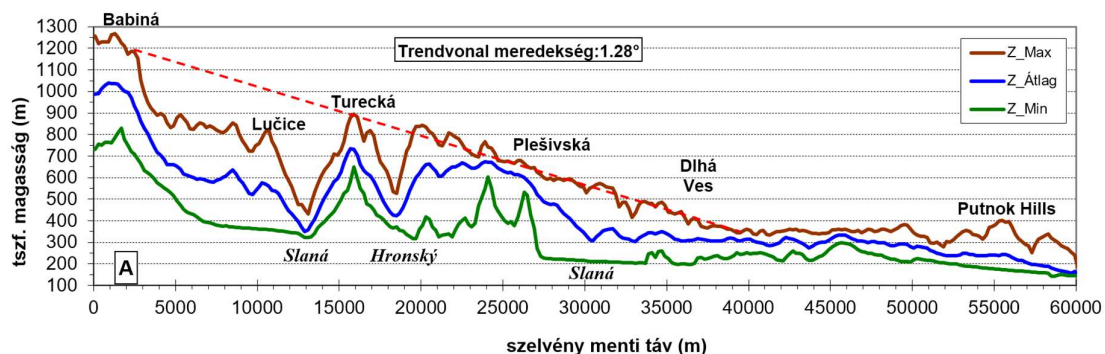
A két nagy fennsík (Pelsőci, Szilicei) továbbá a Felső-hegy felszíne alapvetően DDNy-i kitettséget mutat. A GTK peremén lévő fennsíkok „kifelé” lejtése is viszonylag egyértelmű (északnyugaton: Jolsvai – bár itt, feltehetőleg a keskeny alaprajz miatt az ÉÉNy-i és DDK-i irányok elnyomják a NyDNY-it; Kónyár; északkeleten: Szádelői, Jászói; délnyugaton: Kecső-Haragistya; délkeleten: Alsó-hegy legkeletibb része). A karsztvidék déli térszínein a DK-i, illetve D-i irányok jellemzők inkább (Ny-Alsó-hegy, Szipettri-fennsík, Nagyoldal északi része, illetve az Aggteleki-fennsík nyugati része; a Kecsői-fennsík déli része). A lejtésirány vizsgálat alapján tehát ezek a fennsík-részletek tekinthetők az eredeti, viszonylag egységes hegyláb felszín örzöinek.

„Kilóg” a sorból a Rudabányai-hegység és a Szalonnai-hegység egybecsengő ÉNy-ias lejtése, továbbá a Bikk és a Nagyoldal déli részének ÉÉK-i lejtése, valamint az Aggteleki-fennsík keleti részének ÉÉNy-i kitettsége. Szintén nem illik az általános képbe a viszonylag kis kiterjedésű Páska-bükk (ÉNy-i kitettség), a Mészkö-tető (K-i kitettség) és a Barkai-fennsík (ÉK-i kitettség). Míg a kisebb egységeknél esetleg elképzelhető, hogy egy korábbi völgy lejtéséhez igazodnak, addig a nagyobb és meglehetősen sík Bikk és Nagyoldal esetében a terület egységességét megbontó tektonikus billenés (ÉÉK felé) valószínű. Ez lehet a magyarázat a Szalonnai- és a Rudabányai-hg. ÉNy-i dőlésére is.

4.1.2.3. A Gömör–Tornai-karsztról készített sávszelvények elemzése

A fennsíkok kitettségét ábrázoló rózsadiagramok fő irányjaival párhuzamos sávszelvényeket készítettem a fennsíkokról, és az ezekre illesztett trendek alapján határoztam meg az adott fennsík általános lejtését (2.táblázat). Több fennsík esetében is a fennsíkon belüli trendváltozás miatt több lejtőszög-értéket is megadtam, ezek közelítőleg É-D-i sorrendben követik egymást a táblázatban. A negatív értékek a megadott azimuttal ellentétes irányú lejtést jelentenek. Megállapítható, hogy az általános lejtés jellemzően rendkívül kicsi (kisebb, mint amennyit a szakirodalom általában említ): $0,5^\circ$ és $1,5^\circ$ közötti. Az ettől való jelentősebb eltérések mindenképpen külön magyarázatra szorulnak. A negatív értékekkel jellemezhető fennsíkokról (Nagyoldal, Páska-bükk) az előző bekezdésben már esett szó. A gyakorlatilag lejtés nélküli térszínnek (Pelsőci-fennsík déli része, Bikk, Szilicei-fennsík északi része, Barkai-fennsík északi része, Szádelői-fennsík déli része, Ny-Alsó-hegy) mozgása a tektonikus emelkedés során némiképp eltérő lehetett. Különösen a nagy területű Szilicei-fennsík északi részének dőlés nélkülisége föltűnő. Fennsíkon belüli viszonylag meredekebb ($\sim 3-7^\circ$) „letöréseket” a Kónyár-fennsíkon és a Jászói-fennsíkon, valamint a Pelsőci-fennsík déli részén, a Szilicei-fennsík déli részén, a Barkai-fennsíkon, a Szádelői-fennsíkon és az Alsó-hegy nyugati részén találhatunk. Az első kettő esetében az egész karsztvidék peremeinek kifelé lejtő térszíne alacsonyodik ilyen mértékben. A többi esetében belső tektonikus vonalokhoz (rendre Páskaháza-Szilice vonal, Miglinc-Csermosnya vonal, Derenki-zóna) köthető ez az átlagosnál nagyobb meredekség.

A domborzat nagyléptékű változásainak elemzésére 6 sávszelvényt mutatok be. Az első 4 sávszelvény közelítőleg É-D-i futású az Érhegységtől a Sajó völgyéig (17.ábra). Ezek célja annak megvizsgálása, hogy a domborzat délies lejtése mennyire egységes a karsztvidék teljes É-D-i keresztmetszetében.

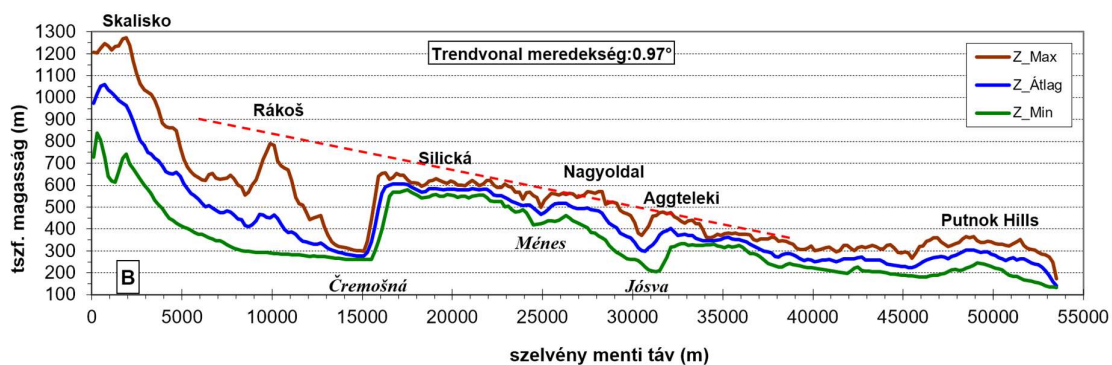


21.ábra. Az A sávszelvény a GTK-on.

Vörös-szaggatott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.

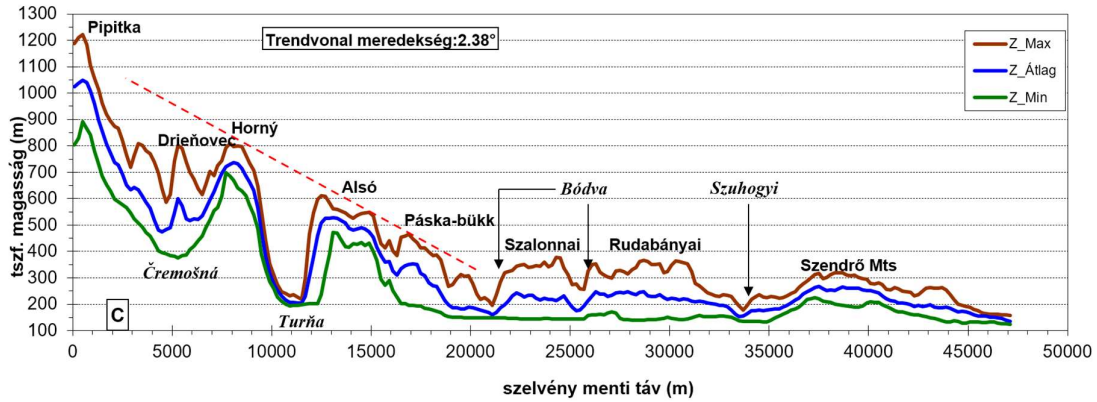
A legnyugatibb sávszelvényen (21.ábra) látható, hogy a Pelsőci-fennsík általános lejtését É felé meghosszabbítva szépen illeszkedik rá a Turecká szintje, de tulajdonképpen a

Babiná is. Így a közbenső részek alacsonyabb volta akár szelektív (zömmel fluviális) denudációval is magyarázható, nem szükséges eltérő tektonikus kiemelkedést feltételezni. Még markánsabb a trend D-i meghosszabbítása, ami nagyon jól illik a felszínre egészen Gömörhosszúszó vonaláig. Meglepő módon a Sajó-völgy a maximum-görbén alig észrevehető nyomot hagy csupán, mivel a völgy két oldalán a tetősíntek igen hasonlóak, ami arra utal, hogy ez a terület egységesen tektonikusan nagyjából egységes viselkedést mutatott. Az $1,28^\circ$ -os általános lejtés igen jól beleillik az egyes fennsíkokra mért jellemző értéktartományba, ami ugyancsak alátámasztja a tektonikai egységességet. Hosszúszó vonalától D-re, ahol a fedett karszt kezdődik, szinte teljesen vízszintes a maximum burkológörbe, ami azt jelzi, hogy a legutóbbi üledékes befedődés óta, ez a terület tektonikusan nem billent ki, csupán emelkedésen mehetett keresztül, ami a térképen is szembeötlő fluviális felszabdalódást okozta. Csak a szelvény D-i részén, a Putnoki-dombságnál válik újra némileg élénkebbé a domborzat. Itt a foszladozó Poltári kavicsal fedett dombok enyhén ki is magasodnak környezetükből, miközben az átlag és a minimum trendje enyhén lejt D felé.



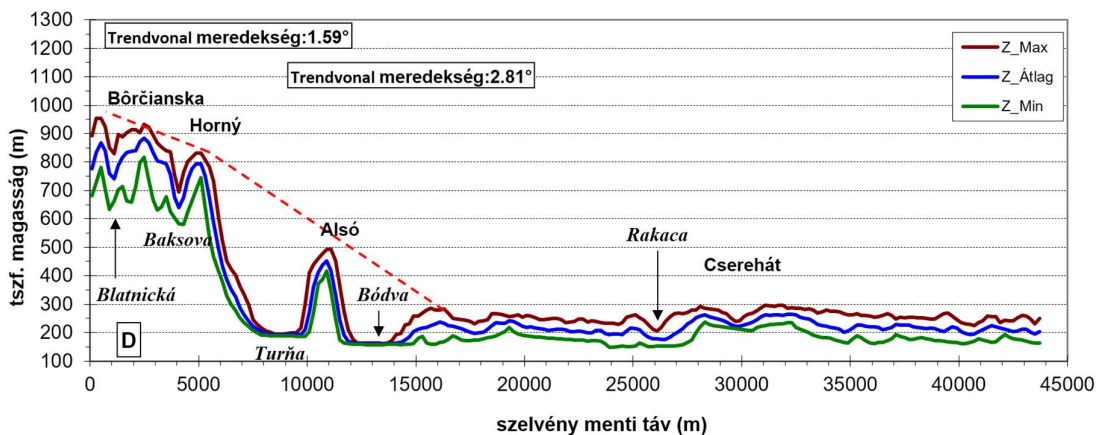
22.ábra. A B sávszelvény a GTK-on.
Vörös-szaggatott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.

A nyugatról számítva második sávszelvény (22.ábra) nagy vonásokban hasonló, de egyes részleteiben mégis eltérő képet mutat. A karsztvidék É-D-i maximum görbéjére itt is viszonylag jól illik egy közös trend. Ez a trend É felé a Rákoš-hegyet felülről érinti, ám a szelvény É-i végpontjánál található Skalisko jelentősen a trendvonal fölé tornyosul, ami arra utal, hogy itt az Érchegység kiemelkedése erősebb lehetett, mint a tőle délebbre fekvő részeké. A Szilicei-fennsík északi peremét igen meredek letörés jelzi a Csermosnya (Čremošná) völgnél. A Szilicei-fennsík korábban említett lapossága ezen a sávszelvényen is megfigyelhető, ezért a fennsík északi részei a trendvonal alatt maradnak. Ezzel szemben a szintén lapos, sőt enyhén É felé dőlő Nagyoldal csekély mértékben a trendvonal fölé magasodik. A nyílt karszt déli peremén, az Aggteleki-fennsíktól közvetlenül délre megfigyelhető egy kisebb esés a maximumban, ám a csökkenő trend nagyjából a 40 km-es szelvény-távolságig még jól kivehető, és csak ez után szűnik meg teljesen a lejtés, azaz itt ez a váltás nem esik teljesen egybe a fedett karszt határával. A karsztvidékre mért $0,97^\circ$ -os általános lejtés szintén megfelel a korábbi értéktartománynak, ám valamivel kisebb, mint a legnyugatibb sávszelvényre számított érték. A maximum, az átlag és a minimum értékben egyaránt egyértelmű nyomot hagy a szelvényre közelítőleg merőleges kisebb Ménes-völgy, illetve a jóval fejlettebb Jósva-völgy.



23.ábra. A C sávszelvény a GTK-on.
Vörös-szaggatott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.

A nyugatról számított harmadik sávszelvény (23.ábra) több szempontból is eltérő. A Felső- és Alsó-hegyre, valamint a Páska-bükk déli lejtőjére illesztett trend jóval meredekebb, $2,36^\circ$ -os értéket mutat. A közös trend ráadásul meredekebb, mint külön-külön a Felső-hegy, illetve az Alsó-hegy lejtése (ld. 2.táblázat). A trend felső vége azonban még így sem éri el a Pipitka szintjét, ami ismét az Érhegység erősebb emelkedésére utal. Ugyanakkor a Csermosnya mellékágai által leválasztott, Dachstein Mészköből felépülő Drieňovec tetőszintje már erősen alatta marad ennek a trendnek. Mindez arra utal, hogy a Torna-völgy két oldalán a blokkok kiemelkedése eltérő mértékű volt, az É felé eső területek jobban kiemelkedtek itt, mint a karsztvidék Ny-i részében, és a kiemelkedés kevésbé volt egységes, azaz itt több, részben árokkal elválasztott lépcsőben (Pipitka; Drieňovec-Felső-hegy; Alsó-hegy-Páska-bükk) valósult meg. A trendnek a Páska-bükk-től délre hirtelen vége szakad és a Szendrői-hegység enyhe feldomborodását nem számítva a sávon belül közel vízszintes, illetve nagyon enyhe délies lejtés érzékelhető. Megjegyzendő, hogy az adott szelvényen némiképp megtévesztően úgy tűnik, hogy a Szalonnai-karszt és a Rudabányai-hegység egységes vízszintes szintet alkot, ám valójában a Szalonnai-karszt magasabb, ezt a hatást az okozza, hogy a sávba csak a nyugati széle esik bele.

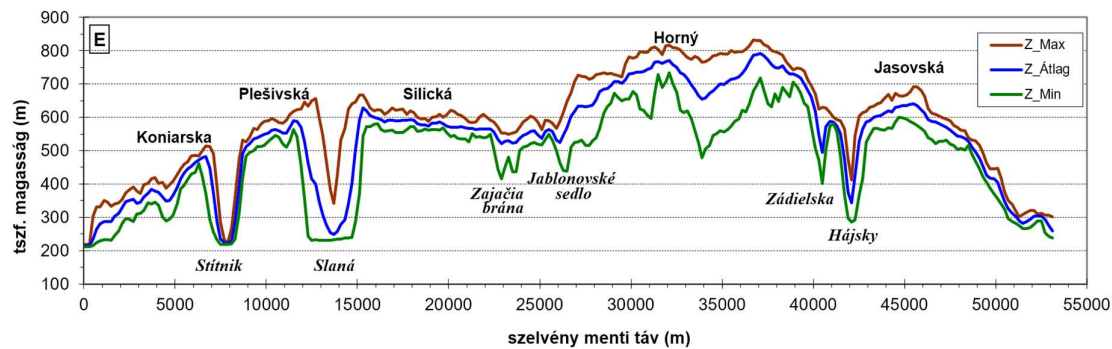


24.ábra. A D sávszelvény a GTK-on.
Vörös-szaggatott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.

A legkeletibb sávszelvény (24.ábra) az előzővel mutat hasonlóságot. Eltérő trend illeszthető a Barkai-fennsík és a Felső-hegy tetőszintjére, illetve a Felső-hegytől az Alsó-

hegyen át a Bódva bal partján lévő triász mészkőrögökig tartó térszínre. Ez utóbbi trend magas értéke ($2,81^\circ$) szintén a Felső- és Alsó-hegy nem egységes emelkedését támasztja alá. Az északi részeket keresztező, kőzettani-szerkezeti határon kialakult Blatnicka-völgy illetve a törésvonalhoz köthető Baksova-völgy is egyértelműen azonosítható nyomot hagy mindhárom görbében. Jól látható a tektonikus süllyedékek (Torna, Bódva) teljesen egyenletes, akkumulációs térszíne, illetve a Cserehát egészének igen egységes, de azért kissé szabdaltabb, D felé nagyon enyhén lejtő térszíne.

A következő két sávszelvény az eddigiekkel ellentétben közelítőleg NyDNY-KÉK-i irányú (elhelyezkedés: 17.ábra, sávszelvény: 25.ábra). Ezekkel a karsztvidék egyes blokkjai között megfigyelhető Ny-K-i eltéréseket, illetve a nagyjából É-D-i lefutású völgyek jellegzetes keresztmetszeti képét kívántam vizsgálni.

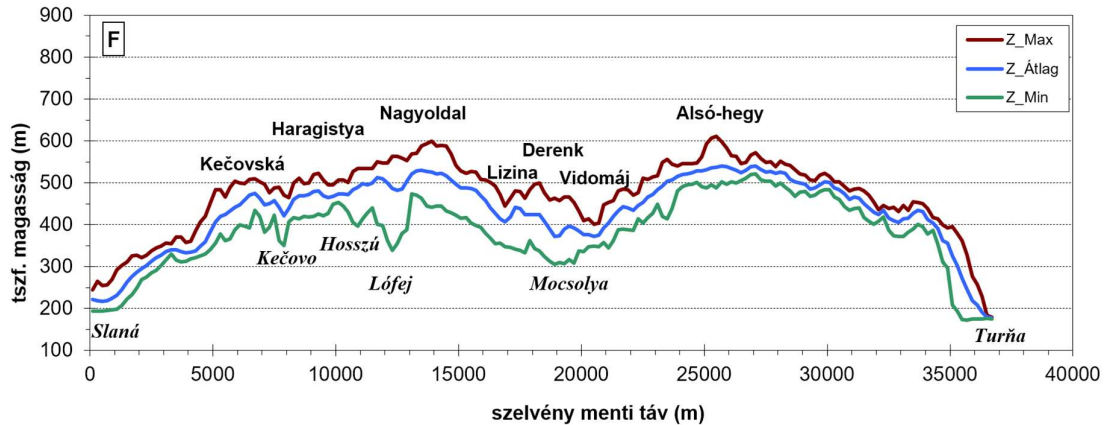


25.ábra. Az E sávszelvény a GTK-on.

E kettő közül az északi sávszelvény (25.ábra) alapján az alábbi megállapítások tehetők. A Csetnek (Stítník), a Sajó (Slaná) és az Áji-völgy (Hájsky) két oldalán a domborzat trendje nagyon hasonló, ami a két völgyoldal közti vertikális elmozdulást cáfolja. Így a völgyképződést tekintve az epigenetikus/antecedens eredet valószínű, bár a Csetnek esetében kétségkívül számolni kell némi tektonikus preformációval is, illetve az Áji-völgy (Hájsky dolina) esetében megjegyzendő, hogy a fejlődés során előfordulhatott barlangi fázis is (de ez nem bizonyítható). Ugyanakkor a feltételezhetően tektonikus változások elég markánsan látszódnak a Szoros-kő-nyereg (Jablonovské sedlo) keleti oldalán, továbbá a Szádelői-völgy nyugati oldalán, mivel mindkét helyen jelentős szintugrás tapasztalható. Ez a megfigyelés a Felső-hegy korábban említett erősebb kiemelkedésével összhangban áll, és arra utal, hogy az említett völgyek kialakulásában a tektonika is fontos szerepet játszott. Ezen kívül megjegyzendő, hogy a Szoros-kő-nyereg (Jablonovské sedlo) és a Nyúl-kapu (Zajačia brána) feltehetőleg egy valamikori folyóvölgy kiemelt és szárazzá vált maradványai, azaz „wind gap”-nek tekinthetők. A sávszelvény két vége jól tükrözi a karsztfennsíkok Ny-i, illetve K-i lealacsonyodását is. Továbbá megfigyelhető a Szilicei-fennsík nagyon enyhe, a szelvényben KÉK irányú lejtése is. Ezen kívül a Felső-hegy közepén a minimum (és részben az átlag) görbe futásában egy lokális minimum jelentkezik, amit az okoz, hogy a hegy egészen elkeskenyedik, amit a sáv szélessége nem pontosan követ, így a meredeken lealacsonyodó fennsíkeremek is beleesnek a sávszelvénybe.

A délebbi sávszelvény (26.ábra) alapvetően egy többé-kevésbé szimmetrikus, csonkán domború képet mutat, amely a peremek felé lejt. A nyílt karszt kifelé lejtése enyhe (a Nagyoldaltól a Kecői-fennsíkig, illetve a másik oldalon az Alsó-hegy keleti vége felé), míg a szelvény végeinél hirtelen meredekebbre vált. Ezt a trendet a nyugati oldalon a Sajóig húzódó, enyhébb lejtésű fedett karsztos térszín követi. A szelvény közepén a Derenki mélyedés feltehetőleg tektonikus eredetű. Az elsősorban a maximum-görbén megfigyelhető bevágódások (Kecsó-völgy, Lizina, Vidomáj) É-D-i irányú, egykori keresztvölgyekre

utalhatnak. A maximum görbében nyomot nem hagyó völgyek (Hosszú-völgy, Lófej-völgy) ugyanakkor valószínűleg inkább regressziós völgyfejlődés során alakulhattak ki.

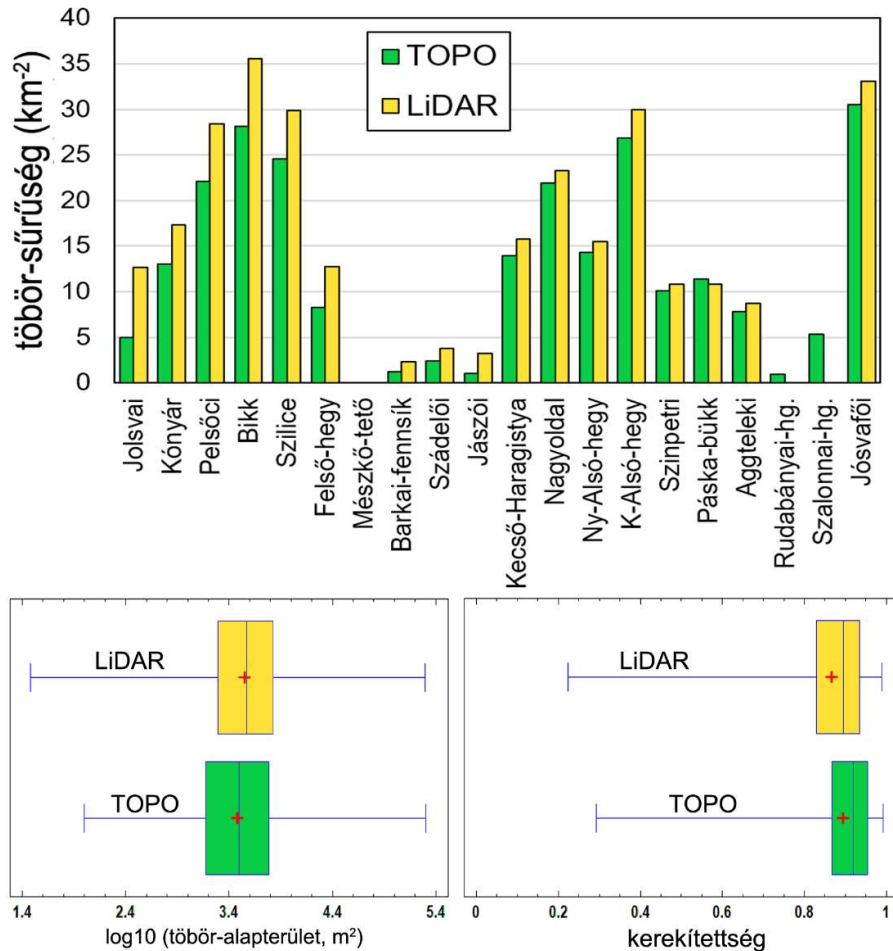


26. ábra. Az F sávszelvény a GTK-on.

4.1.2.4. A Gömör–Tornai-karszt jellemzése töbör-morfometriai szempontból

Az alábbiakban alapértelmezés szerint a LiDAR-ból levezetett töbör-adatokat mutatom be, de előtte összehasonlítom a LiDAR és a topográfiai térkép (TOPO) alapú adatokat. Két fennsík (Szalonnai-karszt, Rudabányai-hegység) esetében nem állt rendelkezésre LiDAR-adat, ezért ezeknél csak a topográfiai térkép alapján lettek a töbrök meghatározva.

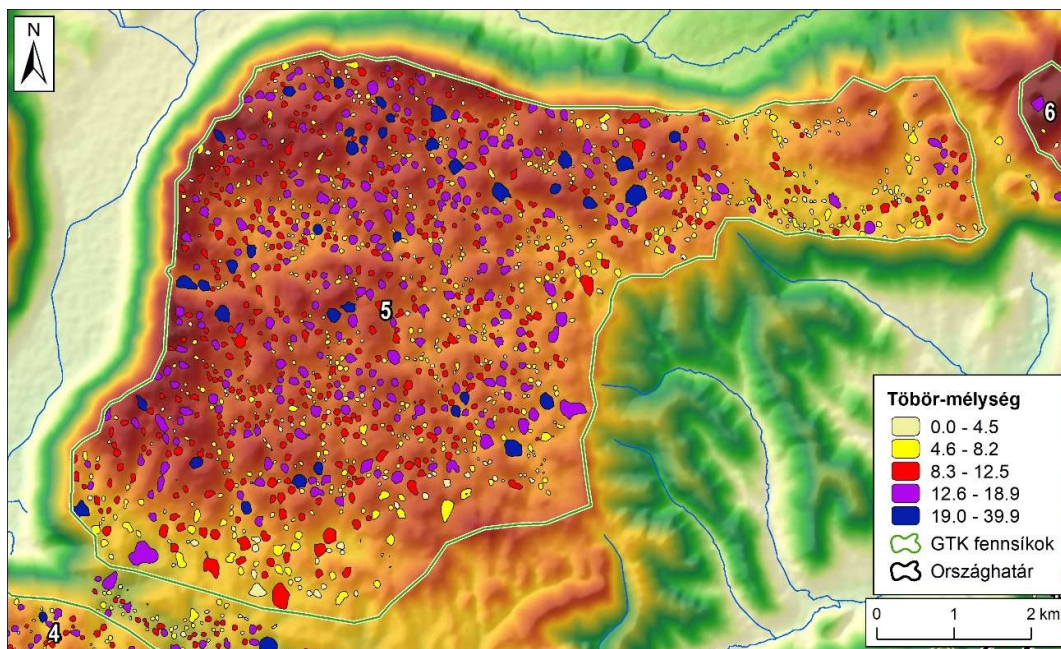
Először tehát röviden összehasonlítom, hogy a topográfiai térkép alapján készített töbör-adatbázishoz képest mekkora különbséget jelent a LiDAR alapú vizsgálat. Az összehasonlításban három tényezőre térek ki, a töbrősűrűsége, a töbör-alapterületekre, illetve a kerekítettségre, mivel ezek három különböző szempontból, a térbeli eloszlás, a méret és az alak szempontjából jellemzik a töbröket. A teljes területre vonatkozóan a LiDAR adatbázis összesítve 25%-kal több töbröt tartalmaz, mint a TOPO, de ez az átlagérték a fennsíkok szerint elég jelentős eltéréseket takar (27. ábra). Az északi fennsíkokon általában nagyobb többletet eredményezett a LiDAR, néhány esetben drasztikus arányban növelve a töbrök számát (Jolsvai, Jászói), míg a déli fennsíkokon csekélyebb a növekedés. Ennek több oka is lehet. Egyrészt a magyarországi LiDAR-adat rosszabb felbontású, gyengébb minőségű, mint a szlovákiai. Másrészt a magyarországi részekben kevesebb a kisméretű töbör, ami a topográfiai térképeken esetleg nem jelenik meg. Ami a töbör-alapterületeket illeti (27. ábra), alapvetően nagyon hasonló a két adatsor eloszlása. De ezen belül azt mondhatjuk, hogy bár a LiDAR-ban található a legkisebb területű formák, de a TOPO töbrök átlagosan kicsit kisebbek. Az alsó kvartilis, az átlag és a medián egyaránt ezt jelzi. Ennek az az oka, hogy a topográfiai térképek esetén a legkülső zárt szintvonal jelenti a határt, ami jellemzően kevéssel alatta marad a színültig töltött töbörperem magasságának, ennél fogva a TOPO töbrök alapterülete is valamivel kisebb. Végül a kerekítettséget illetően (27. ábra) azt látjuk, hogy a TOPO töbrök közelebb állnak a körhöz. Ennek oka az lehet, hogy már a szintvonalak rajzolása során, de a töbrök digitalizálása során is érvényesül egyfajta „kerekítő hatás”, míg a LiDAR-levezetés esetén a tényleges formához jobban igazodó, precízebb körvonalak határolják a töbröket. Ezek az eredmények egy támpontot adnak ahhoz, hogy a régebbi topográfiai térkép alapján végzett töbör-morfometriai adatokat hogyan értékeljük. Azonban egy az egyben nem általánosíthatók más területekre, hiszen a térkép méretaránya és minősége, a LiDAR felbontása és minősége, illetve a töbrök jellemző mérettartománya mind-mind befolyásolják a töbör-morfometriai eredményeket.



27.ábra. Topográfiai térképről (TOPO), illetve LiDAR adatokból levezetett mutatók összehasonlítása. Fent: töborsűrűségi értékek (A Rudabányai-hegység és a Szalonnai-karszt esetében nem állt rendelkezésre LiDAR); bal-lent: töbör-alapterületek logaritmusának dobozdiagramja; jobb-lent: töbör-kerekítettség értékek dobozdiagramja. A dobozdiagramoknál a doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.

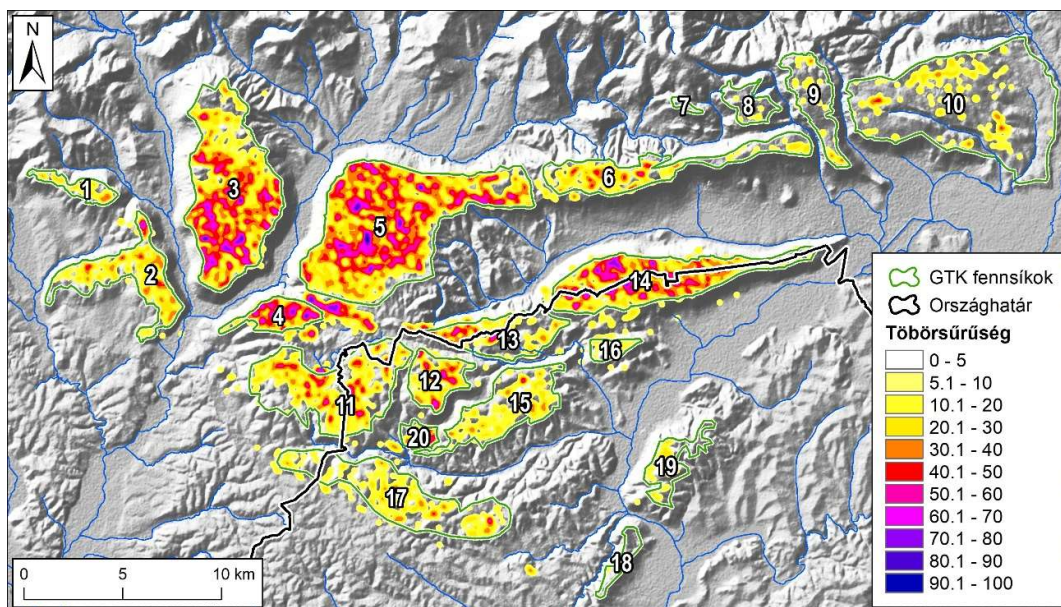
A továbbiakban már csak a LiDAR-alapú töbör adatok értékelése következik. A töbrök összesített statisztikai adatai a 3-7.táblázatban találhatóak. A 3.táblázat alapján megállapítható, hogy az egyes fennsíkok töbör-számában, illetve **töborsűrűségében** jelentős különbségek vannak. A Mészkö-tetőn egyáltalán nincs töbör, továbbá a Rudabányai-hegységben is csupán mutatóba akad egy-két töbör, így ezeket nem is igazán tekinthetjük töbrosódott fennsíknak. Elég alacsony (<5,3 km⁻²) töborsűrűség jellemzi még a Barkai-, a Jászói-, a Szádélői- és a Szalonnai-karsztfennsíkokat. Közepes (8,8-17,3 km⁻²) töborsűrűség található a fennsíkok többségén, végül a legsűrűbben töbrosódott térszíneket (>23,3 km⁻²) a Nagyoldalon, a Pelsőci- és Szilicei-fennsíkon, a K-Alsó-hegyen, a Jósvafői-fennsíkon, végül a Bikk területén találhatjuk. Más mérsékelt övi töbros fennsíkokkal összehasonlítva ezeket az eredményeket, azt mondhatjuk, hogy összességében a „középmezőnyben” foglal helyet a GTK (ld a *Szakirodalmi áttekintést* a töborsűrűségi adatokról).

Nyomatási méretben a töbrök túl kicsik ahhoz, hogy az összes töbröt egy térképen tüntessem föl, ezért itt egy kivágatot mutatok be, mely a legtöbb dolinával rendelkező Szilicei-fennsíkot ábrázolja (28.ábra).



28.ábra. A Szilicei-fennsík töbrei LiDAR alapján, töbör-mélység szerint színezve.

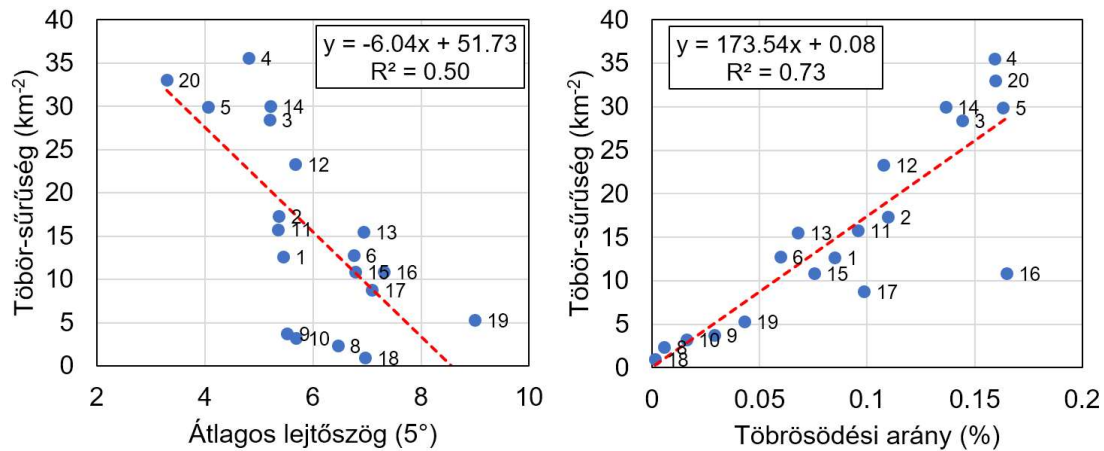
A töbrök területi eloszlását viszont töbrösűrűségi térképpel jól szemléltethetjük (29.ábra). Erről a térképről leolvasható, hogy a GTK északi-középső területei a legsűrűbben töbrösödtek, de e leegyszerűsítő összefüggés alól kivételt jelent például az Alsó-hegy, a Jósvalói-fennsík, illetve a Kónyár-fennsík északi csücske. Ezen kívül megfigyelhető még, hogy a tektonikus eredetű Gombaszög-Szilice vonal mentén, ami ÉNy felé a Pelsőci-fennsíkon is folytatódik, egy magas töbrösűrűségű zóna jött létre. A térképről nem könnyen olvasható le, de az adatok elemzésével kideríthető, hogy a magasabb töbrösűrűséget a lejtőszög is befolyásolja. Fennsíki átlagértékek szintjén megállapítható, hogy a töbrösűrűség és az átlagos lejtőszög között közepesen szoros ($r^2=0,50$), negatív korrelációs kapcsolat van (30.ábra). Tehát azok a fennsíkok sűrűbben töbrösödtek, amelyek laposabbak.



29.ábra. Töbrösűrűségi térkép a GTK-ról. 300 méteres keresési sugárral és Kernel-algoritmussal.

3.táblázat.A GTK fennsíkainak általános töbör-adatai: darabszám, sűrűség, területarány

Id	Fennsík neve	Töbrök száma	Töbrősűrűség (km ⁻²)	Területarány (%)
1	Jolsvai	38	12.6	8.5%
2	Kónyár	213	17.3	11.0%
3	Pelsőci	946	28.4	14.4%
4	Bikk	191	35.6	15.9%
5	Szilicei	1436	29.9	16.3%
6	Felső-hegy	170	12.8	6.0%
7	Mészkö-tető	0	0.0	0.0%
8	Barkai-fennsík	8	2.4	0.6%
9	Szádelői	30	3.8	2.9%
10	Jászói	152	3.2	1.6%
11	Kecső-Haragistya	380	15.8	9.6%
12	Nagyoldal	148	23.3	10.8%
13	Ny-Alsó-hegy	154	15.5	6.8%
14	K-Alsó-hegy	645	30.0	13.6%
15	Szinpetri	144	10.9	7.5%
16	Páska-bükk	21	10.8	16.5%
17	Aggteleki	182	8.8	9.9%
18	Rudabányai-hg.	2	1.0	0.1%
19	Szalonnai-hg.	29	5.3	4.3%
20	Jósvafői	66	33.0	16.0%



30.ábra. Korrelációs összefüggések töbör-mutatók között a fennsíkok átlagértékei alapján.
Bal: sűrűség az átlagos lejtőszög függvényében; jobb: sűrűség a töbrösödési arány függvényében

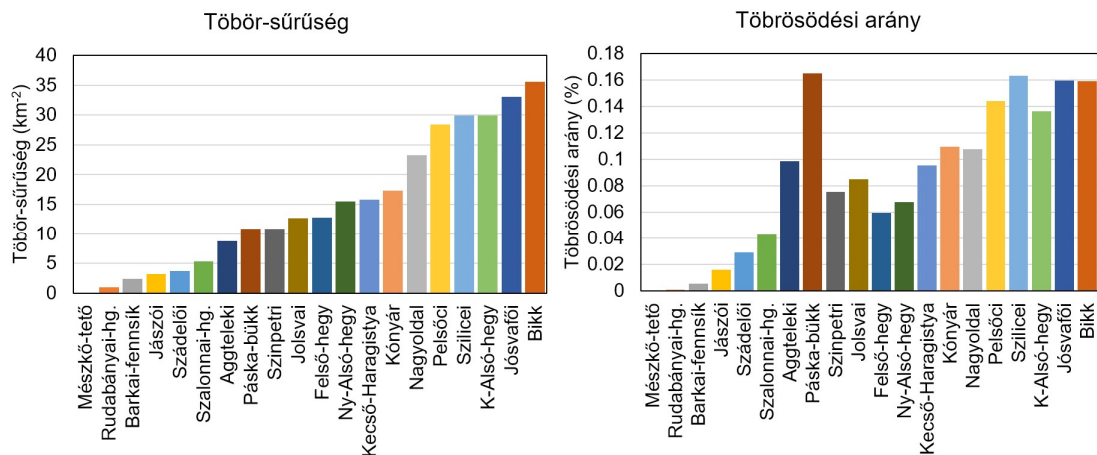
Azt a kérdést általánosabban is feltehetjük, hogy a lejtőszög miként befolyásolja a töbrök elhelyezkedését. Ehhez meghatároztam, hogy mennyi a terep általános lejtése a töbrök középpontokban. Azért az általános lejtés kell nézni, mert a tényleges lejtés a töbrök középpontjában elméletileg 0° (lokális minimum). Ezért a LiDAR-nál ez esetben jobb adat a durvább felbontású SRTM 1". Ezt tovább simítottam egy 3, illetve egy 5-cella sugarú átlagszűrővel, és így számoltam lejtőszöget. Az eloszlás jellegét tekintve lényeges különbségek nincsenek, csak kisebb számértékbeli különbségek vannak a simítatlan, a 3-cellás simítású, illetve az 5-cellás simítású SRTM 1" adatok között. Ha a töbrök kialakulását korlátozó lejtőszög-tartományra vagyunk kíváncsiak, akkor a lejtőszög-eloszlás felső percentiliseit érdemes nézni, amit a 4.táblázat tartalmaz. Ezt leegyszerűsítve úgy fogalmazhatjuk meg, hogy 12° általános lejtés felett már csak nagyon elvétve található töbör, de gyakorlatilag azt mondhatjuk, hogy a töbrök 90%-a 8°-nál kisebb lejtésű terepen alakult ki.

4.táblázat. A terep általános lejtése a töbrök-középpontokra számítva. A lejtőszög-eloszlás percentilis értékei. Az általános lejtés különböző mértékű simításokkal (átlag-szűrővel) lett számítva SRTM 1" domborzatmodellből.

Alapadat	Lejtőszög-eloszlás percentilisei								
	1%	5%	10%	25%	50%	75%	90%	95%	99%
SRTM 1"	1.0	1.6	2.1	3.1	4.5	6.4	8.2	9.7	12.8
3-cellás átlag	0.7	1.2	1.6	2.5	3.9	5.6	7.4	8.7	11.8
5-cellás átlag	0.5	1.0	1.3	2.3	3.7	5.3	7.0	8.4	11.9

A lejtőszög mellett természetesen a geológiai adottságok is befolyásolják a töbrök elhelyezkedését. Ahogy feljebb írtam, egyes törésvonalak mentén jól megfigyelhető a nagyobb töbrősűrűségű zónák kialakulása. A szlovák és magyar geológiai térképek alapján a töbrök háromnegyede (75,1%) Wettersteini Mészkövön jött létre, második legjelentősebb alapkőzet a Steinalmi Mészkö (7,4%), és ezek mellett még néhány százalékkal az alábbi kőzeteken fordulnak elő töbrök: Wettersteini Dolomit (3%), Reiflingi Mészkö (2,3%), Gutensteini Mészkö (2,3%), Gutensteini Dolomit (2,3%), illetve Gutensteini Formáció megjelölés nélkül (1%), deluviális üledékek (1,4%), Waxeneck Mészkö (1,2%) és Szini Rétegek (1,2%).

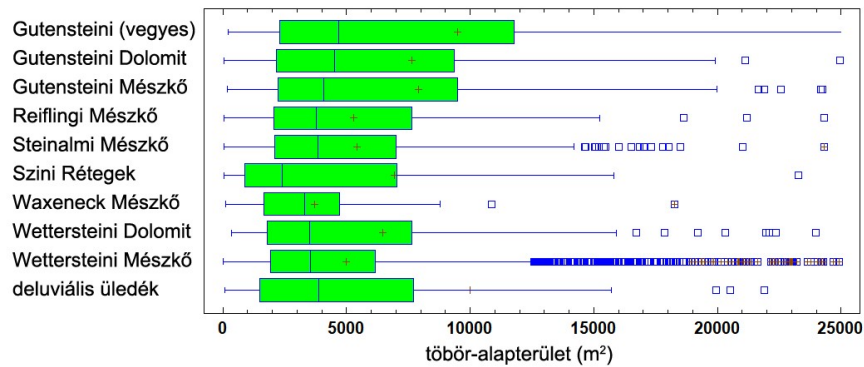
A töbrősűrűséghez hasonló mutató a töbrösödési arány, ami azt fejezi ki, hogy a felszín mekkora részét borítják töbrök. A sűrűséghez képest az eltérést az jelenti, hogy nagyobb méretű töbrök kisebb sűrűség esetén is nagyobb lefedettséget hoznak létre. Ez a 31.ábra alapján leginkább a karsztvidék déli és nyugati peremén jellemző, mivel leginkább az Aggteleki-fennsík és a Páska-bükk esetén figyelhető meg kiugró érték, de a Szinpetri-fennsík, a Jolsvai-fennsík és a Kónyár-fennsík is előbbre lép a rangsorban, ha a töbrösödési arányt nézzük. Ennek egy lehetséges magyarázatát már a PhD-dolgozatomban megfogalmaztam, mely szerint a karszt peremén lévő töbrök fejlődéséhez nagyobb mértékben járulhattak hozzá a nem-karsztos területéről érkező vízfolyások, és így a töbrök itt nagyobbra nőhettek. A Páska-bükk esetében pedig egy egyedi forma, a karsztvidék egyik legnagyobb töbre okozza a kiugró töbrösödési arányt.



31.ábra. Töbrősűrűség és töbrösödési arány

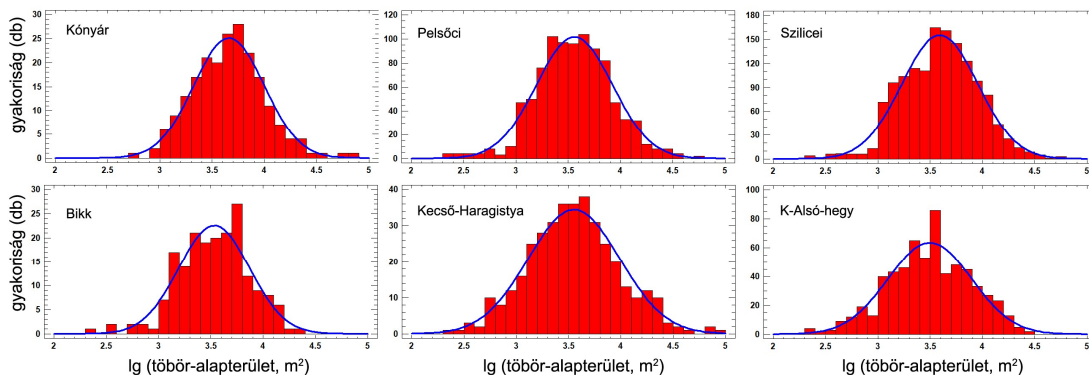
Ezzel át is léptünk a töbrök horizontális kiterjedését meghatározó tényezőkhöz, melyek közül a legrobosztusabb paraméter a töbrö-alapterület (6.táblázat). Azért nevezhetjük ezt robusztusnak, mert nem érzékeny a lehatárolás kisebb hibáira, vagy a megnyúltságra, mint a többi, méretet kifejező paraméter. A terület egyébként szoros korrelációban áll a kerülettel ($r=0,92$) és a hossz tengellyel ($r=0,90$) is. A GTK-n a töbrök átlagos területe 5514 m², ami 84 m-es ekvivalens átmérőnek felel meg. Mivel azonban a

töbrök méreteloszlása erősen ferde, ezért a medián érték jobban kifejezi a „tipikus töbr” méretét. A GTK esetében ez 3638 m², ami 68 m-es átmérőnek felel meg. A töbrösödési aránynál leírtak szerint a Kónyár, Jolsvai, Szinpetri, Szádelői, Szalonnai és különösen az Aggteleki, illetve Páska-bükki fennsíkok jellemezhetők nagyobb méretű töbrökkel. Ezzel ellentétben a kisebb töbrök hazája (a töbrökkel alig rendelkező Rudabányai-hegység és Barkai-fennsík mellett) az Alsó-hegy és a Bikk. Az alapkőzet szerinti töbr-alapterületeket a 32.ábra mutatja be a fontosabb (legalább 2%-ot elérő) kőzettani kategóriákra. Ebből látható, hogy a leggyakoribb Wettersteini Mészke kategórián belül inkább a kisebb töbrök dominálnak. Mediánértékben hasonlók, ám átlagértékben valamivel nagyobbak a Wettersteini Dolomit kialakult töbrök. A Reiflingi Mészken és a Steinalmi Mészken kialakult töbrök mérete köztes helyet foglal el, végül a legnagyobb méretek a Gutensteini Mészken, illetve a Gutensteini Dolomiton kialakult töbröket jellemzik, de formáción belül az eltérés minimális.



32.ábra. Töbr-alapterületek eloszlása kőzettani kategória szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.

Az átlagértékek mellett mindig fontos kérdés, hogy az adatok milyen statisztikai eloszlást mutatnak. A töbr-alapterület (és az ezzel szoros korrelációban lévő egyéb paraméterek, mint például a hosszúság vagy a kerület) mindig erősen ferde eloszlással jellemezhető



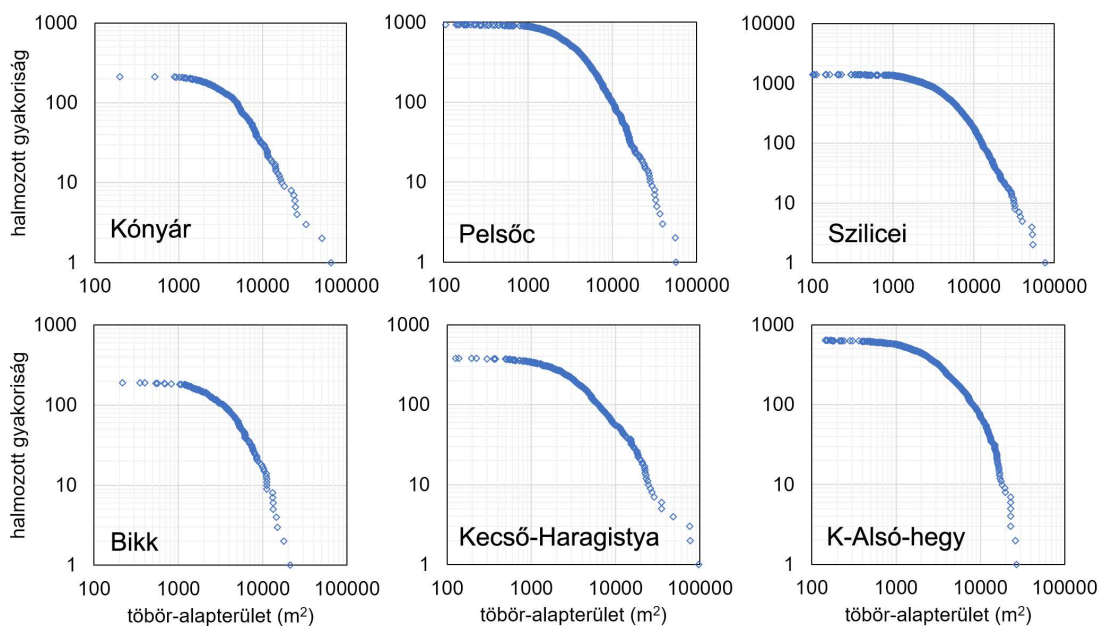
33.ábra. Töbr-alapterületek eloszlása lg transzformáció után a hat legtöbb töbrrel rendelkező fennsíkra (Kónyár, Pelsőci, Bikk, Szilicei, Kecő-Haragistya, K-Alsó-hegy)

A GTK-ra vonatkozóan a terep ismerete, és a LiDAR alapú töbr-lehatárolás gondos kivitelezése alapján azt az eredményt kaptam, hogy a töbr-alapterületek statisztikai eloszlása a lognormális eloszlással jól modellezhető. Az 5.táblázat jelzi, hogy a statisztikai

tesztek (khi-négyzet és Kolmogorov-Szmirnov) minden fennsík esetében (ahol van elég tőbör) alátámasztották, hogy az adatok logaritmus normál eloszlást mutat. Grafikonon a tömörség érdekében csak a hat legtöbb tőbörrel rendelkező fennsíkot mutatom be (33.ábra).

5.táblázat. A GTK fennsíkain a tőbör-alapterületek lognormális eloszláshoz való illeszkedésének vizsgálata. A khi-négyzet és a Kolmogorov-Szmirnov (K-S) próba segítségével az adatok lg transzformáció utáni eloszlásának normalitását vizsgáltam. $p > 0,05$ esetén az illeszkedésre vonatkozó hipotézis nem vethető el.

Id	Fennsík neve	Tőbrök száma	Khi-négyzet statisztika	Khi-négyzet p-érték	K-S D	K-S p-érték
1	Jolsvai	38	12.5263	0.4850	0.1003	0.8394
2	Kónyár	213	26.0563	0.6723	0.0424	0.8376
3	Pelsőci	946	66.6146	0.1356	0.0247	0.6218
4	Bikk	191	24.3770	0.6615	0.0417	0.8936
5	Szilicei	1436	81.3390	0.0967	0.0216	0.5371
6	Felső-hegy	170	25.5714	0.5425	0.0798	0.2360
7	Mészkö-tető	0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
8	Barkai-fennsík	8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
9	Szádelői	30	13.0000	0.3690	0.1119	0.8468
10	Jászói	152	25.9530	0.4101	0.0549	0.7592
11	Kecső-Haragistya	380	35.9363	0.5652	0.0373	0.6703
12	Nagyoldal	148	20.3784	0.7267	0.0727	0.4210
13	Ny-Alsó-hegy	154	26.7792	0.4210	0.0545	0.7497
14	K-Alsó-hegy	645	45.5940	0.5309	0.0218	0.9249
15	Szinpetri	144	31.0000	0.1890	0.0776	0.3543
16	Páska-bükk	21	3.1429	0.9779	0.1060	0.9723
17	Aggteleki	182	39.0879	0.0795	0.0541	0.6617
18	Rudabányai-hg.	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
19	Szalonnai-hg.	29	17.0345	0.1483	0.0859	0.9830
20	Jósvafői	66	14.6061	0.6238	0.0748	0.8535



34.ábra. Tőbör-alapterületek halmozott gyakorisági eloszlása logaritmus skálán ábrázolva a hat legtöbb tőbörrel rendelkező fennsíkra.

Annak ellenére, hogy a lognormális eloszlás jó illeszkedést mutatott, megvizsgáltam a hatványfüggvény szerinti eloszlás lehetőségét is.

Elkészítettem a halmozott gyakorisági eloszlást mutató grafikonokat a hat legtöbb töbörrel rendelkező fennsíkra (34. ábra). Az eredmények azt jelzik, hogy a grafikonoknak csak egy szűkített részére teljesül a linearitás, vagyis az eredeti adatokra vonatkozó hatványfüggvény szerinti összefüggés. A linearitás alsó határa nem adható meg egyértelműen, mert a függvények meredeksége fokozatosan változik, de hozzávetőlegesen az 5000 m² fölötti értékekre mondhatjuk, hogy ott lineáris a grafikon. Ez a viszonylag magas érték nem hozható összefüggésbe az általam a töbör-lehatárolás során alkalmazott egyes küszöbértékekkel, így nehéz lenne azt állítani, hogy egyes paraméterek megválasztása miatt nem teljesülne a hatványfüggvény szerinti eloszlás.

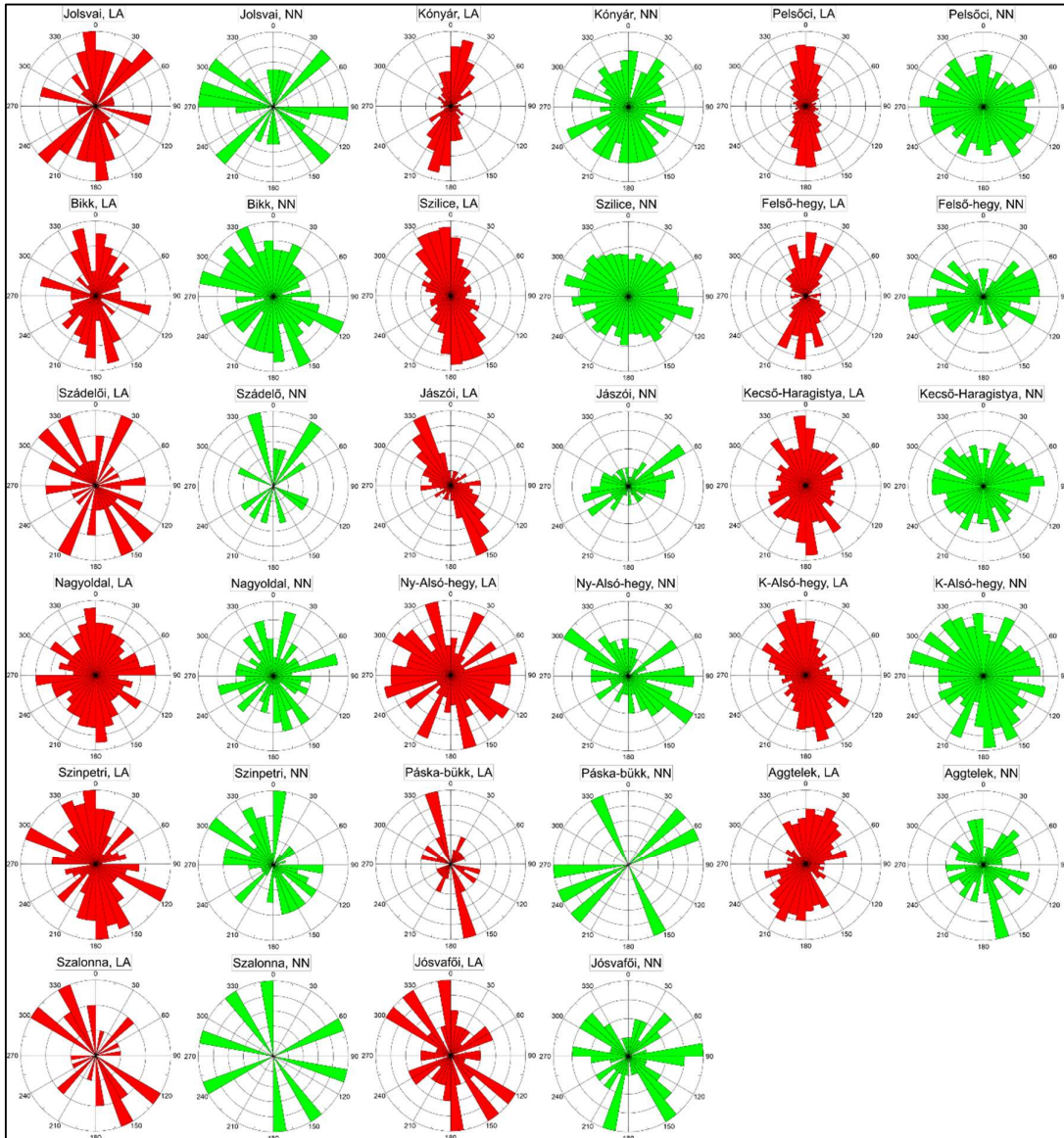
A töbrök **horizontális alakját jellemző paraméterek** közül meghatároztam a kerekítettséget és a megnyúltságot (6. táblázat). Ez a két paraméter egymással összefügg, mivel a kerekítettséget egyrészt az rontja, ha az alakzat megnyúlttá válik, másrészt az, ha a megnyúltsága ugyan nem változik, de a körvonala cikkcakkosabbá válik. Töbör-szinten e két paraméter közötti lineáris korrelációs együttható értéke -0,77. Összességében azt mondhatjuk, hogy a töbrök jól kerekítettek, mivel négy fennsík (Jolsvai, Szádelői, Jászói, Barkai) kivételével a kerekítettség átlagértékei 0,8 feletti. Az átlagosan legkerekőbb formák a Szalonnai-hegység és a Rudabányai-hegység töbreire jellemzők, de ezt befolyásolhatja az a tény is, hogy e két terület töbreit LiDAR híján topográfiai térkép alapján kellett lehatárolni, és egyébként is viszonylag kevés számú töbör alakult ki rajtuk. Ezért inkább a sorban következő fennsíkokat, vagyis a Bikk, illetve a K-Alsó-hegy területét emelném ki, melyeken átlagosan a legkerekőbb töbrök találhatók. A megnyúltság jellemző értékei pedig 1,3 és 1,6 között alakulnak a legtöbb fennsík esetében.

6. táblázat. A GTK fennsíkjainak horizontális töbör-adatai:
töbör-alapterület, ekvivalens átmérő, kerekítettség és megnyúltság

Id	Fennsík neve	Töbör- alapterület medián (m ²)	Töbör- alapterület, átlag (m ²)	Ekvivalens átmérő átlag (m)	Kerekítettség átlag	Megnyúltság átlag
1	Jolsvai	3863	6723	93	0.81	1.66
2	Kónyár	4657	6342	90	0.84	1.59
3	Pelsőci	3597	5079	80	0.86	1.39
4	Bikk	3608	4474	75	0.90	1.34
5	Szilicei	3930	5460	83	0.87	1.41
6	Felső-hegy	3540	4676	77	0.84	1.48
7	Mészkö-tető	nincs	nincs	nincs	nincs	nincs
8	Barkai-fennsík	636	2408	55	0.56	2.62
9	Szádelői	4888	7733	99	0.77	1.52
10	Jászói	2732	4931	79	0.75	1.67
11	Kecső-Haragistya	3419	6065	88	0.85	1.52
12	Nagyoldal	3544	4615	77	0.87	1.44
13	Ny-Alsó-hegy	2849	4378	75	0.88	1.44
14	K-Alsó-hegy	3177	4550	76	0.90	1.33
15	Szinpetri	5274	6929	94	0.85	1.57
16	Páska-bükk	8469	15229	139	0.89	1.41
17	Aggteleki	5934	11237	120	0.84	1.57
18	Rudabányai-hg.	1254	1254	40	0.92	1.47
19	Szalonnai-hg.	4932	8094	102	0.93	1.40
20	Jósvafői	3333	4829	78	0.88	1.42

A töbrök megnyúltsága nem pusztán önmagában fontos, hanem azért is, mert a megnyúlt töbrök tengelye fontos információkat hordozhat. Ezért meghatároztam a töbrök

hossztengelyének irányát, majd leválogattam azokat a töbröket, melyeknek a megnyúltsága 1,25-nél nagyobb, mivel a kisebb megnyúltság esetén a tengelyirány inkább lehet véletlenszerű, mint nagyobb megnyúltság esetén. Ezekből az adatokból irány szerinti hisztogramot, szebb nevén rózsadiagramot készítettem (35.ábra). Ezt az információt érdemes azzal együtt kezelni, hogy a legközelebbi szomszéd milyen irányba fekszik egy adott töbrőtől. Ezért minden töbrőre meghatároztam a legközelebbi szomszéd irányát és távolságát is. Nagyobb távolság esetén ezt az irányt véletlenszerűnek tekinthetjük, ezért a tényleges terepi elrendeződést és méreteket figyelembe véve a legközelebbi szomszédok közül azokat válogattam le, melyek 160 méternél közelebb voltak a kiinduló töbrőhöz. Ezen adatok alapján szintén rózsadiagramokat szerkesztettem (35.ábra).



35.ábra. Töbrök hossztenyelyének rózsadiagramjai (LA=long axis; azon töbrökre, melyek megnyúltsága nagyobb, mint 1,25) és a legközelebbi szomszéd irányának rózsadiagramjai (NN=nearest neighbour; azon töbrökre melyek szomszéd-távolsága kisebb, mint 160 m)

Ezen ábra alapján megállapítható egyrészt, hogy a töbrőtengelyek iránya sokkal koncentráltabb, mint a legközelebbi szomszéd irányoké. A tengelyirányok a legtöbb fennsík

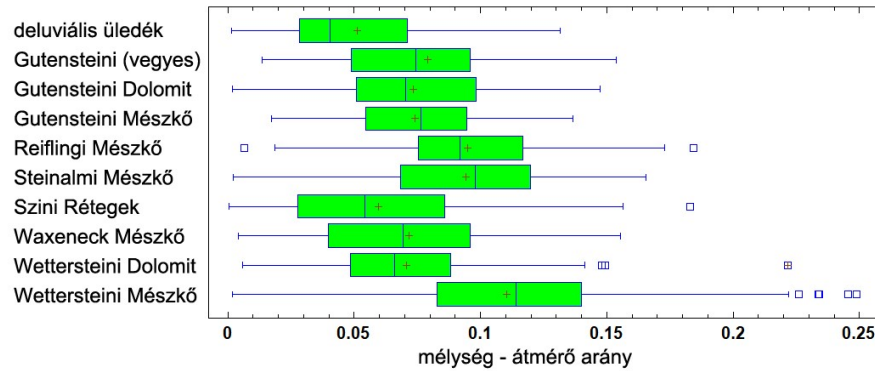
esetében az észak-déli irányhoz képest viszonylag kis kilengést mutatnak. Vannak fennsíkok, ahol a töbrök-tengelyirányok egybeesnek a fennsík jellemző dőlésirányával, de ez egyáltalán nem törvényszerű, így nem állítható, hogy a domborzat határozná meg a töbrök megnyúlását. Nagy valószínűséggel inkább törésvonalak menti megnyúlásról van szó. A legközelebbi szomszéd irányok jóval kaotikusabb (nagyobb szórású) képet mutatnak, de szinte minden esetben a móduszok eltérnek a töbrök-tengelyirányoknál megfigyelhető gyakorisági csúcsoktól. Ezt a jelenséget már a PhD-dolgozatomban is észrevettem az Aggteleki-karszt alapján. Akkor azt a magyarázatot vázoltam fel, hogy az elsődlegesen kialakuló, nagyobb töbrök megnyúlása a fontosabb törésvonalak mentén történik, ezért a törésvonal irányba eső kisebb töbrök összenőnek. Ezzel szemben a másodlagos, sokszor kisebb méretű töbrök viszont „oldalirányban” helyezkednek el az eredetihez képest. A teljes GTK-ra kibővített és LiDAR alapján pontosabban elvégzett töbrök-lehatárolást figyelembe véve is, ezt a hipotézist sajnos sem megerősíteni, sem cáfolni nem lehet a rendelkezésre álló adatok alapján.

7.táblázat. GTK fennsíkainak vertikális töbrök-adatai: mélység, mélység-átmérő arány, térfogat, vertikális alak-paraméter, átlagos töbrök-lepusztulás (Mivel a Rudabányai-hegységre és a Szalonnai-karsztra nem volt elérhető LiDAR, ezért azokra nincs megadva érték)

Id	Fennsík neve	Töbrök-mélység, átlag (m)	Mélység-átmérő arány	Térfogat, átlag (m ³)	Vertikális alak-paraméter (k)	Átlagos lepusztulás (m)
1	Jolsvai	7.6	0.0866	49560	2.21	0.6265
2	Kónyár	8.3	0.0943	30421	2.23	0.5265
3	Pelsőci	8.8	0.1078	24277	2.56	0.6897
4	Bikk	9.9	0.1285	23161	2.34	0.8235
5	Szilicei	8.7	0.1063	25009	2.41	0.7478
6	Felső-hegy	6.1	0.0777	14870	2.40	0.1896
7	Mészkö-tető	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
8	Barkai-fennsík	4.0	0.0457	2864	2.54	0.0067
9	Szádelői	4.9	0.0503	20344	2.59	0.0764
10	Jászói	4.9	0.0622	14158	2.76	0.0456
11	Kecső-Haragistya	6.9	0.0877	27436	2.12	0.4330
12	Nagyoldal	7.1	0.0956	21483	2.08	0.5010
13	Ny-Alsó-hegy	5.9	0.0846	17456	2.00	0.2707
14	K-Alsó-hegy	10.0	0.1384	26113	2.25	0.7828
15	Szinpetri	7.4	0.0840	36645	1.97	0.3987
16	Páska-bükk	12.4	0.1052	139720	2.05	1.5124
17	Aggteleki	8.4	0.0835	66745	2.04	0.5856
18	Rudabányai-hg.	1.0	0.0257	n.a.	n.a.	n.a.
19	Szalonnai-hg.	8.5	0.0885	n.a.	n.a.	n.a.
20	Jósvafői	4.2	0.0571	14796	1.90	0.4890

A töbrök alakját jellemző **vertikális paraméterek** közül meghatároztam a töbrök mélységét, illetve mélység-átmérő arányát (7.táblázat). Mindkét paraméterben jelentős különbségek vannak mind a fennsíkok szerint, mind az alapkőzet szerint. Abszolút és relatív értelemben is a sekély töbröket a Rudabányai-hegység, a Barkai-, a Jósvafői-, a Szádelői és a Jászói-fennsíkok területén találhatjuk. Ez azt jelenti, hogy a töbrök átlagos mélysége ezeken a fennsíkokon 4 m alatti. A másik végletet a Bikk és a K-Alsó-hegy jelenti, ahol a 10 m-t megközelíti a töbrök átlagos mélysége, és a mélység-átmérő arány is kiugró ezeken a helyeken, 0,13-0,14. A Páska-bükk esetében az átlagos mélységet a fennsík óriástöbrére erősen megnöveli, de mivel ennek kiterjedése is nagy, ezért a mélység-átmérő arány itt nem kiugró. Geológiai megközelítésben azt láthatjuk (36.ábra), hogy a döntő többséget jelentő Wettersteini Mészkövön van a legnagyobb mélység-átmérő arány, azaz a „tipikus”,

viszonylag meredek oldalú töbrök itt jellemzők. Ehhez képest a Reiflingi Mész-kőn, illetve a Steinalmi Mész-kőn kialakult töbrök valamivel sekélyebbek, és még sekélyebbek a Wettersteini Dolomiton, a Gutensteini Mész-kővön és Dolomiton, illetve a Waxeneck Mész-kővön kialakult töbrök. A leglaposabb formák a Szini Rétegekhez, illetve a deluviális üledékekhez köthetők. Ezek a különbségek a geomorfológiai folyamatokkal jó összhangban vannak.

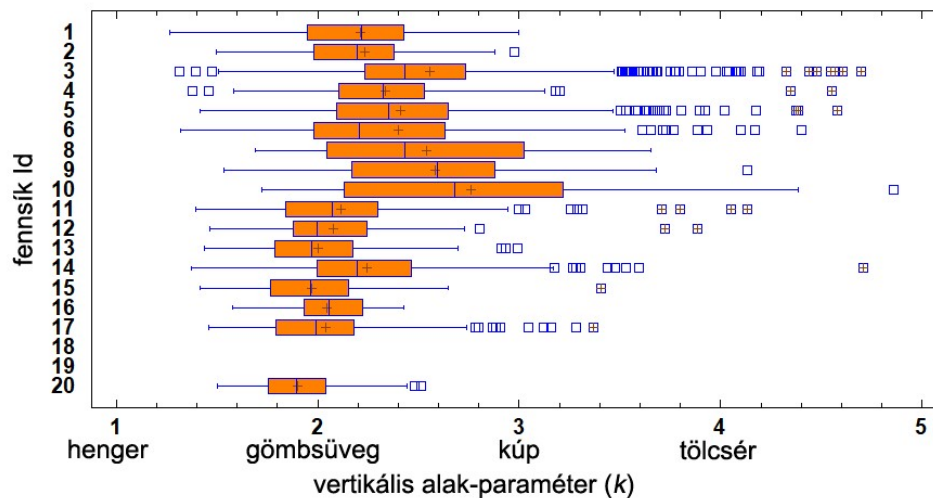


36. ábra. Töbrök mélység-átmérő arányának eloszlása közzetani kategória szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.

A **töbrök térfogata** lényegében azt fejezi ki, hogy az adott töbr mennyivel „járult hozzá” a karsztos lepusztuláshoz. Kiszámítása függ az alapterülettől, a mélységtől és az alaktól. Topográfiai térkép alapú számítások esetén a mélység nagyobb pontatlansággal mérhető, az alakot pedig csak viszonylag körülményesen (szintvonalak elemzésével, vagy keresztmetszvények készítésével) lehet meghatározni. Így a térfogat egy feltételezett alak alapján számítható. LiDAR esetén azonban jóval több lehetőségünk van. Egyrészt a mélységet könnyen meg tudjuk határozni. Másrészt a pontos alak is tulajdonképpen rendelkezésünkre áll, amelyből a DTM segítségével a térfogatot – a felbontásnak és az adatminőségnek megfelelő pontossággal – meg tudjuk határozni. Ez utóbbi viszont éppen arra teremt lehetőséget, hogy a töbr 3D-s alakját egy egyszerű, de markáns módszer segítségével jellemezzük. Ahogy azt a Módszertani fejezetben bemutattam, a töbrök térfogata alapján meghatározható a **vertikális alak-paraméter (k)**, ami azt fejezi ki, hogy a töbr alakja inkább henger, tál, kúp, vagy gyorsan szűkülő tölcser alakra hasonlít-e jobban. Ha egy fennsík esetében a töbrök összesített térfogatát elosztjuk a fennsík területével, akkor egyfajta **átlagos töbr-lepusztulási értéket** kapunk, ennek diszkuszióját lásd az alfejezet végén. A fennsíkok átlagos térfogat, vertikális alak és töbr-lepusztulás értékeit a 7. táblázat tartalmazza.

A töbrök térfogata, és az ebben megtestesülő lepusztulás értékek a Páska-bükk esetében ismét kiugró értékeket mutatnak, ami az óriástöbr speciális adottságaira vezethető vissza. Nagy térfogatú töbrökkel a keleti és déli perem fennsíkjai jellemezhetőek, ahol a töbr-alapterületek is magas értékeket mutattak (Aggteleki, Jolsvai, Szinpetri, Kónyár fennsíkok). Azonban az átlagos töbr-lepusztulási értékek szempontjából inkább a sűrűség a döntő, így ebből a szempontból a Bikk, a K-Alsó-hegy, a Szilicei- és a Pelsőci-fennsík a kiemelkedő. A GTK északkeleti részén (Barkai, Szádelői, Jászói fennsíkok) pedig egészen alacsony értékek jellemzők. A térfogat nagyságrendjét önmagában nehéz értelmezni, de az átlagos lepusztulás méterben kifejezett értéke már sokkal kézzelfoghatóbb. Azt látjuk, hogy mindössze 0,4-0,8 m, azaz 400-800 mm a töbrök alakjában megtestesülő átlagos lepusztulás. Ennek a diszkuszióját szintén lásd az alfejezet végén.

Ami a töbrök vertikális alakját illeti, az egyes fennsíkok között jelentős eltérések tapasztalhatók (37.ábra). Összességében azt olvashatjuk le a diagramról, hogy a töbrök legnagyobb részének az alakja a tál (gömbfüveg) és a kúp közé esik. Hengeres töbrök (vagyis aknák, szakadéktöbrök) itt egyáltalán nem fordulnak elő, és ez meg is felel a karsztvidék jellegének. Általánosítva azt mondhatjuk, hogy inkább tál (gömbfüveg) alakú töbrök jellemzők a GTK délebbi részein, míg az északi részeken erősebb az eltolódás a kúp-alak felé, de a Jászói- és Szádelői-fennsík kivételével azért mindenhol inkább a tál alak dominál. Kifejezetten tölcseresedő töbrök inkább csak egyedi, kiugró értéként fordulnak elő az északibb fennsíkokon. Mivel a legmagasabb fennsíkokon vannak inkább a kúp, illetve tölcser alakú töbrök, ezért a vertikális alak-paraméter enyhén korrelál a tengerszint feletti magassággal ($r=0,34$).



37.ábra. Töbrök vertikális alakparaméterének (k) eloszlása fennsík szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.

4.1.2.5. A Gömör–Tornai-karszt digitális domborzatelemzéséhez kapcsolódó diszkusszió és következtetések

Számítások alapján a GTK nagyléptékű lejtése É-D-i keresztmetszetben hozzávetőleg 1° -os mind az egyes fennsíkok, mind a teljes terület vonatkozásában.

Ez azt jelenti, hogy a pediplanáció idején, vagyis a kiemelkedés előtt egy még ennél is kisebb lejtésű, azaz majdnem sík térszínnel lehet számolni. Az enyhe lejtés miatt a területen átfolyó vízfolyások útja valójában nagyon kevésbé volt determinált, így a maitól jelentősen eltérő lefolyási pályák is lehettek. A sávszelvények elemzése alapján feltehetőleg régebben vízfolyások által is formált völgyszakaszok lehettek a Szoros-kő-nyereg és a Nyúlkapu térsége, vagy a Derenki zónában a Lizina-forrás és a Vidomájpusztai fölötti bevágódások, melyek napjainkra már kiemelt, száraz völgyekké alakultak. A további kutatások egyik fontos célja lehet e területek vízhálózati nyomainak föltárása.

A GTK kiemelkedése némiképp eltérő stílusú volt nyugatról kelet felé haladva. A GTK nyugati részén a felszín a kibillenés során nagyjából egy tömbben mozgott, az Érchegeység magaslatait is beleértve, ám ez utóbbi erősebb lepusztuláson ment keresztül a szelektív denudáció miatt. A folyók (Sajó, Csetnek) itt epigenetikus/antecedens völgyszakaszokat alakítottak ki. A GTK középső és keleti részeinél az Érchegeység kiemelkedése már relatíve nagyobb mértékű volt mint a karsztvidéké, tehát itt a két terület között már egy tektonikus lépcsővel is számolni kell. Ugyanakkor itt a karsztvidéken belül

is nagyobb eltérések voltak, az egyes blokkok önállóbban mozogtak: a legintenzív kiemelkedések az északkeleti részeket (Felső-hegy, Szádelői-fennsík, Barkai-fennsík, Mészkö-tető) érintették, miközben bezökkenések (Rozsnyói-medence, Torna-völgy, Derenki mélyedés, Jósvafői-fennsík, Bódva-völgy) növelték a karsztvidék tagoltságát. A dőlés nélküli területek (melyek közül legkiterjedtebb a Szilicei-fennsík északi része) esetében kismértékű északias kibillenést is feltételezhetünk.

A GTK-tól dél felé eső dombvidékek igen egyenletes, szinte dőlés nélküli burkoló-felszíne arra utal, hogy ezt a részt tektonikus billenés már nem érte a legutóbbi üledéklerakódás óta, ugyanakkor az enyhe kiemelkedésre válaszképp jelentős fluviális felszabdalódáson ment keresztül.

A töbrö-morfometriai eredmények alapján nagy általánosságban azt mondhatjuk el, hogy a GTK-on belül három kissé eltérő jellegű rész különíthető el. A nyugati és déli részein jellemzőbbek a nagyobb alapterületű, szabálytalanabb alakú töbrök, míg az északkeleti részekben találhatjuk a legjobban kiemelt, ám nagyobb dőlésük miatt töbrökben jóval szegényebb fennsíkakat. A középső részekben, azon belül is a vízszinteshez legközelebb eső fennsíkokon figyelhetők meg a töbrökben leggazdagabb részek. A két „legtípusabb” töbrös egység a Bikk és a K-Alsó-hegy, ahol magas a töbrösűrűség, a töbrök inkább kisebb méretűek, zömmel jól kerekítettek és relatíve mélyek. Emiatt a töbrök térfogata alapján számolt átlagos lepusztulási érték is ezekre az egységekre a legnagyobb, de hozzájuk hasonlóan magas a Pelsőci-fennsík és a Szilicei-fennsík töbrök alapján számított átlagos lepusztulása is. A töbrök alakját leginkább a tektonika és az összenövés határozzák meg, a hossz tengely irányok a rózsadiagramok alapján a legtöbb fennsíkon viszonylag erős koncentrációt mutatnak. Közvetlenül a Wettersteini Mészkö meghatározó jelentőségű a töbrök kialakulása szempontjából, mivel a töbrök 75,1%-a ezen a kőzeten található. Az ezen a kőzeten kialakult töbrök jellemzően kisebbek és relatíve mélyebbek, míg a többi kőzet esetében átlagosan valamivel nagyobbak és szabálytalanabbak a formák. A LiDAR alapján számított vertikális alak-paraméter (k) lehetővé tette, hogy a töbrök közelítő 3D-s alakját is jellemezzem. A töbrök nagy többségére gömbsüveg (tál) és kúp közti forma jellemző, észak felé inkább a kúpszerű alak felé eltolódva.

A *Szakirodalmi áttekintés* fejezetben említettem azt a kérdést, hogy a töbrö-alapterületek statisztikai eloszlására nézve két hipotézis is létezik. Az egyik, hogy a lognormális eloszlás ad jó közelítést, a másik, hogy a hatványfüggvény szerinti eloszlás a jó közelítés (*Pardo-Igúzquiza et al., 2016, 2018*). Egy cikk írásában, ami a töbrö-alapterületek eloszlását tárgyalja (*Pardo-Igúzquiza et al., 2020*), magam is részt vettem. Annak a cikknek a konklúziója az volt, hogy a hatványfüggvény jobban illik az adatokra. Azonban az abban szereplő elemzéseket, melyek spanyolországi mintaterületekre vonatkoznak, nem én végeztem. A cikkben alkalmazott LiDAR-alapú töbrö-lehatárolás során semmilyen küszöbérték nem szerepelt, így véleményem szerint abban az adatsorban olyan kis méretű mélyedések is szerepelnek tömegesen, amelyek nem tekinthetők töbröknek. Mivel azonban azt a konkrét terepet nem ismerem, és az adatokat nem én elemeztem, így közvetlenül cáfolni nem tudom azt az eredményt.

A GTK-n viszont a töbrök alapterületének eloszlása minden fennsíkra egyértelműen lognormális eloszlást mutat. Ennek értelmezéséhez a lognormális eloszlást érdemes megvizsgálni. A lognormális eloszlás sokféle természeti jelenségnél megfigyelhető (*Limpert et al., 2001*). A háttérben gyakran egy „multiplikatív folyamat” áll. Ez azt jelenti, hogy egy vizsgált sokaság egyedeinek mérete adott időegységenként egy véletlen szorzóval növelve változik, tehát maga a növekedési ráta a mérettől független. Ezt a folyamatot és az eredményképpen előálló lognormális eloszlást vállalatokra vonatkozóan már a 1930-as években leírták (*Gibrat, 1931, Santarelli et al., 2006*). *Mitzenmacher (2004)* azonban azt is igazolta, hogy ha egy kicsit megváltoztatjuk egy multiplikatív modell feltételeit, például

fömlállítunk egy küszöbértéket, vagy több ilyen folyamat hatását összegezzük, akkor az eredmény már nem is lognormális, hanem hatványtörvény szerinti lesz. **Barabási (2016)** „*crossover distribution*”-nak nevezi a lognormális eloszlást, és felhívja arra a figyelmet, hogy számos tudományterületen vita van erről, hogy vajon a hatványtörvény szerinti eloszlás vagy a lognormális eloszlás illeszkedik-e jobban a megfigyelésekhez. Így további karszterületek esetében az eloszlások vizsgálata mindenképp indokolt. Mindenesetre a GTK-ra vonatkozóan azt feltételezhetjük az adatok alapján, hogy itt a töbrök növekedése egy multiplikatív modellel írható le. Ennek lényege, hogy a töbrök növekedése során a véletlen hatások nem összeadódnak, hanem összeszoródnak. Ez egy jó megközelítésnek tűnik, mivel valószínű az a feltevés, hogy a töbröt formáló csapadék, ami végsősoron az oldást elősegíti, arányos a töbrő aktuális méretével, továbbá a beszivárgó vízmennyiség arányos lehet a mélybevezető járatok, repedések kapacitásával, ami szintén a töbrő fejlettségétől függ. Vagyis a töbrök növekedése a méretükkel arányos, de maga a növekedési ráta a mérettől független és véletlen hatások befolyásolják.

Egy további paraméter, ami diszkusziót érdemel, az a töbrő-térfogatokból számított átlagos lepusztulási érték. Ebből átlagos lepusztulási rátát (vagyis időegységre jutó változást) csak abban az esetben tudnánk számítani, ha a töbrök kialakulási ideje is ismert lenne. Ez utóbbi meghatározására a kitétségi korra irányuló számítások jelenthetnek majd egy megoldást (**Ruszkiczay-Rüdiger, 2004, Sebe et al., 2022**), de karsztos területekre egyelőre nagyon kevés ilyen mérés van. Ráadásul a folyamat időbeliségét is nehéz feltárni. Másrészt a lepusztulás térbeli elrendeződése is elég komplex, egyelőre nincs jól értelmezhető mérési adat arról, hogy a töbrő-közepek és a töbrök közti térszínnek (szélesebb háta vagy keskenyebb gerincek) lepusztulása hogyan viszonyul egymáshoz. Egy szélsőséges feltételezés, ha azt mondjuk, hogy ahol a töbrök közti térszín még nem keskenyedett el, ott a lepusztulást nullához közelinek tekintjük. Ez esetben mondhatjuk, hogy a felszíni lepusztulás abszolút értékét jól közelíti a töbrök összesített térfogata. Ez a megközelítés összhangban van azzal a ténnyel, hogy a karsztfennsík kiemelt, szabdalatlan felszíne a lepusztulás során fokozatosan a környezete fölé emelkedik. Függetlenül az egyébként szintén ható tektonikus tényezőktől. De ez csak egy lehetőség, és a kérdéskör komplex diszkusziója további vizsgálatokat igényelne. Ezért csak rövid gondolat kísérletként mutatom be a következő számítást: ha azt feltételezzük, hogy a töbrős térszín kialakulása a negyedidőszakra esik, akkor millió éves időtartam-nagyságrenddel kell számolnunk. Az átlagos töbrő-lepusztulási értékek alapján tehát a felszínalacsonyodás üteme a 0,4-0,8 m/Ma nagyságrendbe esik, ami mindenképpen egy nagyon lassú ráta, tehát a relatív kimagasodás ez alapján jól magyarázható. A karszt tényleges lepusztulása, amit például a karsztból kifolyó vizek oldott anyag tartalmával lehet becsülni, viszont 3D-ben zajlik, így az lényegesen nagyobb, mint pusztán a felszín alacsonyodása. Gondolat kísérlet vége.

4.1.3. Mérsékelt övi karsztkúpok elemzése szlovéniai mintaterületeken

4.1.3.1. A szlovéniai mintaterületek bemutatása

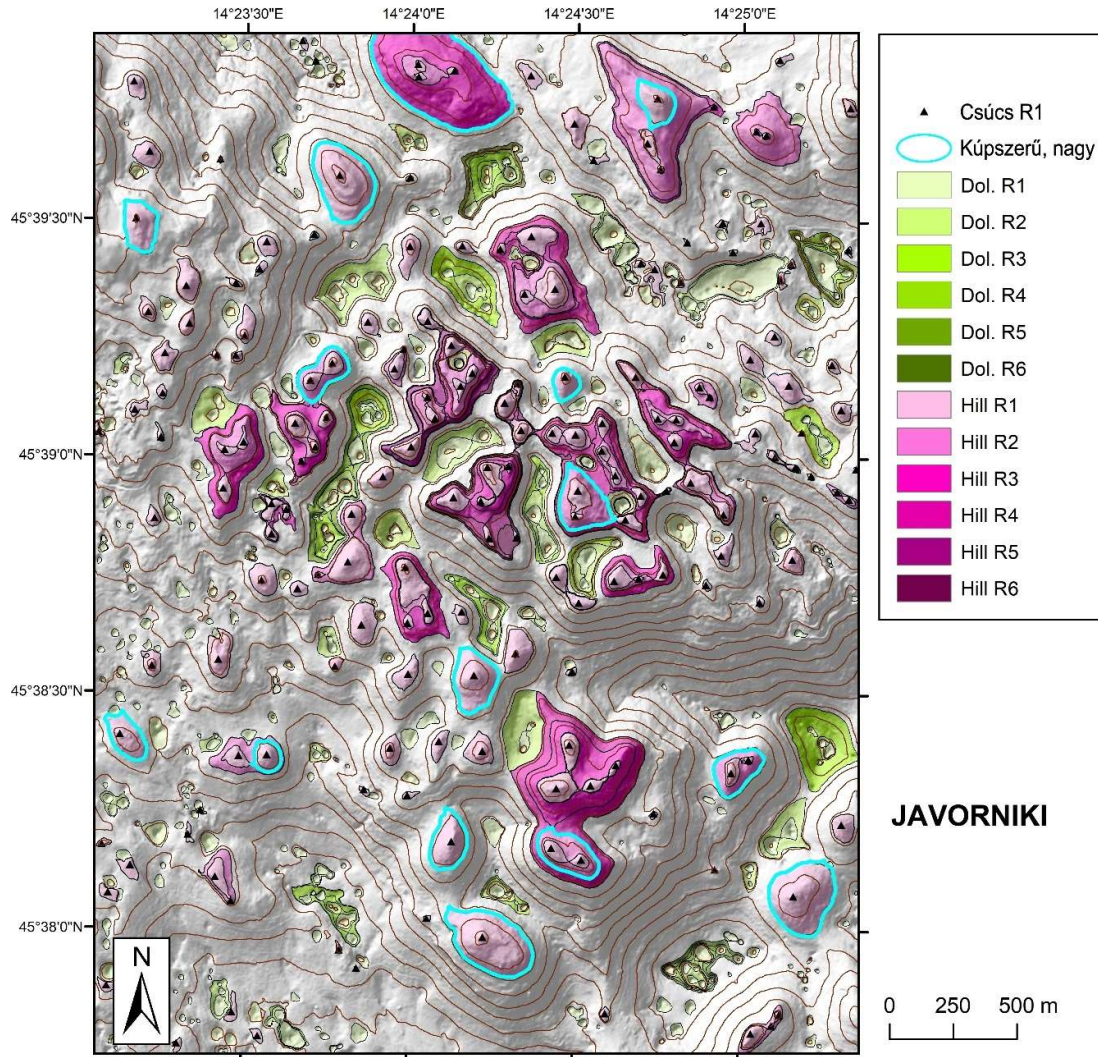
A három vizsgált mintaterület mindegyike egy-egy szlovéniai karsztfennsíkből való kivágat (**38. ábra**). Az első mintaterület a Snežniktől északra, a Javorniki fennsík területén el (b>39. ábra), a továbbiakban ennek rövidítése az ábrán: JAV. Területe 12 km², magassági tartománya tengerszint felett 880-1270 méterig terjed. Fő felépítő kőzetei a kréta mészkő, illetve kisebb részben dolomit (**Šikić et al., 1972**). A második mintaterület a Hrušica karsztfennsík része (továbbiakban rövidítése: HRU), ennek területe: 20 km², magassági tartománya az előzőnél kevéssel alacsonyabb, 600-1140 méterig terjed (**40. ábra**). Itt kréta és jura mészkő, illetve kis részben dolomit a meghatározó kőzet (**Buser et al., 1967**). A

harmadik mintaterület a Banjšice fennsík része (továbbiakban: BAN), melynek kiterjedése 15,3 km², magassági tartománya pedig 530-990 méterig terjed (41.ábra). Itt a jura zátonymészki a meghatározó, mely mellett kis kiterjedésben kréta mikrites és oolithos mészkő is előfordul (Buser, 1987). Mindegyik tipikus mérsékelt övi, középhegységi karsztfennsík, melyek a Dinári-karszt északi részéhez tartoznak. Jelenlegi évi átlagos csapadékuk 2000 mm körül van, és a pleisztocén során is a hóhatár alatt voltak, tehát az eljegesedés közvetlenül nem befolyásolta formáikat. A Snežnik eljegesedését Žebre & Stepišnik (2016) vizsgálta, és eredményeik szerint a jelen cikkben szereplő mintaterületre már nem terjedt ki a jég.

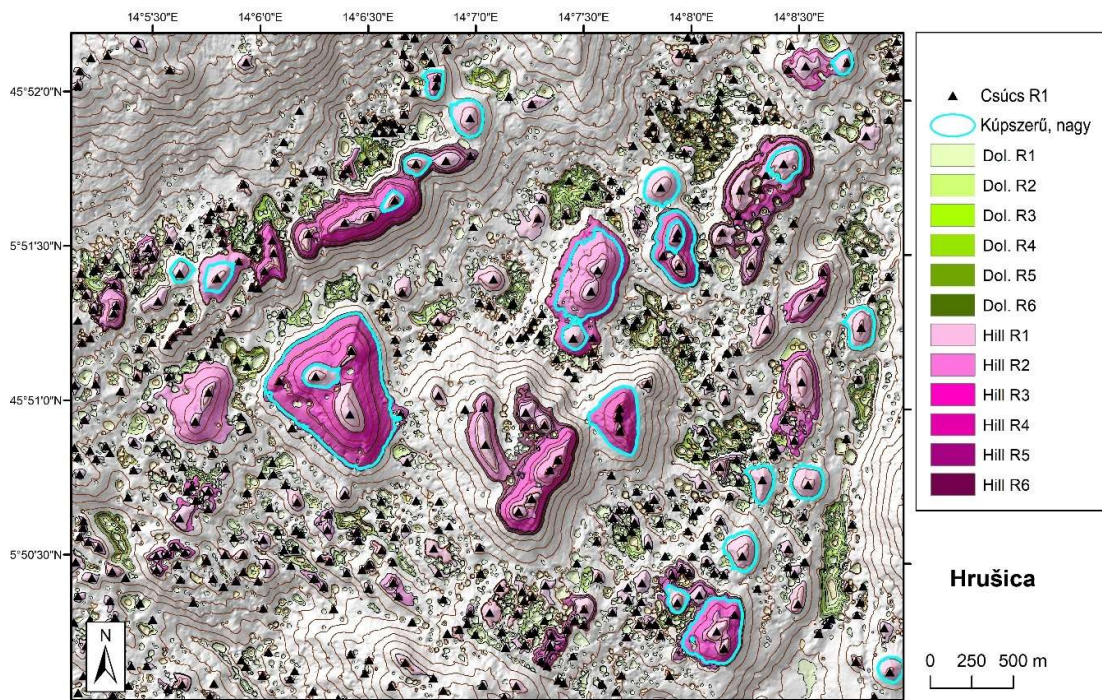


38.ábra. A szlovén mintaterületek elhelyezkedése

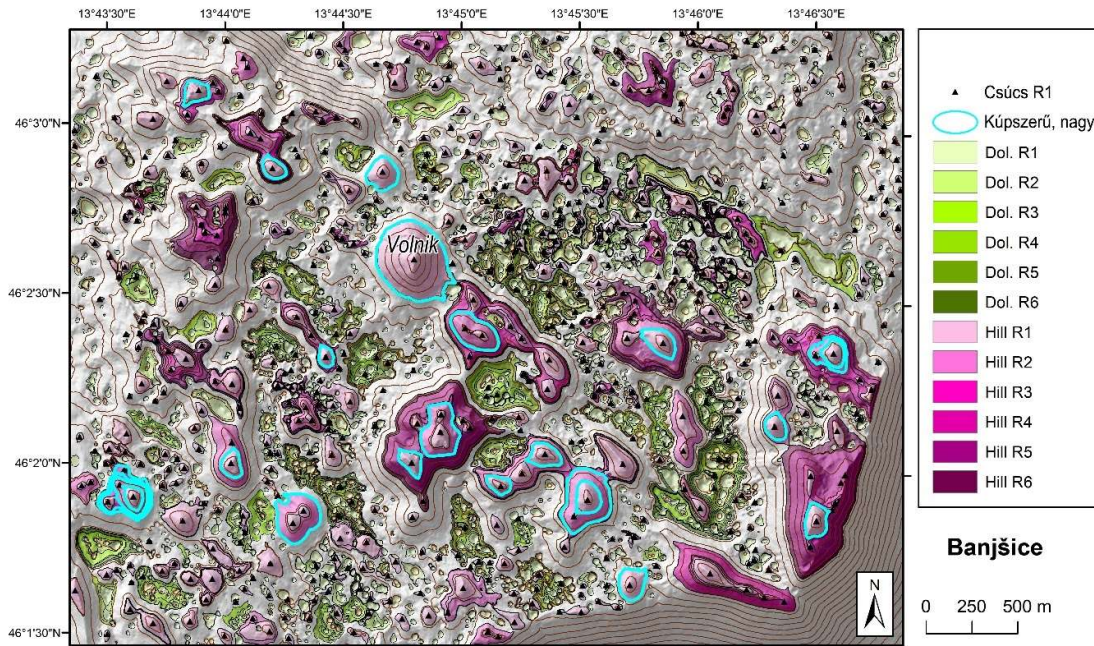
A dolinák rövidítése a diagramokon: DOL, a domboké: HILL, a rendűséget az R1-R6 rövidítés jelzi. Az összehasonlításokhoz legtöbb esetben dobozdiagramot választottam, mert ezek segítségével egyszerre több sokaság hasonlítható össze úgy, hogy a fontos statisztikai paraméterek (min, max, kvartilisek, medián, átlag, ferdeség) egyszerre láthatók legyenek.



39.ábra. A Javorniki mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrökkel (DOL) és karsztdombokkal (HILL). A világoskékkel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség > 0,7, relatív magasság > 20 m). Szintvonalköz: 10 m.



40.ábra. A Hrušica mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrökkel (DOL) és karszdombokkal (HILL). A világoskékkel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség > 0,7, relatív magasság > 20 m). Szintvonalköz: 10 m.



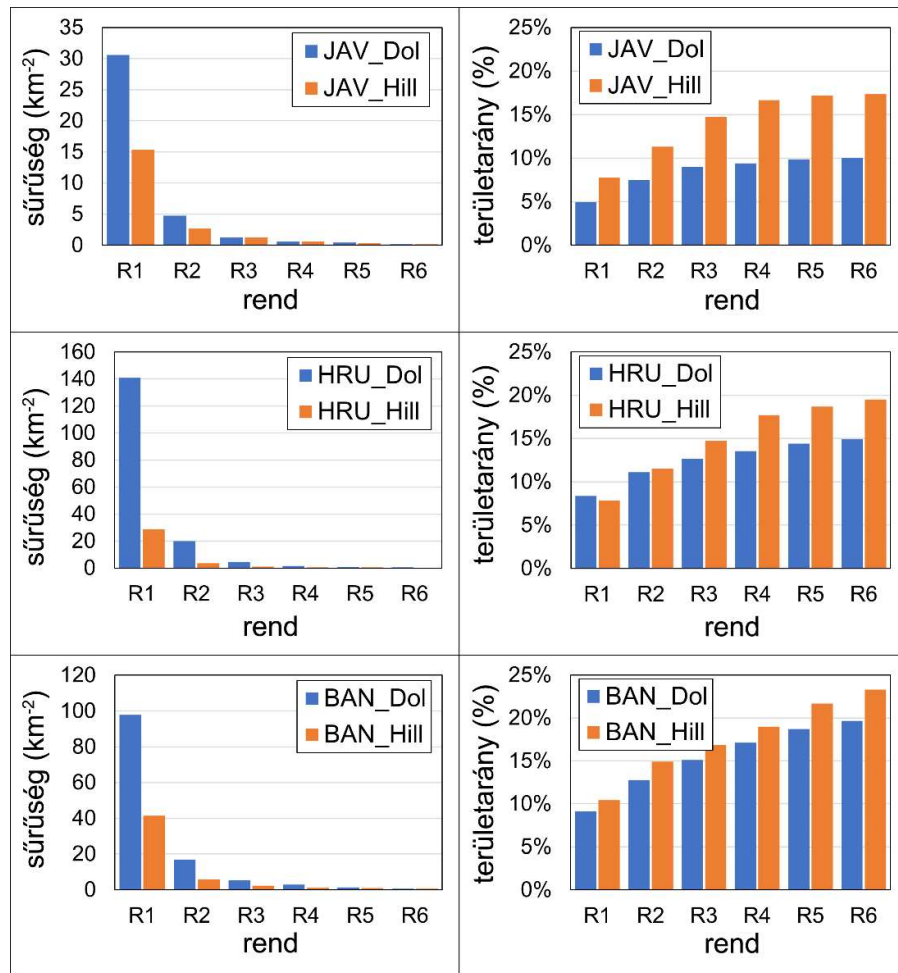
41.ábra. A Banjšice mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrökkel (DOL) és karszdombokkal (HILL). A világoskékkel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség > 0,7, relatív magasság > 20 m). Szintvonalköz: 10 m. A képen látható Vojnik csúcs a mintaterületek legideálisabb kúp alakú dombja.

4.1.3.2. Szlovén mintaterületek elemzésének eredményei

A morfológiai elemzés eredményét számszerűen a 8. táblázat tartalmazza. Az egyes paraméterek minimum és maximum értékei mellett a medián értékét adtam meg (ahol ennek értelme volt), mivel ez ferde eloszlások esetén jobban jellemzi egy adott sokaság „karakterisztikus” méretét, mint az átlag, amit az extrém értékek erősen befolyásolhatnak.

8. táblázat. A szlovén mintaterületek morfológiai paramétereinek rendűsége szerint.

Hely	Rend	Szám	Terület- arány	Sűrűség (km ⁻²)	Alapterület (m ²)			Mélység, ill. rel. magasság (m)		
					Min	Median	Max	Min	Median	Max
JAVORNÍKI	DOL_R1	367	5%	30,6	71	809	41404	1,0	3,7	30,8
	DOL_R2	57	7%	4,8	452	5744	53397	1,9	9,4	35,6
	DOL_R3	15	9%	1,3	8279	22067	57585	9,5	16,3	37,4
	DOL_R4	7	9%	0,6	19846	27239	29484	12,4	19,2	24,6
	DOL_R5	5	10%	0,4	26226	35155	82404	12,9	24,9	29,0
	DOL_R6	2	10%	0,2	35005	40979	46954	17,1	22,5	27,9
	HILL_R1	184	8%	15,3	62	2574	60898	1,0	4,7	39,8
	HILL_R2	32	11%	2,7	3628	13751	122984	4,3	14,9	50,6
	HILL_R3	15	15%	1,3	13834	40884	143134	6,0	25,2	53,4
	HILL_R4	7	17%	0,6	49233	72179	212276	20,7	29,8	51,8
	HILL_R5	4	17%	0,3	71553	88116	159686	23,7	27,1	36,1
	HILL_R6	2	17%	0,2	86341	93424	100506	27,6	28,8	30,0
HRUŠICA	DOL_R1	2817	8%	140,9	51	373	15198	1,0	2,5	20,1
	DOL_R2	395	11%	19,8	270	2206	17733	1,4	5,5	21,1
	DOL_R3	88	13%	4,4	1542	8195	34172	4,2	9,4	19,2
	DOL_R4	31	14%	1,6	7713	20755	61738	7,0	14,0	21,1
	DOL_R5	15	14%	0,8	22770	44549	103544	9,3	19,5	23,5
	DOL_R6	10	15%	0,5	29734	64627	128604	10,5	20,5	25,5
	HILL_R1	572	8%	28,6	42	975	36511	1,0	2,4	39,0
	HILL_R2	68	12%	3,4	301	7158	153884	1,7	8,7	66,3
	HILL_R3	20	15%	1,0	3636	45364	261077	7,0	30,9	76,6
	HILL_R4	11	18%	0,6	22279	161160	451903	10,2	50,4	104,4
	HILL_R5	9	19%	0,5	50956	192972	493279	23,8	52,7	108,6
	HILL_R6	5	20%	0,3	109180	266729	329912	44,9	57,2	77,4
BANJŠICE	DOL_R1	1494	9%	97,9	53	590	17982	1,0	3,2	26,2
	DOL_R2	259	13%	17,0	318	3242	37062	1,9	6,8	26,3
	DOL_R3	81	15%	5,3	2427	10474	48129	3,9	11,7	22,1
	DOL_R4	43	17%	2,8	6726	22887	88279	6,2	14,8	24,4
	DOL_R5	21	19%	1,4	16322	46773	135356	12,8	18,1	29,5
	DOL_R6	10	20%	0,7	35556	66867	248300	16,7	22,6	31,5
	HILL_R1	634	10%	41,5	87	950	133426	1,0	2,9	98,2
	HILL_R2	90	15%	5,9	219	5854	76199	1,5	8,2	54,4
	HILL_R3	35	17%	2,3	2918	23432	104132	4,2	18,8	57,3
	HILL_R4	17	19%	1,1	12423	55430	204890	10,4	37,2	63,1
	HILL_R5	14	22%	0,9	34892	68219	214706	11,7	45,3	93,3
	HILL_R6	9	23%	0,6	65984	104777	327234	17,3	55,9	104,2



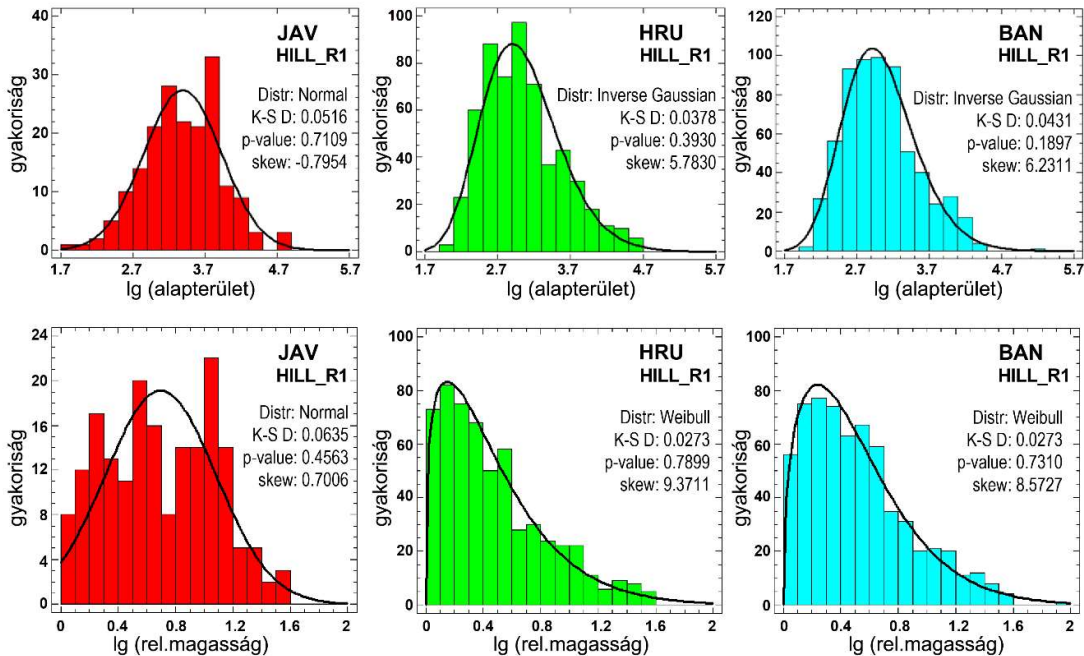
42. ábra. Balra: töbrök (DOL), illetve karsztdombok (HILL) sűrűsége rendűség szerint. Jobbra: Töbrök (DOL), illetve karsztdombok (HILL) területaránya rendűség szerint.

A vizsgált paraméterek közül elsőként a formák sűrűségi és területarány paramétereit elemeztem (42. ábra). A dolinák mindegyik mintaterületen jóval nagyobb számban (2-5-szörös számban) vannak jelen, mint a dombok. A rend növekedésével mindegyik formatípus darabszáma jelentősen csökken, az R1 és R2 között 6-8-ad részére, R2 és R3 között 2-4-ed részére, míg a további lépéseknél nagyjából a felére. Ez érvényes a dolinákra és a dombokra is. Az elsőrendű töbrök sűrűsége a három mintaterületen elég nagy eltéréseket mutat: legmagasabb a Hrušica esetében (140,9 km²), közepes a Banjšice mintaterületen (97,9 km²), és legkisebb a Javorniki területén (30,6 km²). Az előbbi érték kiemelkedően magasnak számít más területekkel összehasonlításban is (vö. töborsűrűségi adatok a *Szakirodalmi áttekintésben*), de még a legkisebb érték is jó-közepes dolinasűrűségnek tekinthető. A dolinasűrűség azonban nem egy tökéletes paraméter, nem tekinthetjük a karsztosodás egyértelmű fokmérőjének, mert az időbeli fejlődés során például a dolinák összenövésével a sűrűség csökkenhet, miközben a karsztosodás foka valójában erősödik. A formák által lefedett terület és az összterület aránya a területarány vagy töbrösödési arány (%), ami már figyelembe veszi a formák méretét is. Megállapítható, hogy ebből a szempontból a dolinák és a dombok közelítőleg egyensúlyban vannak. Az elsőrendű formák között a Javorniki esetében a dombok, a Banjšice esetében a dolinák vannak enyhe túlsúlyban, míg a Hrušica esetében majdnem teljesen egyeznek az értékek. A magasabb rendű formák felé haladva azonban minden esetben a dombok kerülnek túlsúlyba, vagyis ezek foglalnak el több

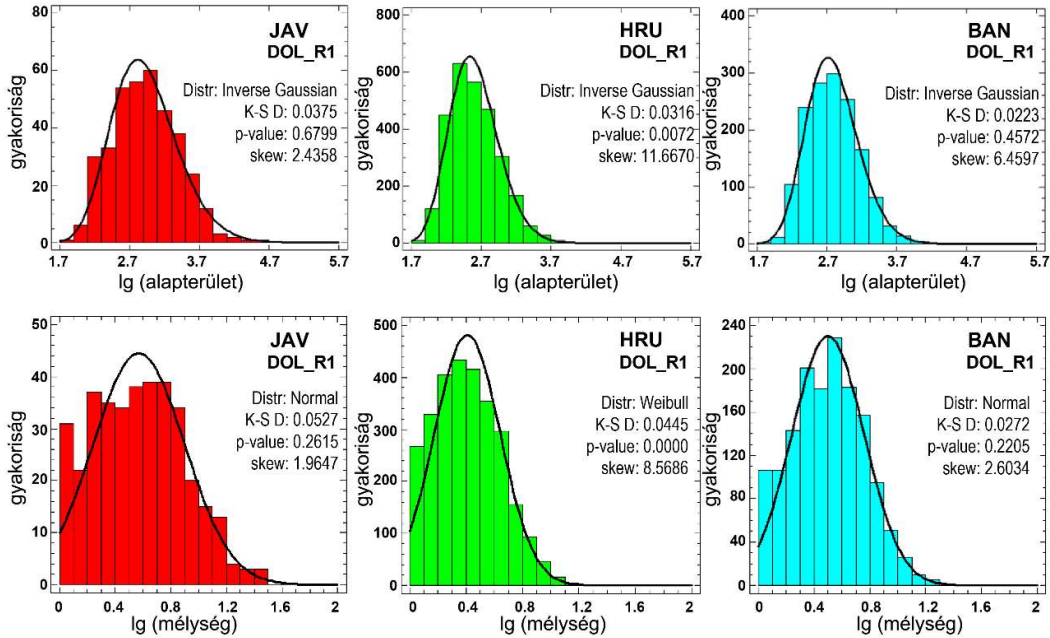
területet. Megjegyzendő, hogy a terület-lefedési számításnál az adott rendnél kisebb vagy egyenlő formákat vettem figyelembe, de oly módon, hogy az átfedő részek természetesen csak egyszer szerepelnek a számításban. Ilyen átfedő részek például az első rendű formák a másodrendű formákban.

A töbrök méret-paraméterei között az alapterületet és a relatív szintkülönbséget vizsgáltam meg alaposabban, amit dolinák esetében mélységnek, dombok esetében magasságnak értelmezhetünk. Az alapterület és a relatív szintkülönbség összefüggését regresszióanalízis segítségével is elemeztem.

Az empirikus eloszlások típusát az elsőrendű formákra vonatkozóan vizsgáltam. Ahogy azt a GTK töbr-morfometriai elemzésénél is láthattuk, a dolinák alapterületének eloszlása erősen ferde, ezért ajánlott logaritmikus transzformációt végrehajtani az alapadatokon. A szlovén mintaterületek alapján az derült ki, hogy a dombok alapterületének eloszlása (43. ábra) is hasonló ferdeséget mutat, mint a mélyedéseké (44. ábra). A függőleges kiterjedés eloszlása pedig még a logaritmikus transzformáció után is kisebb-nagyobb pozitív ferdeséget mutat. A log-transzformált alapterületek eloszlása viszont közel áll a szimmetrikushoz. A Javorniki mintaterületnél mind a domb-alapterület, mind a domb-magasság logaritmusára számos eloszlás közül a normál eloszlással modellezhető legjobban, ami azt jelenti, hogy a log-transzformáció előtti eloszlás típusa lognormális. A másik két mintaterület esetében a dolina-, illetve domb-alapterületek logaritmusára az Inverz Gauss, a dolina-mélység, illetve domb-magasság logaritmusára egy kivétellel a Weibull eloszlás illeszkedik legjobban. Az eloszlások illeszkedését két kivétellel a Kolmogorov-Szmirnov teszt is alátámasztja.

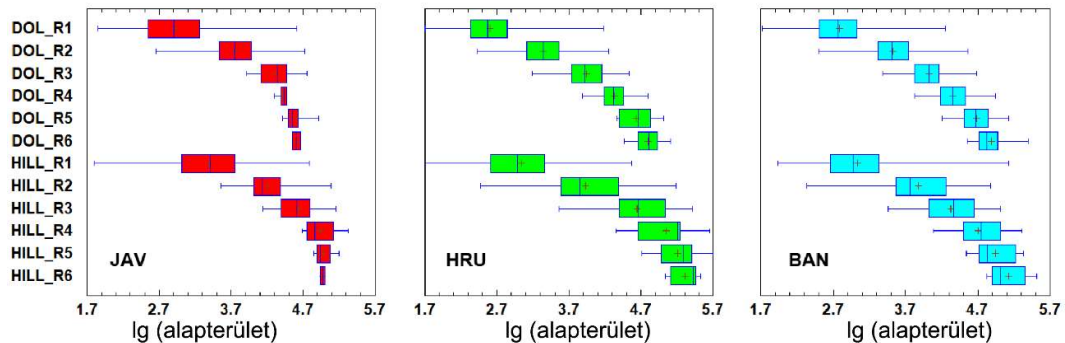


43. ábra. A karsztdombok (HILL) jellemzőinek (alapterület és relatív magasság) empirikus eloszlása és az illesztett elméleti eloszlásfüggvények. Az x tengelyen az eredeti paraméter-értékek logaritmus szerepel. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice. K-S D a Kolmogorov-Szmirnov teszt D értékét jelöli. 0,05-nél nagyobb p érték azt jelenti, hogy az illesztett elméleti eloszlás nem elvethető. „Skew” az eloszlás standard ferdeségét jelenti.



44. ábra. A töbrök (DOL) jellemzőinek (alapterület és relatív magasság) empirikus eloszlása és az illesztett elméleti eloszlásfüggvények. Az x tengelyen az eredeti paraméter-értékek logaritmusai szerepelnek. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice. K-S D a Kolmogorov-Smirnov teszt D értékét jelöli. 0,05-nél nagyobb p érték azt jelenti, hogy az illesztett elméleti eloszlás nem elvethető. „Skew” az eloszlás standard ferdeségét jelenti.

A továbbiakban a formák rendje szerint hasonlítom össze a paramétereket. Mivel az alapterületekben nagyságrendi eltérések is vannak, ezért ezek ábrázolásánál szintén logaritmikustranszformációt alkalmaztam (45. ábra). A másodrendű formák mediánértékei 5-7-szeres növekedést mutatnak az elsőrendűekhez képest, a másodrendűekről a harmadrendűekre lépésnél 3-4-szeres méretnövekedés jellemző, a fölött pedig zömmel már csak 2-szeres vagy kisebb a méretnövekedés.

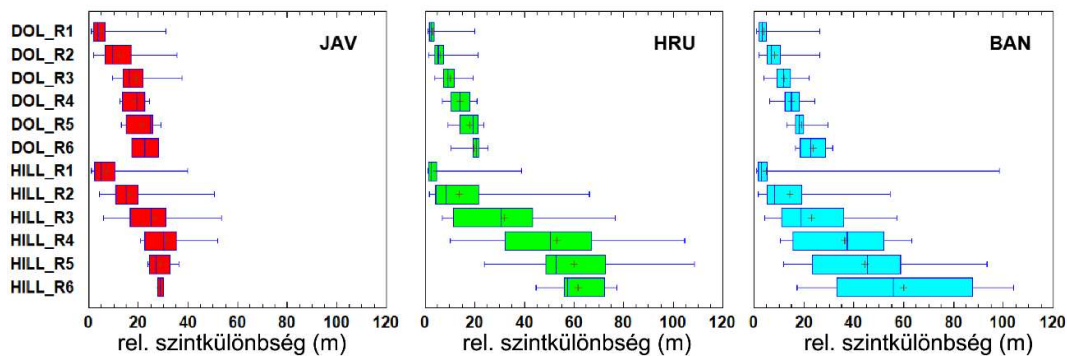


45. ábra. A töbrök (DOL) és karsztdomb (HILL) alapterületek dobozdiagramja. Az x tengelyen a tényleges méretek logaritmusai szerepelnek. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice

Az adott rendű dombok és az azonos rendű mélyedések területarányait többek között a medián alapján is összevethetjük. A Javorniki esetében azt tapasztalhatjuk, hogy a dombok 1,8-3,2-szer nagyobbak, mint a töbrök, a Hrušica esetében 2,6-7,8-szer, végül a Banjšice-nél van a legkisebb különbség a domb- és töbrök-alapterületekben, itt 1,5-2,2 ez a szorzó. A legnagyobb alapterület méreteket átlagos átmérőre átváltva azt kapjuk, hogy Javornikinél a

legnagyobb töbrő átmérője 323 m, a legnagyobb domb átmérője pedig 450 m. Hrušicánál 404 m, illetve 792 m, Banjšicénél pedig 562 m, illetve 645 m a legnagyobb kiterjedésű formák átmérője.

A zárt mélyedések mélysége, illetve a karsztdombok magassága a magasabb rendű formák felé haladva lassabb ütemben nő, mint az alapterületek esetében (46. ábra). Továbbá a dombok magassága, illetve a nekik megfelelő rendű töbrők mélysége közti méreetszorzó is kisebb: Javorniki esetében 1,1-1,6, Hrušica esetében 0,9-3,6, Banjšice esetében pedig 0,9-2,5 között változik ez az arány. Az 1-nél kisebb érték azt jelenti, hogy e két utóbbi mintaterület esetében a karsztdombok függőleges kiterjedése az elsőrendű formák esetében kevéssel kisebb, mint a dolináké. De ez csak az elsőrendű formákra érvényes. Ami a legmélyebb dolinákat illeti, a Javorniki mintaterületen 37 méter mély a rekorder forma, és érdekes módon ezen a területen nem a magasabb rendű formák között, hanem az alacsonyabb rendű (tehát kevéssé összetett) formák között találjuk a mélyebbeket. Hrušicánál sekélyebbek a formák, itt a legmélyebb töbrő csak 25 m mély. Itt viszont a várakozásoknak megfelelően egy összetett, hatodrendű forma a legmélyebb. Banjšicénél a két előző terület értéke közé esik a legmélyebb töbrő mélysége, melynek értéke 31,5 méter és ez esetben szintén egy hatodrendű formáról van szó. A dombok relatív magassága mindegyik esetben nagyobb, mint a töbröké, és itt sem feltétlenül a legösszetettebb formák a legmagasabbak. Javornikinél a legmagasabb egy harmadrendű forma 53 méterrel, Hrušicánál a 109 métert majdnem eléri egy ötödrendű domb, végül Banjšicénél egy hatodrendű forma ér el közel hasonló magasságot 104 méterrel.



46. ábra. A töbrő-mélységek (DOL), illetve dombmagasságok (HILL) dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice

A töbrő-mélység, illetve dombmagasság és az alapterület között elméleti geometriai okokból hatványfüggvény szerinti összefüggést tételezhetünk fel, amelyben a kitevő értéke 0,5. Ez az összefüggés akkor érvényesülne pontosan, ha a dolinák térbeli alakja egymáshoz geometriailag szigorúan hasonló lenne. A valóságban természetesen nem ez a helyzet, ezért a legjobban illeszkedő hatványfüggvény kitevője általában 0,5-nél valamivel magasabb (ld. a 9. táblázat r^2 és kitevő oszlopait). A 0,5-nél nagyobb kitevők azt jelzik, hogy a nagyobb formák felé haladva a függőleges kiterjedés valamivel gyorsabban nő, mint azt szigorú geometriai hasonlóság esetén várhatnánk – ez jellemző az esetek többségében. A 0,5-nél kisebb kitevők viszont a függőleges méret lassabb növekedését jelzik a nagyobb formák felé haladva, ezt Hrušica és Banjšice töbreinél tapasztalhatjuk. Ami a regressziós együtthatót illeti, a dombok esetében minden esetben valamivel magasabb regressziós együtthatót kaptam, mint a töbrőknél. Ez arra utal, hogy a dombok alakja bizonyos értelemben „egyformább”, mint a töbröké. Ez tulajdonképpen egy váratlan eredmény. Még meglepőbb azonban, hogy a korreláció szorossága a töbrők esetében a rendűséggel egyértelműen

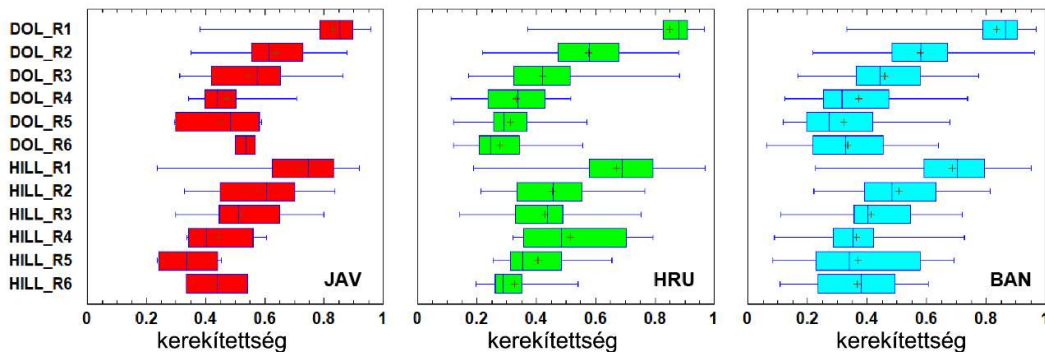
csökken, míg a dombok esetében némi ingadozással szinte állandó. Vagyis a nagyobb méretű dombok egymáshoz még jobban hasonlítanak, mint a nagyobb méretű zárt mélyedések. Ennek magyarázatára később visszatérek.

9.táblázat. Töbrök (DOL) és karszdombok (HILL) morfológiai paraméterei. A : alapterület, h : mélység (töbrök), illetve rel.magasság (karszdombok), d : ekvivalens átmérő

Hely	Rend	$A \sim h$		Kerekítettség			h/d		
		r^2	kitevő	Min	Median	Max	Min	Median	Max
JAVORNIKI	DOL_R1	0,73	0,60	0,38	0,85	0,96	0,04	0,12	0,75
	DOL_R2	0,68	0,52	0,35	0,61	0,88	0,04	0,11	0,34
	DOL_R3	0,59	0,51	0,31	0,57	0,86	0,07	0,11	0,16
	DOL_R4	0,31	1,05	0,34	0,44	0,71	0,07	0,10	0,13
	DOL_R5	0,58	0,62	0,29	0,48	0,59	0,06	0,09	0,12
	DOL_R6	n.a.	n.a.	0,50	0,53	0,57	0,08	0,10	0,11
	HILL_R1	0,79	0,64	0,24	0,75	0,92	0,03	0,09	0,25
	HILL_R2	0,72	0,58	0,33	0,61	0,84	0,05	0,11	0,18
	HILL_R3	0,84	0,71	0,30	0,51	0,80	0,04	0,10	0,13
	HILL_R4	0,97	0,59	0,34	0,40	0,61	0,08	0,09	0,10
	HILL_R5	0,83	0,49	0,24	0,34	0,45	0,07	0,08	0,09
	HILL_R6	n.a.	n.a.	0,33	0,44	0,54	0,08	0,08	0,08
HRUŠICA	DOL_R1	0,71	0,55	0,37	0,88	0,97	0,03	0,11	0,77
	DOL_R2	0,67	0,51	0,22	0,58	0,88	0,05	0,10	0,48
	DOL_R3	0,56	0,42	0,17	0,42	0,88	0,04	0,09	0,15
	DOL_R4	0,24	0,34	0,11	0,34	0,52	0,04	0,08	0,13
	DOL_R5	0,25	0,29	0,12	0,29	0,57	0,04	0,07	0,11
	DOL_R6	0,22	0,25	0,12	0,24	0,56	0,04	0,07	0,09
	HILL_R1	0,81	0,60	0,19	0,69	0,97	0,03	0,08	0,22
	HILL_R2	0,88	0,69	0,21	0,46	0,77	0,04	0,10	0,18
	HILL_R3	0,86	0,66	0,14	0,44	0,75	0,05	0,11	0,15
	HILL_R4	0,87	0,67	0,32	0,48	0,79	0,06	0,14	0,15
	HILL_R5	0,86	0,61	0,25	0,35	0,65	0,08	0,13	0,15
	HILL_R6	0,58	0,33	0,20	0,29	0,54	0,10	0,11	0,15
BANŠIČE	DOL_R1	0,71	0,58	0,33	0,87	0,97	0,02	0,12	0,43
	DOL_R2	0,64	0,49	0,22	0,58	0,96	0,04	0,11	0,27
	DOL_R3	0,46	0,38	0,17	0,44	0,77	0,05	0,10	0,19
	DOL_R4	0,32	0,31	0,13	0,32	0,74	0,05	0,08	0,17
	DOL_R5	0,15	0,16	0,12	0,27	0,68	0,05	0,07	0,13
	DOL_R6	0,02	0,05	0,06	0,33	0,64	0,04	0,07	0,13
	HILL_R1	0,85	0,65	0,23	0,70	0,95	0,03	0,09	0,24
	HILL_R2	0,89	0,70	0,22	0,48	0,81	0,05	0,10	0,23
	HILL_R3	0,87	0,76	0,11	0,40	0,72	0,06	0,10	0,22
	HILL_R4	0,82	0,73	0,09	0,35	0,73	0,06	0,12	0,20
	HILL_R5	0,72	0,86	0,08	0,34	0,69	0,06	0,11	0,20
	HILL_R6	0,67	0,84	0,11	0,38	0,61	0,06	0,15	0,19

A dimenzió nélküli paraméterek függetlenek az objektumok tényleges méretétől, ezért az alak jellemzésére kiválóan alkalmasak. Az alábbiakban a kerekítettséget, illetve a

függőleges arányszámot elemzem. A körhöz legközelebb álló objektumok kétségkívül az elsőrendű töbrök, amelyeknek a zöme 0,8 fölötti kerekítettséggel jellemezhető (47.ábra). De az elsőrendű dombok között is található 0,9 fölötti értékeket (bár erre a csoportra vonatkozóan a medián csak 0,7 körül van). A rendűség növekedésével általában romlik a kerekíttség nagyjából az ötödrendig. Kivételt jelentenek ez alól Hrušica dombjai, amelyek kerekítettsége a másodrendtől fölfelé már nem mutat ilyen trendszerű változást.

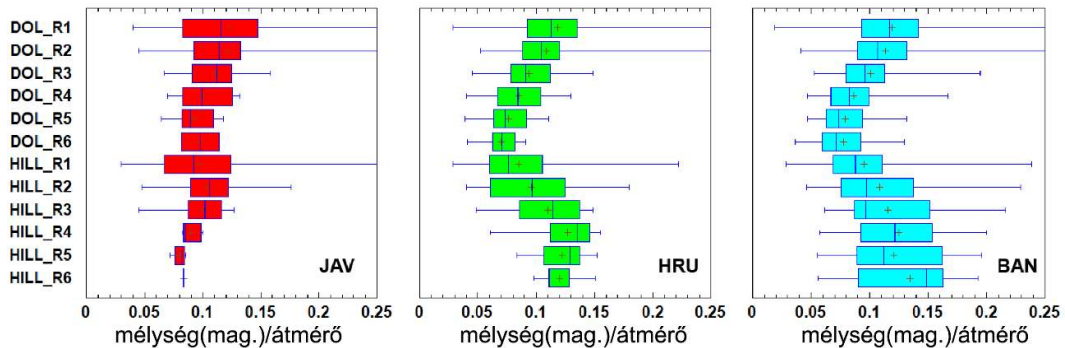


47.ábra. A töbrök (DOL) és karsztdombok (HILL) kerekíttségének dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice

A formák vertikális alakját a töbr-mélység, illetve a domb-magasság és az alapterületből számított ekvivalens átmérő hányadosával jellemezhetjük. Ez egy gyakran használt mutatószám mind a töbrök, mind a kúphegyek jellemzésére (48.ábra). Ez a mutató tulajdonképpen a forma jellemző lejtőszögével áll szoros kapcsolatban, meredekebb falú formák esetében magasabb értékek várhatók. A 0,1-es érték, ami nagy átlagban mindegyik területre jellemző, azt jelzi, hogy 10 méteres átmérőnek nagyjából 1 méteres töbr-mélység, illetve domb-magasság feleltethető meg. A többi paramétertől eltérően ennél a mutatónál sokkal kevésbé egyértelmű a kép, és különös módon két mintaterületen is azt tapasztalhatjuk, hogy a rendűség növekedésével eltérő a változás iránya, ha a töbröket, illetve ha a dombokat tekintjük. A dolinák esetében a nagyobb rendűséggel csökken a mutató értéke, ami azt fejezi ki, hogy a nagyobb formák relatíve sekélyebbek, mivel elsősorban oldalirányban összenövő, kisebb formákból állnak, tehát a mélységük nem nő olyan ütemben, mint a magasságuk. Ez logikus és az elsődleges várakozásoknak megfelelő. A dombok esetében viszont két mintaterületen is (Hrušica, Banjšice) csökken a magasság/átmérő arány a rendűséggel. Ez arra utal, hogy a dombok átlagos meredeksége a nagyobb formáknál kicsit még nő is. Ebből pedig arra következtethetünk, hogy a tetőközeli részek enyhén laposabbak, mint az oldalak, ami a „lekerekített domb” elnevezésnek éppen megfelel. Továbbá arra is utal ez a statisztikai eredmény, hogy a nagy dombok a töbrökkel ellentétben nem oldalirányban „összenőtt formák”, hanem eleve egy nagyobb léptékű tömbből „kifaragott” alakzatok.

Ahogy arra a *Szakirodalmi áttekintésben* is utaltam, a trópusi karsztok morfológiai osztályozásának egy fontos szempontja, hogy a mélyedések és kiemelkedések egymáshoz képest hogyan helyezkednek el. *Liang & Xu (2014)* hívták fel a figyelmet arra, hogy vannak mélyedésekben lévő kis csúcsok, illetve dombokon elhelyezkedő kis nyelők is. A csúcs definíciója: olyan pixel, amelyet csupa nála alacsonyabb pixel vesz körül. A nyelő definíciója pedig ennek a fordítottja. A *Liang & Xu (2014)* által említett „formakeveredés” az általam vizsgált szlovéniai mintaterületeken nem nagyon jellemző. A Javorniki mintaterületen például egy zárt mélyedésben sincs csúcs, még a magasabb rendűekben sem. A másik két mintaterületen szórványosan előfordul egy-egy kis csúcspont az összetett mélyedésekben. A hatodrendű töbrökben fordul elő a legnagyobb érték, ami a „töbrben

elhelyezkedő csúcsok” számát méri, ennek értéke 5, de ez csak egy-egy formára jellemző. Fordítottan sem nagyon jellemző az egymással való keveredés. A Javorniki és Banjšiče-i mintaterületeken szórványosan fordul elő, hogy egy-egy domb területén belül 1-3 nyelő van. Hrušica esetében viszont akár 10 fölé is fölmehet ez az érték, de ez a magas szám csak néhány magasabb rendű domb esetében jellemző, melyeken viszonylag sok nyelő található.



48. ábra. A töbrök (DOL) és karszdombok (HILL) mélység/átmérő, illetve magasság/átmérő arányának dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšiče

Az összetettséget jellemezhetjük a „saját típusú” elsőrendű formák nagyobb formákban való előfordulási gyakoriságával is, magyarázva azzal, hogy egy-egy összetett, zárt mélyedésben hány kisebb nyelők bújik meg, illetve hogy egy-egy nagyobb dombon belül hány kisebb csúcs akad. Ezekre a mutatókra már magasabb értékek jellemzők: az ötöd- és hatodrendű dombok mediánértékben 6-8 kisebb csúcsot tartalmaznak, de szélsőértékként előfordulnak 10 föléti csúcscsok is. Megfigyelhetjük továbbá, hogy az összetett zárt mélyedések még inkább bővelkednek elsőrendű nyelőkben. Az ötöd- és hatodrendű formák a Javorniki területen mediánértékben 8 kis nyelőt tartalmaznak, de a másik két mintaterületen 12 és 19 között változik ez az érték. Az egy nagy mélyedésre jutó maximális nyelőszám pedig e két utóbbi területen 58, illetve 67.

4.1.3.3. A szlovén mintaterületek eredményeinek értelmezése és diszkussziója

A fenti eredmények szerint a karsztos dombok a mérsékelt övi karsztfennsíkokon is hangsúlyos elemek lehetnek. A karsztosodás folyamatából egyébként logikusan következik, hogy a karsztokon a kiemelkedések bizonyos mértékig kerekded alaprajzú, zárt formák lesznek. Ugyanis a fluviális tájakra jellemző gerincek kialakításáért éppúgy a folyóvizek felelősek, mint magukért a völgyekért. A karsztokon, mivel bevágódó völgyek nem jellemzők, ezért a dolinák között visszamaradó dombok kisebb méretű, zárt formák lesznek, melyek „éleit” az erózió különböző tényezői bizonyos fokig elsimítják. Ez lényegében megfelel **Ford & Williams (2013) Szakirodalmi áttekintésben** idézett gondolatának a maradványhegyek keletkezéséről, azzal a kiegészítéssel, hogy úgy tűnik, hogy ez a folyamat mérsékelt övi karszterületeken is érvényesül bizonyos mértékig.

Felmerülhet a kérdés, hogy morfológiai alapon mit tekinthetünk kúpszerű dombnak. Erre a kérdésre komplex válasz a „domb-sokaságok” empirikus eloszlásának statisztikai vizsgálatával adható meg, ahogy azt az előző alfejezetben bemutattam. Ha azonban rövid, frappáns választ szeretnénk, akkor kénytelenek vagyunk néhány önkényesen választott küszöbértéket megadni. Ha az egészen kis méretű (néhány méteres nagyságrendű) zárt mélyedéseket is már töbröknek tekintjük, akkor ezen az alapon a dombokat is a néhány méteres nagyságrendtől kell figyelembe vennünk. Másfelől azonban a „domb” kifejezéshez mégiscsak egy nagyobb méretet képzelünk el. Így viszonylag megengedő küszöbértékekkel

„kúpszerű dombnak” nevezhetjük azokat a formákat, melyek kerekítettsége 0,7 fölötti, magassága pedig legalább 20 méter. E kettős kritériumnak megfelelő formákat emeltem ki világoskék színnel a fenti ábrákon (39-41. ábra). A „legideálisabb karsztdombnak” a vizsgált három mintaterületen belül a Volnik-hegyet tartom, melynek relatív magassága 98 m, kerekítettsége pedig 0,83 (41. ábra).

A vizsgált területeken a dombok térbeli elhelyezkedését a geológiai térképekkel összevetve megállapítható, hogy egyes mintaterületeken belül a nagyobb, markánsabb formák elterjedése egyes geológiai formációkhoz köthető. A Javorniki esetében például a cenomán és turon mészkövekhez és breccsákhoz. A Hrušica esetében a felszíni jura-kréta közethatár enyhén ívelt ÉK-DNy-i futásával párhuzamos a dombok elhelyezkedése és megnyúltsága, a közethatárokhoz pedig konkrétan a mélyedések kapcsolódnak. A Banjšice esetében az ÉNY-DK-i, illetve NyÉNy-KDK-i irányú törésvonalak hatása ismerhető fel. E kapcsolatok részletesebb vizsgálata további kutatásokat igényel, mely nem célja a jelen morфомetriai elemzésnek.

Itt jegyzem meg, hogy a morфомetriai számítások során kapott egyes mutatók abszolút értékeit kellő óvatossággal szükséges kezelni (ilyen például az egyes rendekhez tartozó darabszám, illetve az ebből számolt „keveredési” mutatók). Ugyanis ezek tényleges értéke függ az előfeldolgozás során alkalmazott feltöltési küszöbértéktől. Ugyanakkor a paraméterek egymáshoz viszonyított arányait ettől függetlenül objektív jellemzőnek gondolom.

Egy érdekes kérdés, hogy a morфомetriai vizsgálatokban az itt bemutatott, alapvetően raszteres megközelítés, vagy a *Liang & Xu (2014)* és *Yang et al. (2019)* által alkalmazott vektoros szintvonal alapú módszerek teljesítenek-e jobban. Ez utóbbiról közvetlen tapasztalatom nincs, ezért csak arra tudok támaszkodni, ami az említett cikkekben szerepel. Ezek alapján a következőket mondhatom:

- Elméletben a kétféle módszer ugyanaz az eredményt kell, hogy adja, vagyis az egymásba skatulyázott mélyedéseket és dombokat elvben egyformán kell lehatárolniuk. A formák körvonalai mindegyik módszer esetén egy adott szinthez köthetők, tehát a lehatárolással foglalkozó alfejezetben említett meredekség-alapú lehatárolás problémáját egyik módszer sem oldja meg. A további morфомetriai feldolgozásban természetesen vannak bizonyos különbségek az egyes módszerek között.
- A gyakorlatban a szintvonalas módszernél a szintvonalköz meghatározza a lehatárolás pontosságát. Ha a szintvonalakat jó felbontású DTM alapján kis szintvonalközzel határozzuk meg, akkor a vektoros módszerrel is nagy pontosság érhető el.
- Hidrológiai műveleteket tartalmazó GIS szoftverekkel a jelen cikkben is használt algoritmus végigvihető (bár a hatékony alkalmazás programozás segítségével jelentősen gyorsítható). A szintvonal-alapú módszer több önálló GIS-eszköz fejlesztését igényli, de ezek kidolgozása után esetleg hatékonyabb lehet, mint a raszter alapú algoritmus. Részletes információk és elemzések hiányában ez egyelőre csak egy hipotézis, mely további kutatásokat igényel.

4.2. Vulkan-morфомetriai vizsgálatok a Középső-Andok példáján

4.2.1. A Középső-Andok bemutatása vulkán-morфомetriai szempontból

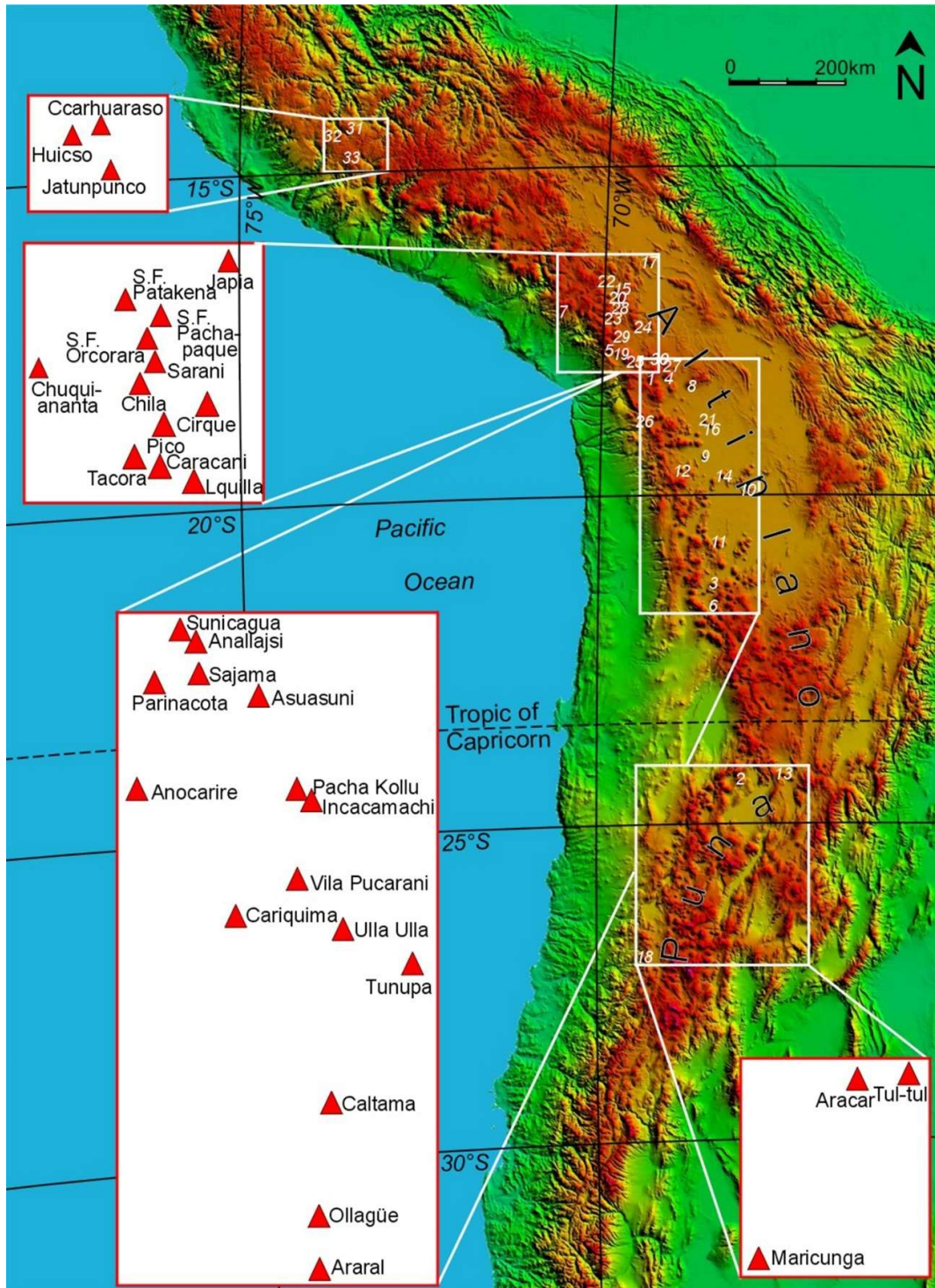
A vizsgált vulkánok a Középső-Andok központi övezetében tartoznak a déli szélesség 14-29°-a között. A vulkáni övezet a Nazca-lemez alábukása nyomán jött létre (*Stern, 2004*). A jelenlegi aktív vulkáni zóna az Andok Nyugati-Kordilleráiban húzódik, de az idősebb, miocén-negyvedidőszaki vulkanizmus nagyobb K-Ny-i kiterjedésű területet foglal el, főként a terület középső részén (a bolíviai Altiplano mentén). Mindebben az ív vándorlása és az

alábukás változó szöge játssza a főszerepet (*Isacks, 1988, Matteini et al., 2002, Stern, 2004, Mamani et al., 2010*).

A Középső-Andok miocén-holocén vulkánjai sok kevéssé ismert, nehezen megközelíthető tűzhányót foglalnak magukba, amelyek közül többnek a tengerszint feletti magassága jóval meghaladja az 5000 m-t (egyebek mellett a Föld legmagasabb, 6500 m-t meghaladó vulkánjai is itt található). Az eddigi kutatások elsősorban a negyedidőszaki és recens vulkánokra összpontosítottak. Hozzájuk képest a kialudt vulkánok többsége rosszul ismert, gyakorlatilag alig áll rendelkezésre róluk több információ, mint az az általános megállapítás (*de Silva & Francis, 1991*), hogy: „A Középső-Andok LANDSAT-műholdképein bőven 1000 feletti számban találunk olyan domborzati formákat, amelyeknek a morfológiája egykori vulkánt jelez (...) a térségben jellemző lassú erózió alapján sok ezek közül akár 5-10 millió éves is lehet”. A különösen épen megőrzött vulkánok nagy számára – mindenekelőtt az Altiplano-Puna-fennsíkon (*Davidson & de Silva, 2000*) – az igen régóta (~15 Ma) uralkodó száraz éghajlat ad magyarázatot (*Alpers & Brimhall, 1988, Hartley, 2003, Ehlers & Poulsen, 2009, Garreaud et al., 2010*). A szokatlan éghajlati körülmények rendkívül kicsi eróziós rátákat eredményeznek, aminek következtében még akár 14 millió éves vulkánok is viszonylag könnyen felismerhetők. Az általános száraz éghajlaton belül (ugyanilyen időtávlatban) szabályos, délről észak felé történő csapadéknövekedés mutatható ki az Andok orogén övének nyugati peremén – a szélsőségesen száraz Puna-fennsíktől a száraz Altiplanón át a kissé nedvesebb Dél-Peruig (*Placzek et al., 2006*), ezen belül helyi jelentőségű klímaingadozásokkal. Végző soron elmondható, hogy az elmúlt ~15 millió évben folyamatosan száraz éghajlattal jellemzett terület kivételes lehetőséget nyújt a hosszú távú eróziós ráták mennyiségi vizsgálatára.

Az alábbiakban a Középső-Andok rétegvulkánjainak (49.ábra) lepusztulását vizsgáljuk. A hosszú távú erózió mennyiségi elemzéséhez különböző korú és eltérő lepusztultsági fokú vulkánokat kellett kiválasztani, emellett a megbízható összevetéshez egységes kiindulási vulkánalakra volt szükségünk. A Középső-Andokban többféle vulkántípus létezik igen változatos morfológiával, mint például rétegvulkánok, lávadóm-együttesek, monogenetikus központok, pajzsvulkánok, összetett dóm-kúp-együttesek (*de Silva & Francis, 1991, Grosse et al., 2009*). Ezek között sok a viszonylag egyszerű, szabályos rétegvulkáni kúp, melyek építőanyaga jellemzően bázisos andezit, nagyrészt lávafolyások formájában. Ezek a vulkánok nemcsak nagyon szabályos alakjukkal, de rövid életidejükkel (<100-200 ka) is markáns csoportot alkotnak (*Wörner et al., 2000, Thouret et al., 2001, Hora et al., 2007*). A Középső-Andok e tűzhányóinak közettani és vulkanológiai hasonlóságát már számos tanulmány kimutatta (*de Silva & Francis, 1991, Davidson & de Silva, 2000, Trumbull et al., 2006*). E vulkánocsoportban a bonyolultabb, fejlettebb közettani összetétel ritka és csak kis térfogatot képvisel (pl. dácit-riodácit dómok, dóm-csoportok és ezekhez kapcsolódó piroklasztitok). Azok az Andok-beli tűzhányók, amelyek jelentősen eltérnek az egyszerű rétegvulkántípustól, egyszersmind nagyobb közettani változatosságot és hosszabb életidőt mutatnak. Jelen elemzésben azonban csak az egyszerű, andezites rétegvulkánokra szorítkozunk.

A 33 vizsgált tűzhányó az Altiplano-Puna-fennsíkon és annak környékén található. Közülük 27 (a 16° és 22°d.sz. között) a 3800-4000 m magas Altiplanóból emelkedik ki. Három vulkán északon, Peru Aycucho tartományában, a 14°d.sz. táján van, míg további három a Puna-fennsíkon, a 24°-27°d.sz. között, mindkét esetben szintén 4000 m tszf. magasság fölött. Ennek következtében, bár a tűzhányók tengerszint feletti magassága elérheti a 6500 m-t (a szélsőértékek: 4776 és 6547 m), a vulkáni felépítmények relatív magassága az alaplattól a csúcsig csak 600 és 2500 m között mozog, a többség esetében (a 33-ból 20 esetben) 1000 és 2000 m között (ld. 10.táblázat).



49.ábra. A Középső-Andok vizsgált rétegvulkánjai. Számozás, mint a 10. táblázatban

10. táblázat. A Középső-Andok vizsgált vulkánjainak földrajzi, morfolometriai, volumetriai és kronológiai jellemzői. Félkövérrrel kiemelve a lepusztulási arányszám és az eróziós ráta.

Vulkán			Morfolometriai adatok						Eroziósámiás				Koradatok						
Név	Hossz.	Szél.	Orsz.	Csúcs magas.	Alap-szint	Rel. magasság (h)	Terület (km ²)	Mag./átmérő (h/d)	Rekonst. térfogat (km ³)	Jelen térfogat (km ³)	Erozió (km ³)	Lepuszt. arány (%)	Lepuszt. arány hiba (%)	Felszín alacs.	Eroziós ráta (m/Ma)	K/Ar kor (Ma)	"Eroziós" kor (Ma)	Elérés K/Ar-tól (Ma)	
1	Parímacota	-18,17	-69,15	Chile	6328	4560	1768	170,6	40,6	40,6	0	0		m		290 ka*			
2	Aracar (Puna)	-24,29	-67,79	Argentina	6064	4100	1964	192,4	63,4	61,6	1,8	2,8	0,6	9	93,6	~0,1**	-0,1	-0,2	
3	Ollagüe	-21,30	-68,17	Chile/Bolivia	5851	3800	2051	246,6	92,3	88,7	3,6	3,9	0,9	15	112,3	0,13±0,04 ¹	0,4	0,2	
4	Sajama	-18,10	-68,88	Bolivia	6547	4050	2497	496,8	255,3	237,7	17,6	6,9	1,4	35			1,4		
5	Tacora	-17,72	-69,77	Chile	5953	4100	1853	129,9	57,3	53,1	4,2	7,3	1,7	32	66,1	0,489±0,015 ²	1,6	1,1	
6	Ararat	-21,60	-68,18	Chile/Bolivia	5647	3900	1747	109,4	47,2	43,4	3,8	8,1	1,8	35			1,9		
7	Chiquitananta	-17,08	-70,47	Peru	5538	4000	1538	364,4	248,1	219,1	29	11,7	2,1	80	24,6	3,23±0,5 ³	3,2	0,0	
8	Asuasini	-18,23	-68,53	Bolivia	5099	3900	1199	433,2	0,5	138,6	121,4	12,4	2,7	40			3,4		
9	Vila Pucarani	-19,32	-68,30	Bolivia	4887	3700	1187	268,4	0,6	89,1	77,4	13,2	2,9	44			3,7		
10	Tunupa	-19,83	-67,63	Bolivia	5303	3700	1603	203,3	0,10	84,6	72,7	14	2,7	58			4,0		
11	Caltama	-20,65	-68,12	Bolivia	5358	3700	1658	179,7	0,11	88,9	76,4	12,5	14,1	2,9	70		4,1		
12	Cariquina	-19,53	-68,67	Chile	5366	3820	1546	123,3	0,12	42,7	36	6,7	15,7	3,8	54		4,6		
13	Tul-nul (Puna)	-24,19	-64,10	Argentina	5262	3800	1462	106,7	0,13	40,1	33,3	6,8	16,9	3,2	64	7,3±0,7 ⁴	5,1	-2,2	
14	Ulla Ulla	-19,62	-68,03	Bolivia	5036	3720	1316	103,9	0,11	47,1	38,7	8,3	17,7	3,3	80		5,4		
15	San F. Pachapaque	-16,80	-69,66	Peru	4923	4000	923	105	0,08	41,6	33,3	8,3	20	3,5	79		6,2		
16	Incaamachi	-18,87	-68,22	Bolivia	4776	3700	1076	169,6	0,07	50,9	38,9	12	23,5	5,7	71		7,5		
17	Japia	-16,35	-69,15	Peru	4795	3840	955	417,1	0,04	117,3	89,5	27,7	23,6	5,1	66	7,2±0,09 ⁵	7,5	0,3	
18	Maricunga (Puna)	-27,00	-69,20	Chile	4972	3800	1172	221,8	0,07	100,5	77,5	23	23,7	3,8	104	14,6±0,6 ⁶	7,6	-7,0	
19	Caracani	-17,75	-69,62	Chile	5175	4100	1075	263,5	0,06	126,1	95	31,1	24,7	4,1	118		7,9		
20	San F. Orcovara	-16,88	-69,77	Peru	5012	4100	912	119,6	0,07	35,4	26,4	9	25,3	6,6	75		8,1		
21	Pacha Kolla	-18,80	-68,30	Bolivia	4756	3730	1026	107,9	0,09	37,4	27,7	9,6	25,8	5,3	89		8,3		
22	San F. Patakana	-16,65	-69,83	Peru	5015	4200	815	103,9	0,07	43,5	31,8	11,7	26,9	4,1	113		8,7		
23	Chila	-17,22	-69,72	Peru	5157	4230	927	115,9	0,08	38,9	28,3	10,5	27,1	7,0	91		8,8		
24	Cirque	-17,35	-69,37	Bolivia	5067	4100	967	235,6	0,06	87,2	61,7	25,3	29,2	6,0	108		9,6		
25	Liquilla (Cosapilla)	-17,85	-69,50	Chile	5322	4200	1122	184,1	0,07	65,2	45,7	19,4	29,8	5,8	105		9,8		
26	Anocarite	-18,78	-69,23	Chile	4996	4100	896	142,4	0,07	55	38,5	16,5	30	5,6	116	10,4±0,7 ⁷	9,9	-0,5	
27	Anallaji	-17,93	-68,90	Bolivia	5549	4200	1349	368,8	0,06	154,5	106,8	47,7	30,9	5,8	129		10,2		
28	Sarapi	-17,15	-69,68	Peru	5072	4250	822	91,7	0,08	33	22,3	10,8	32,6	5,7	118		10,8		
29	Pico	-17,52	-69,68	Peru	5405	4340	1065	159,8	0,07	76,1	50,6	25,5	33,5	5,3	160		11,1		
30	Sonicagua	-17,87	-68,98	Bolivia	4999	4230	769	134,1	0,06	44,9	29,2	15,7	35	8,5	117		11,7		
31	Ccarhuaraso (Peru)	-14,32	-73,78	Peru	5076	4000	1076	161,8	0,04	294,9	172,2	122,6	41,6	5,9	199	21,6	9,2±0,5 ⁸	14,1	4,9
32	Huico (Peru)	-14,40	-74,02	Peru	4599	4000	599	157,2	0,04	64,5	37,3	27,1	42,1	6,9	172		14,3		
33	Jatunpuncu (Peru)	-14,73	-73,72	Peru	5143	4400	743	341,6	0,04	131,3	67	64,3	49	8,1	188	13,1	14,5±0,7 ⁹	16,8	2,4
	Min				4599	3700	599	91,7	0,04	33	22,3	3,6	3,9	0,9			7,1		
	Max				6547	4400	2497	616,8	0,15	294,9	237,7	122,6	49,0	8,5			112,3		
	Average				5215	3991	1224	217,7	0,08	88,9	69,1	19,8	21,8	4,3			36,8		

*utolsó kitörés 290 ka ezelőtt (Hora et al. 2007); **lehetőséges kor Bull. Global Volcanism Network report 04/1993 BGVN 18:04 alapján
 1,2 - Wörner et al (2000); 3, 5 - Kaneoka and Guevara (1984); 4 - Vandervoort et al. (1995); 6 - Kay et al. (1994); 7 - Charrier et al. (2004); 8, 9 - Bellon and Lefèvre (1977)

A vulkánok kiválasztása során az egyszerű, szimmetrikus kúpalak mellett a viszonylag sík aljzaton való településre is tekintettel voltunk, valamint arra, hogy a vulkán ne legyen átfedésben más vulkáni felépítménnyel. Vulkán-adatbázisunk a fiatal, éptől az idős, különböző mértékben lepusztult és felszabdalt kúpokig igen eltérő példákat foglal magában, melyeknek azonban a hosszú távú erózió ellenére egytől-egyig jól felismerhető, egyszerű, szabályos alakjuk van. Vulkánválogatásunk 11 db K/Ar- vagy Ar/Ar-koradattal rendelkező példát is tartalmaz (*Bellon & Lefèvre, 1977, Kaneoka & Guevara, 1984, Kay et al., 1994, Vandervoort et al., 1995, Wörner et al., 2000, Charrier et al., 2005, Hora et al., 2007*). A legidősebb tűzhányó középső-miocén, de a korok széles skálája figyelhető meg a pliocénen át a negyedidőszak végéig, lehetővé téve, hogy általános következtetéseket vonjunk le az időarányos lepusztulásra. Ugyanakkor a vulkánok többsége csak egy koradattal rendelkezik, ami felveti a kérdést, hogy honnét számítsuk a tűzhányó kialakítását, így az erózió kezdetét. Tekintve, hogy a kiválogatott rétegvulkánok viszonylag rövid kúpépítő időszakok során épülhettek fel, ez nem okoz nagy problémát. Nyilván a kúp felépülése során is már volt komolyabb erózió, sőt a kúp részleges vagy teljes összeomlása is bekövetkezhetett, de a legvégül létrejövő, majd kialakuló kúp alakját ez nem feltétlenül érintette. Erre jó példa a szabályos Parinacota vulkán, mely teljesen „újjaépült” egy 15-20 ezer évvel ezelőtti hegycsuszamlást követően (*Hora et al., 2007*). Mivel az erózió időtartama (a vizsgált vulkánok esetében jellemzően több millió év) egy vagy két nagyságrenddel hosszabb, mint a vulkánok életideje, és mivel a kiválasztott tűzhányók morfológiája, szerkezeti és közettani viszonyai is igen hasonlóak, így minden esetben a Parinacotáéhoz hasonló rövid felépülési időt valószínűsítünk. Ennek értelmében akár egyetlen radiometrikus koradat is támpontot adhat az erózió kezdetére vonatkozóan (különösen az idősebb vulkánoknál).

A vizsgált terület kiemelkedése és a fennsík kialakulása a Középső-Andok tektonikus térrövidüléséhez kapcsolódik, amely 25 millió évvel ezelőttre nyúlik vissza (*Allmendinger et al., 1997, Gregory-Wodzicki, 2000*). A folytatódó rövidülés eleinte a Keleti-Kordillerákat érintette, majd a késő miocéntól (kb. 10 Ma) a felföld egésze fokozatos kiemelkedésnek indult. Utóbbi időszakban további 2-3 km magasságnövekedésre került sor, ami végső soron az Altiplano mai magasságához és ezzel együtt a nyugati lejtőkön mély kanyonvölgyek bevágódásához vezetett (*Wörner et al., 2000, Schildgen et al., 2007, 2009a, 2009b, 2010, Thouret et al., 2007, Ehlers & Poulsen, 2009*). A tektonikus tényezők mellett a száraz éghajlat és a peru-chilei óceáni áramlási rendszer lehülése is hozzájárulhatott az orogenetikus kéregvastagodáshoz oly módon, hogy csökkentették a mélytengeri árokba behordódó törmelékanyag mennyiségét, ezáltal a szubdukció során a súrlódó lemezek közt fellépő nyíróerőket (*Hartley, 2003, Lamb & Davis, 2003, Garcia-Castellanos, 2007*). Az emelkedés ugyanakkor fokozta az Andok esőleányékoló hatását (kelet felől) és megváltoztatta a légköri korábbi rendjét is. Ezzel az éghajlat fokozódó szárazodását okozta, és 10-15 millió éve egy szélsőségesen száraz (hiperarid) klíma jött létre (*Ehlers & Poulsen, 2009*). E szárazodás tehát az Altiplano-Puna emelkedésével egy időben ment végbe, és 10 millió évnél idősebb korú fosszilis felszínek emlékeztetnek erre az időszakra az Andok nyugati letörésénél (*Wörner et al., 2000, 2002, Dunai et al., 2005*). Az ariditás K felé, az Atacama-sivatagtól a Keleti-Kordillerák irányába enyhén, fokozatosan csökken. Az orogén öv K-i peremén ugyanakkor nedves éghajlat alakult ki, hiszen a vonulatok itt megcsapolják az Amazóniából, illetve az Atlanti-óceán felől érkező nedves légtömegeket (*Strecker et al., 2007, Ehlers & Poulsen, 2009*). A negyedidőszakban a Nyugati-Kordillerákban és az Altiplanón alkalmanként hidegebb, nedvesebb éghajlat is teret hódított. A 4200 m fölötti magasságokban kisebb területeken eljegesedést (*Clayton & Clapperton, 1997*) és nagyobb, azóta már megszűnt tavak kialakulását is okozta a lehülés (*Placzek et al., 2006, 2010*). Az alapvető, meghatározó éghajlati jellemvonás azonban a középső-miocén óta nagyjából változatlan ariditás, annak ellenére, hogy kisebb klímaingadozások természetesen

előfordulhattak (*Horton, 1999, Hoke & Garziona, 2008*). A késő miocén óta szélsőségesen alacsony (<1-10 m/Ma) eróziós ráták határozzák meg a Parti Kordillerákat (*Dunai et al., 2005, Kober et al., 2007*). A Nyugati-Kordillerák felé a ráták fokozatosan >10 m/Ma fölé emelkednek, amit kozmogén izotópos módszerrel (*Kober et al., 2007*) és vízgyűjtőanalízissel (*Riquelme et al., 2008*) számítottak. A kis eróziós ráták, a területen megfigyelhető endorheizmus és a gyengén fejlett vízhálózat alig felszabdalt, kis viszonylagos szintkülönbségű paleofelszínek kialakulását eredményezte, főként a fennsík Ny-i részén (*Wörner et al., 2000, Hartley & Chong, 2002, Hartley, 2003, Dunai et al., 2005, Alonso et al., 2006, Strecker et al., 2007*). Az Andok Ny-i peremén az Arica városról elnevezett kanyartól észak felé a csapadék növekedése figyelhető meg (*Horton, 1999, Klein et al., 1999, Placzek et al., 2006*). Arica térsége tehát határvonalat képez a kis eróziós rátákkal jellemzett Altiplano-Puna-fennsík és a nagyobb erózió szabdalta Dél-perui Kordillerák között. Észak felé a folyóvízi erózió elsősorban koncentráltan, nagyobb folyóvölgyekben fejt ki hatását. Így itt találhatók a Föld legmélyebb kanyonvölgyei, melyek az elmúlt 10 Ma alatt alakultak ki (*Thouret et al., 2007*).

4.2.2. *Eredmények: a vulkánok térfogata és lepusztulása*

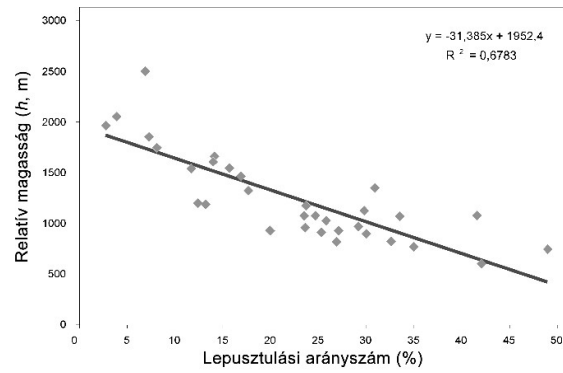
A vizsgált rétegvulkánok adatai (földrajzi koordináták, magasságadatok, alapszint, kor) és a térfogatszámítások, valamint az eróziós ráta kalkulációk eredményei a 10. táblázatban láthatók.

A lepusztulási arányszámok a 0-50% tartományban mozognak, ami azt jelenti, hogy a vizsgált időszak (~14 Ma) során még a leglepusztultabb vulkánok esetében is csupán az eredeti forma maximum fele lett az erózió martaléka. Az átlagos lepusztulási arányszám 22%. A viszonylag kis értékek ily módon számszerűen alátámasztják azt a megfigyelést, mely szerint a bolíviai Altiplano középső miocén vulkánjai feltűnően jól megőrizték eredeti alakjukat, ami rendkívül alacsony eróziós rátákat feltételez ebben a térségben (*de Silva & Francis, 1991, Horton, 1999*).

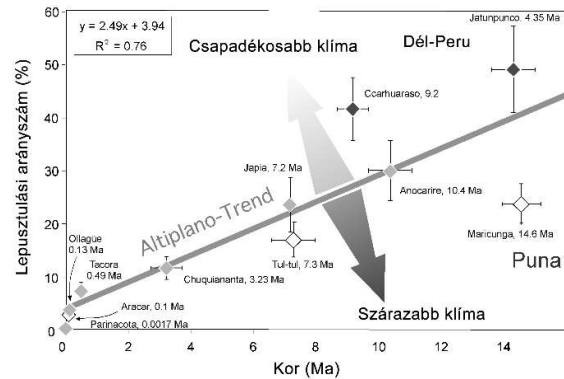
A koradattal rendelkező vulkánokra számított eróziós ráták eltérő értékeket mutatnak a kor szerint. Külön csoportot alkot a három negyedidőszaki tűzhányó, melyekre nagyon magas, de a korral gyorsan csökkenő ráta jellemző (112-66 m/Ma). A többi nyolc tűzhányót sokkal egyöntetűbb és alacsonyabb eróziós ráta (7-25 m/Ma) jellemzi, ami ráadásul független a koruktól. Az adatok bővebb értelmezésére a diszkussziós alfejezetben térek vissza.

Az 50. ábra a relatív magasság (h) és a lepusztulási arányszám kapcsolatát ábrázolja. E két mutató között mérsékelt szoros korreláció tapasztalható ($r^2=0,68$), ami azt jelzi, hogy a vulkáni forma a lepusztulás során fokozatosan alacsonyodik, ám ez az alacsonyodás nem egyszerűen a lepusztulási idő lineáris függvénye. A vulkánok keresztmetszélineáris elemzése során arra a következtetésre jutottunk, hogy a lepusztulás jól elkülöníthető fázisokon keresztül zajlik, amit szintén a diszkusszióban tárgyalok bővebben.

Az 51. ábra a lepusztulási arányszámot mutatja be a kor függvényében (a koradattal rendelkező vulkánokra). Az összes adatpontra számított korreláció viszonylag jó ($r^2=0,76$), pedig ebben vannak olyan vulkánok is, melyekre némileg eltérő klíma jellemző (különösen a csapadék tekintetében). Így, ha a számításból kivesszük a hiperarid Puna vulkánokat (Aracar, Maricunga és Tul-tul) valamint a bő csapadékban részesülő dél-perui vulkánokat (Ccarhuaraso, Jatunpunco), akkor a korreláció jelentős javulását érhetjük el ($r^2=0,97$). Bővebb értelmezést lásd a diszkussziós fejezetben.

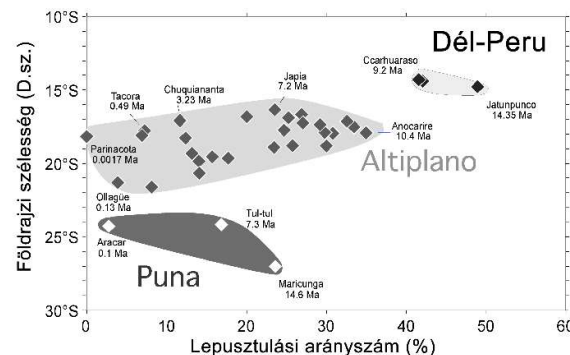


50. ábra. A vulkánok relatív magassága és a lepusztulási arányszám



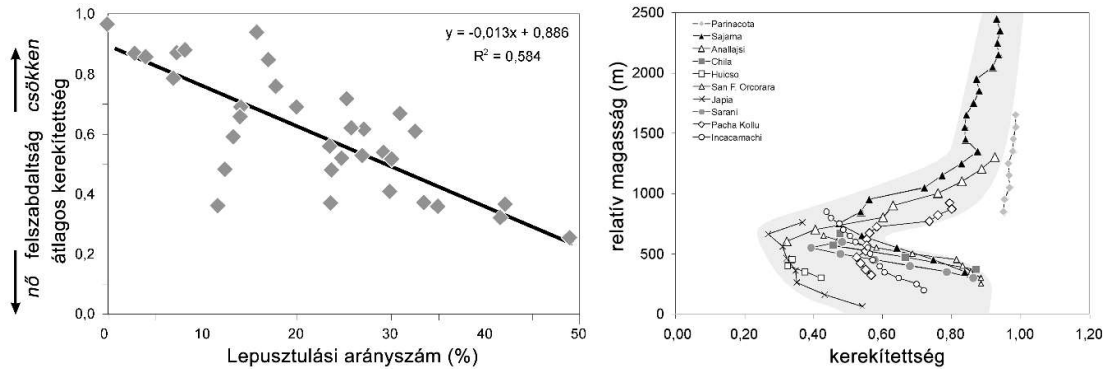
51. ábra. A lepusztulási arányszám a kor függvényében

Az 52. ábra a lepusztulási arányszámot a földrajzi szélesség függvényében adja meg. Ez alapján is két trend figyelhető meg: (1) az egyik a száraz Altiplano és a nedvesebb Dél-Peru vulkánjaira illeszthető, (2) a másik a hiperarid Puna tűzhányóira. Az első csoport tartalmazza a vizsgált vulkánok nagy részét, a csoporton belül délről észak felé fokozatos idősödés és erősebb lepusztultsági fok figyelhető meg. A legjobban erodálódott vulkánok így Dél-Peruban figyelhetők meg. Ezzel ellentétben a punai tűzhányók eltérő eróziós trendet követnek, és ugyanannyi eróziós időtartam (~14 Ma) alatt jelentősen kisebb mértékű lepusztulást szenvedtek el. Az itteni legidősebb vulkán (Maricunga) csak félmennyire erodálódott, mint a dél-perui Jatunpunco. Mivel a tanulmányozott vulkánok vulkanológiai, geomorfológiai és domborzati paraméterei hasonlóak, ezért az eredményeink azt jelzik, hogy (1) a csapadék és az eróziós ráta között szoros összefüggés van, (2) a jelenleg megfigyelhető éghajlat-különbségek hosszabb időtávon (>10 Ma) is érvényesek lehetnek.



52. ábra. A lepusztulási arányszám a földrajzi szélesség szerint

Végül a vulkánalak időbeli változásának jellemzésére két kerekítettségi diagramot is bemutatunk (53.ábra). Az átlagos kerekíttség értékei a kerekíttség általános csökkenését mutatják a lepusztulási arányszám függvényében (ami közelítőleg az idővel korrelál). Ugyanakkor e két mutató között a korreláció csupán mérsékeltlen jó ($r^2=0,58$), ami az egyes rétegvulkáni kúpok összetett változásaira utal, amit az adott relatív magassághoz tartozó kerekítettségi értékek sajátos lefutása is jelez.



53.ábra. A kiválasztott középső-andesi rétegvulkánok kerekítettsége. Balra: kerekíttség relatív magassági szint szerint, jobbra: átlagos kerekíttség a lepusztulási arányszám szerint

4.2.3. A vulkán-morfometriai eredmények diszkussziója

4.2.3.1. Vulkánméret

A 33 kiválasztott rétegvulkán paleo-térfogatai 33 km^3 -tól 295 km^3 -ig terjednek. Ezen a tartományon belül a kisebb méretűek vannak többségben ($<80 \text{ km}^3$: 19, $80\text{--}120 \text{ km}^3$: 7, $>120 \text{ km}^3$: 7 vulkán). A várakozásoknak megfelelően a paleo-térfogat nem mutatott korrelációt a földrajzi szélességgel ($r^2=0,06$).

A Parinacota-profil jó illeszkedése a tanulmányozott tűzhányók többségére azt igazolja, hogy a kiválasztott vulkánok eredeti alakja hasonló lehetett, függetlenül attól, hogy ténylegesen mekkora térfogatúra „híztak” fejlődéstörténetük során. Ezt támasztja alá a Parinacota és a Cotopaxi közötti jó egyezés is. A nagyobb térfogatú kúpok körül különösen a „szoknya” mérete nőtt meg jelentősen. Amint a Sajama példája is mutatja, egy viszonylag kis növekedés a relatív magasságban a vulkán peremi részeinek jelentős növekedésével járhat együtt.

A Középső-Andok legfiatalabb vulkánjainak relatív magassága $2,5 \text{ km}$ -ig terjed, és valamennyi negyedidőszaki tűzhányó esetében magas, $0,1\text{--}0,15$ -os magasság/átmérő (h/d) arányok jellemzők, mint ahogy az a Föld más vidékein is jellemző az aktív vulkánokra (Wood, 1978, Grosse et al., 2009). Ugyanakkor, a vizsgálatunkban szereplő tűzhányók többségére alacsonyabb értékek jellemzők, ami összhangban áll idősebb korukkal és előrehaladott degradációjukkal.

4.2.3.2. Kor és éghajlat kapcsolata a lepusztulással

A lepusztulási arányszám és a vulkán kora valamint a földrajzi szélesség közti korreláció alapján az eróziós ráta, a kor és a csapadékeloszlási mintázatok közti kapcsolatokat elemezhetjük.

A lepusztulási arányszám növekszik a korról az Altiplano vulkánjai esetében (és ez nagyjából délről észak felé nő). Ez a tendencia érvényes a napjainkban nedvesebb éghajlatú

dél-perui vulkánokra is. E trend alól egyedül a déli, hiperarid Puna-fennsík vulkánjai jelentenek kivételt, melyeknek lepusztulása korukhoz képest jóval alacsonyabb.

A lepusztulás időskáláját még jobban kifejezik az eróziós ráta értékei. Először is meg kell különböztetni a jóval intenzívebb, rövid távú (<100 ka), kezdeti eróziós ütemet a hosszú távú (>1 Ma) rátáktól. Fontos kiemelni, hogy a fiatal vulkánokra kapott nagyobb eróziós ráta az alkalmazott módszer alapján nem abból adódik, mintha a fiatal korrelatív üledékek jobban megőrződtek volna, amint azt más tanulmányokban felvetették (vö. **Willenbring & von Blanckenburg, 2010**). Eróziós rátáink ugyanis közvetlenül az erózióból levezetett értékek, nem pedig az üledékfelhalmozódás alapján számított eredmények. A fiatal tűzhányók eróziós rátái világszerte magasabb értékeket mutatnak. Miként azt számos korábbi tanulmány (**Ruxton & McDougall, 1967, Drake, 1976, Ollier, 1988, Karátson, 1996**) bemutatta, a kezdeti eróziós ráták elérhetik, sőt meghaladhatják az 1000 mm/ka-t, ami a még konszolidálatlan vulkáni anyagnak, a vegetáció hiányának és a meredek lejtőknek köszönhető. Azonban viszonylag rövid (~10-100 ka) idő alatt ez a magas ráta lecsökken, ami a laza tefra lepusztulásának, a törmelék konszolidációjának és a vízhálózat stabilizálódásának köszönhető (**Ollier, 1988, Karátson, 1996**). Így, bár a Középső-Andok tűzhányóin a lepusztulási arányszám és a kor hosszú távon lineáris összefüggést mutat, ennek kezdeti – de a 10 millió évhez képest elenyésző – szakasza mégsem tekinthető lineárisnak.

A 10. táblázat szerint a tanulmányozott negyedidőszaki tűzhányók közül az Ollagüe és a Tacora eróziós rátái 112 és 66 m/Ma, egymáshoz viszonyított koruknak megfelelően. A harmadik fiatal vulkán, az Aracar esetében nincs radiometrikus koradat, de a Bulletin of the Global Volcanism Network szerint (04/1993 BVGN 18:04) ez a vulkán is késő negyedidőszaki. Ez alapján 0,1 Ma kort feltételezve az eróziós ráta 94 m/Ma-nek adódik, ami jól illeszkedik a többi értékhez. Bár az eróziós rátákban a litológia is szerepet játszhat, véleményünk szerint a kezdetben magas eróziós ráták gyors csökkenése a laza üledékek lepusztulásának és az erózió stabilizálódásának köszönhető.

A jóval alacsonyabb, hosszabb távon állandó eróziós rátákat elsősorban az éghajlat határozza meg. Az Atacama sivatag közepétől a környező, kevésbé száraz területekig fokozatosan változó éghajlat fontosabb tényező az eróziós ráta változásában, mint a közzétanti adottságok (vö. **Kober et al., 2007**). Saját eróziós ráta adatainkat (a 3 millió évesnél idősebb tűzhányókra átlagosan 13,5 m/Ma) világméretű összehasonlításba helyezve megállapítható, hogy az itteni értékek szignifikánsan alacsonyabbak, mint a mérsékelt kontinentális, vagy a félig nedves éghajlatú területeken (**Ollier, 1988, Karátson, 1996, Summerfield, 2013**). A negyedidőszak előtti vulkánok közül a pliocén Chuquiananta (3,2 Ma) eróziós rátája egyértelműen alacsonyabb a legfiatalabbakénál: 25 m/Ma, míg az idősebb miocén vulkánoké még kisebb (11,8 m/Ma). Ezek az alacsony értékek jó összhangban vannak az Altiplano-Puna térségre más módszerekkel meghatározott eróziós ráta értékekkel.

A legkisebb eróziós ráták a hiperarid Puna-fennsík tűzhányóit jellemzik (Maricunga: 7,1 m/Ma; Tul-tul: 8,7 m/Ma). Ezzel ellentétben a dél-perui, csapadékosabb éghajlaton fekvő vulkánok, habár többé-kevésbé követik a középső-andesi trendet, mégis valamivel nagyobb eróziós rátákat mutatnak (Jatunpunco: 13,1 m/Ma; Ccarhuaraso: 21,6 m/Ma). E kis különbségek ellenére az aricai kanyartól (D.sz. 17°30') északra és délre eső régiók között nincs nagy különbség. Megjegyezzük azonban, hogy a tanulmányozott tűzhányók némelyike jóval idősebb, mint az Andok kiemelkedésének utolsó szakasza (~10 Ma). Ez az esemény az Andok nyugati peremén mély kanyonok bevágódását indította el, ami azt jelzi, hogy az eróziós potenciál és ráta megnőtt a Nyugati-Kordillerákban Dél-Peruban és Észak-Chilében egyaránt. Továbbá a negyedidőszaki lepusztulást az eljegesedés (és az ahhoz kapcsolódó folyóvízi erózió) is számos helyen jelentősen növelte, illetve extrém eróziós események

fordulhattak elő az interglaciálisok nedves éghajlati periódusaiban (*Clayton & Clapperton, 1997, Ammann et al., 2001*). Így a dél-perui idősebb vulkánok viszonylag magasabb eróziós rátája mintegy kiátlagolja a közelmúlt magasabb és a régmúlt (kiemelkedés előtti időszak) feltehetőleg kisebb értékeit. A rövid időtávú, illetve térbeli éghajlati ingadozások a hosszabb időléptékű, illetve nagyobb területre vonatkozó eróziós rátákban kiátlagolódnak. Ennélfogva vizsgálataink eredményeit ilyen (hosszú távú) átlagnak tekinthetjük, amihez képest időben és térben lehettek eltérések. Például ilyen eltérést okozhattak az eljegesedések is, de a száraz éghajlat miatt általában viszonylag kis méretű gleccserek voltak jellemzők, így ez a hatás rövid időre és kis területekre korlátozódott. Azok az alpesi típusú glaciális felszínformák (éles gerincek, csúcsok, stb.), amelyek a Déli-Andokra jellemzők, itt szinte teljesen hiányoznak.

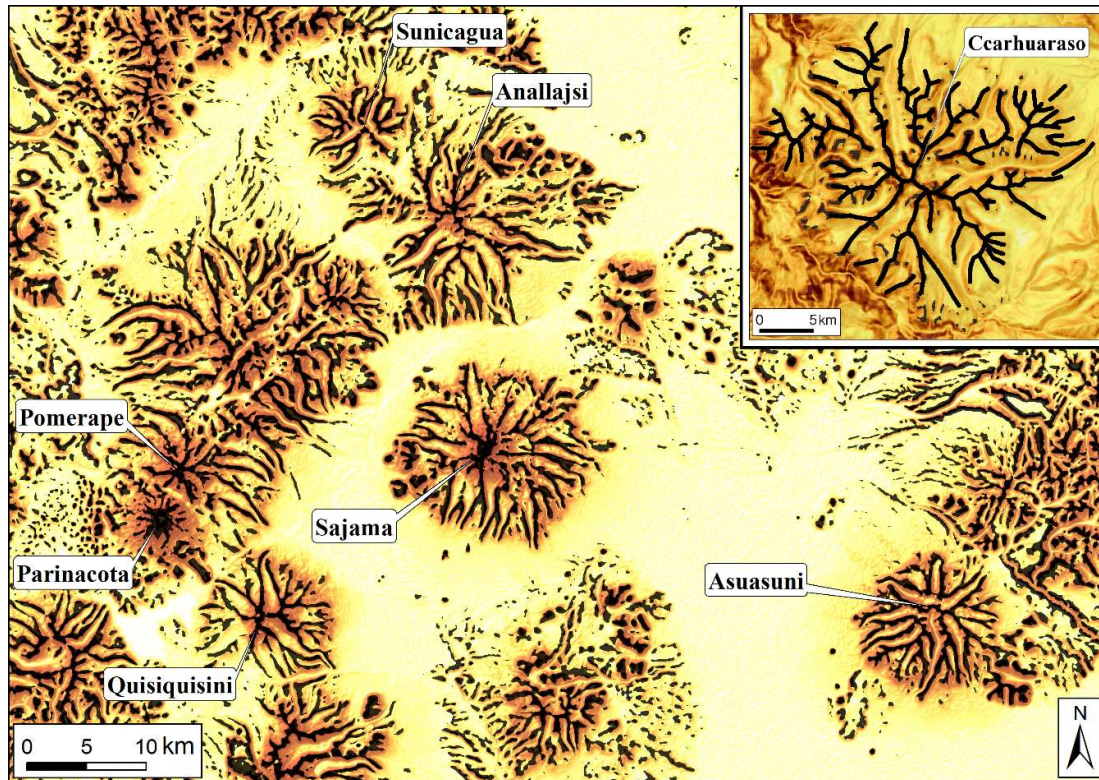
4.2.3.3. Korbecslés

A lepusztulási arányszám és a kor összefüggése lehetővé teszi, hogy „eróziós” kort becsüljünk pusztán a morfológia alapján. Nevezetesen, a fordított korrelációs egyenlet alapján számítható a vulkán kialakása óta eltelt időtartam. A „koregyenlet” valamennyi, radiometrikus koradattal rendelkező altiplanoi (valamint dél-perui) és punai vulkán figyelembe vételéből adódott. Mivel előbbieken nagyobb, utóbbiakon kisebb az erózió mértéke (lásd korábban), így a Puna-fennsík tűzhányóira kapott „visszaszámolt” eróziós korok felülbecsült (rendre 0,2; 2,2 és 7,0 Ma-vel), a dél-perui eróziós korok pedig alulbecsült értékek (4,9 és 2,4 Ma-vel). A fennmaradó öt „átlagos” altiplanoi vulkánra azonban az eróziós kor hibája viszonylag kicsi (<1,1 Ma). Mindebből tehát megállapíthatjuk, hogy e geomorfológiai alapú korbecslés első közelítésként megfelelően használható, de csak hasonlóan egyszerű alakú/felépítésű és hasonló éghajlattörténettel rendelkező andesi rétegvulkánokra.

4.2.3.4. Az éghajlat hatása a rétegvulkánok felszínfejlődésére

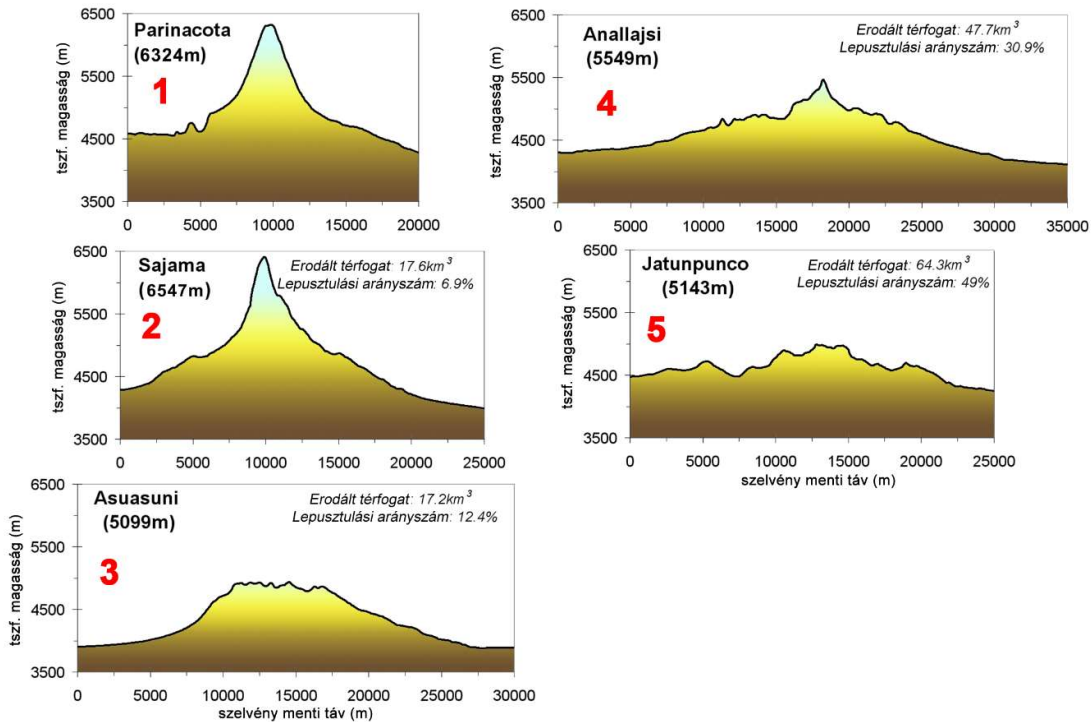
A fentiekben kiderült, hogy a vulkánok relatív magassága és a lepusztulási arányszám negatív korrelációban áll egymással, ám a korreláció mértéke csupán közepes ($r^2 = 0,68$). Ez arra utal, hogy az általános, hosszú távú felszínalacsonyodás mellett lényeges rövidebb távú változások is szerepet játszanak a vulkánok lepusztulása során, amelyek mintegy „elrontják” a szabályszerű alacsonyodási ütemet. Nyilvánvaló, hogy a legfontosabb ilyen változások okát a pleisztocén eljegesedésekben kell keresni, melyek rövid ideig jelentősen felgyorsították az eróziós folyamatokat, különösen a völgybevéágódást. Amint azt több szerző is kimutatta (*Clayton & Clapperton, 1997*), az Altiplano-Puna számos lepusztult vulkánján jellegzetes U-alakú völgyek sorozata figyelhető meg morénákkal, ami ismétlődő gleccser-előrenyomulásokat jelez 4000 m tszf. magasságig, az Altiplanón és a Nyugati-Kordillerákban egyaránt. Napjainkban ezek a völgyek jellemzően mélyen bevéágott formák, általában a tűzhányók felső lejtőin, míg alul a völgy nem folytatódik tovább. A kivezető völgyek (ha egyáltalán voltak) azóta elpusztultak, eltűntek. Az Altiplano száraz éghajlatán e glaciális völgyek fosszilis felszínformáknak tekinthetők a vulkánokon, melyeket a jelenleg is zajló lepusztulási folyamatok (csuszamlások, kúszások, omlások) – bár kis rátával – de tovább simítanak, módosítanak (*Strasser & Schlunegger, 2005, Alonso et al., 2006*). Ezzel szemben a nedvesebb Dél-Peruban a vulkáni térszíneket erőteljesebb kanyonbevéágódás és normál, ágas völgymintázat uralja, amely mintegy felülírja a gleccservölgyek sugaras mintázatát (pl. Ccarhuaraso). A jellegzetes eróziós bélyeg, azaz a fosszilis, „palacknyak” alakú (összeszűkülő) sugárirányú gleccservölgyek alapján – ami számos andesi tűzhányón megfigyelhető – a „gyopármintázat” kifejezést javasoljuk ezekre a lepusztult formákra (mivel a forma felülnézetben a havasi gyopárra hasonlít: *54.ábra*). E mintázat főként

űrfelvételeken és gerinc-kiemelt domborzati modelleken szembeötlő. A „gyopármintázat” a lepusztulás egy jellemző maradványvulkáni szakasza lehet (*Ollier, 1988, Davidson & de Silva, 2000*), amely nagyjából a planéz-szakasznak felel meg nedvesebb éghajlaton. Nagyobb csapadékú területeken (pl. Dél-Peruban) e mintázat módosulhatott és végső soron elrombolódott a kifejlődő, normál, ágas vízhalózat révén.



54.ábra. Az Altiplano „gyopár” völgymintázatú vulkánjai. A kivágaton elsősorban a Sajama, a Quisiquisini, az Asuasuni és a Sunicagua mutatja ezt a mintázatot.

Ami a hosszú távú felszínfejlődést illeti, a gleccservölgyek jelenléte természetesen csak egy még régebbi, pliocén vagy akár miocén történet felülíródása. Ugyanakkor a hosszú távú eróziós felszabdalódás, habár ma már nem észlelhető, nem nyomozható, visszaköszön a vulkánok kerekítettségében. Nevezetesen, az aktív vagy szunnyadó tűzhányók magas, 0,8-1,0 közötti kerekítettsége (pl. Parinacota) 0,3-ra csökken a legidősebb, leginkább lepusztult vulkánok esetében (pl. Huicso, Jatunpunco), ami egyértelműen jelzi az erózió növekvő szerepét. Ugyanakkor a korreláció nem túl magas, ami mögött elsősorban a kerekítettség sajátos, magasság szerint változó trendje áll. A csúcsrégióban a kerekítettség magas értékei jellemzők, a vulkáni lejtő középtáján az értékek gyorsan romlanak, majd a kúppaláston a kerekítettség ismét megjavul. E szabályos változás a Középső-Andok vulkánjainak a száraz éghajlaton kialakult, jellegzetes felszabdalódásával magyarázható. Nevezetesen, a tűzhányók középső régiójának fejlett „gyopár” mintázatú völgyei (tehát a gleccsererózióval erőteljesen felülírt egykori vízhalózat) a kúp felszabdalásával lecsökkentik, elrontják a kerekítettséget. Ezzel szemben a kúplábon és az ellaposodó törmelékpaláston a kisebb eróziós energia (kiseb esés, kisebb orografikus csapadék) hátráltatja, sőt ellehetetleníti a völgybevágódást és így a felszabdalódást. Sőt a magasabb térszínekről érkező üledék még el is simítja a térszint, ami a kerekítettség javulását eredményezi.



55. ábra. A vizsgált középső-andesi rétegvulkánok eróziós fejlődése öt lépésben. A függőleges torzítás körülbelül 5-szörös.

A lepusztulás és a völgyfejlődés fenti értékelése alapján a tanulmányozott középső-andesi vulkánokra egy fejlődési sort állítottunk fel (55. ábra). Ez jól magyarázza a vulkáni kúpoknak a folytonos lepusztulás ellenére mégis szakaszosan végbemenő lealacsonyodását.

1. fázis: ép vulkán (működő vagy szunnyadó), amelyet tanulmányunkban a Parinacota példáz a maga egyszerű, szabályos körkörös, szimmetrikus, kráteres rétegvulkáni kúpjával.

2. fázis: még szabályos kúp alakú, de enyhén vagy közepesen erodált vulkán, oldalában fejlődő völgyekkel és kezdeti planézekkel, kráter nélkül (Sajama) vagy eróziós kráterrel, esetleg bonyolultabb eredetű központi mélyedéssel.

3. fázis: már jelentős mértékben erodált vulkán, feltehetően gleccservölgyek (illetve gleccservölgyek hatására módosult korábbi völgyek) által lepusztított, megcsonkolt felső kúpérszél. E vulkán már érdemi alacsonyodást szenvedett, de eredeti térfogatának még jelentős része megvan, akárcsak a jól fejlett planézek a kúp alsó részén. Példák: Asuasuni, Mamuta. (Utóbbi egy 9-10 millió éves, idős vulkán /Mortimer et al., 1974/, amely, bár alakját tekintve kiváló példa, megdőlt aljzata miatt kimaradt a morfometriai vizsgálatból.)

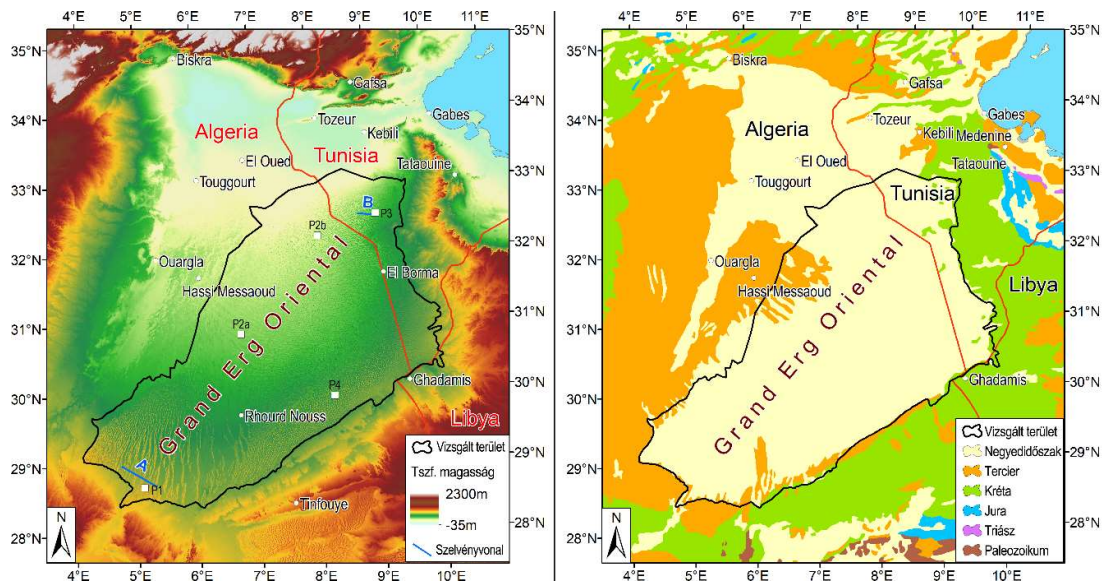
4. fázis: erősen lepusztult vulkán, planézmaradványokkal és a középpont környékén maradványcsúcsokkal (pl. Anallajsi). Ez utóbbiak magasságukat megőrizve hosszú ideig dacolnak az erózióval, ám közben az általános lepusztulás már jelentős térfogatcsökkenést eredményez.

5. fázis: „völgyvulkán”-szakasz: a hátráló erózió, a vulkánba bevágódó nagy völgyek összeolvadása, pusztítása (akár glaciális akár folyóvízi eredetű völgyek) miatt a vulkán térfogatának nagymérvű csökkenése és egyben a teljes csúcsrégió lealacsonyodása már végbement (pl. Huicso, Jatunpunco). Itt a vulkán-eredet keresztshelvényen már kevésbé, de az alaprajzban még jól felismerhető.

4.3. Sivatagi dűnék morfológiai jellemzése

4.3.1. A Grand Erg Oriental (Nagy Keleti-Erg) bemutatása

Az „erg” a maghrebi arab nyelvben olyan homokdűnecsoportot jelent, ahol nincs növényzet (**Gábris, 1981**). A Grand Erg Oriental (továbbiakban: GEO, **56.ábra**) a Szahara északi részén az É.sz. 28,5° és 34°, valamint a K.h. 4° és 10° között terül el. Teljes kiterjedése 192 ezer km², melynek 70%-át borítja homok (**Breed et al., 1979**). A peremek mentén, de elsősorban az északi részekén a homok kis vastagságú leplekben borítja a felszínt, illetve alacsony dűnék fordulnak csak elő, míg dél felé haladva általánosságban nő a homokmennyiség (**Mainguet & Jacqueminet, 1984**) és a homokkal borítottság is. A terület középső-déli részén, mintegy 80 ezer km²-nyi területen 90%-ot fed a homok (**Breed et al., 1979**). A GEO homokja a jelenlegi, illetve a korábbi periódusokban uralkodó északi, északkeleties szeleknek köszönhetően zömmel az Atlasz déli előterében lerakott alluviális üledékekből származik (**Wilson, 1973**). A GEO szerkezeti mélyedésben foglal helyet, melynek alapszintje a Chott Melhrir -35 m-es szintjétől a déli részekén közel 400 m tszf. magasságig emelkedik. Az erg alapját többnyire harmad- és negyedidőszaki üledékek alkotják, a medencét kréta platók keretezik több oldalról is (**Despois & Raynal, 1967, USGS, Central Energy Resources Team, 2002; 56.ábra**).



56.ábra. Balra: a GEO domborzati képe. A P1-P4 a mintázati típusokról készített képek (58.ábra) helyeit jelöli. Az A és a B az 59.ábra keresztiszelvényeinek helyét mutatja. Jobbra: a GEO földtani áttekintő térképe (adatforrás: USGS, Central Energy Resources Team, 2002)

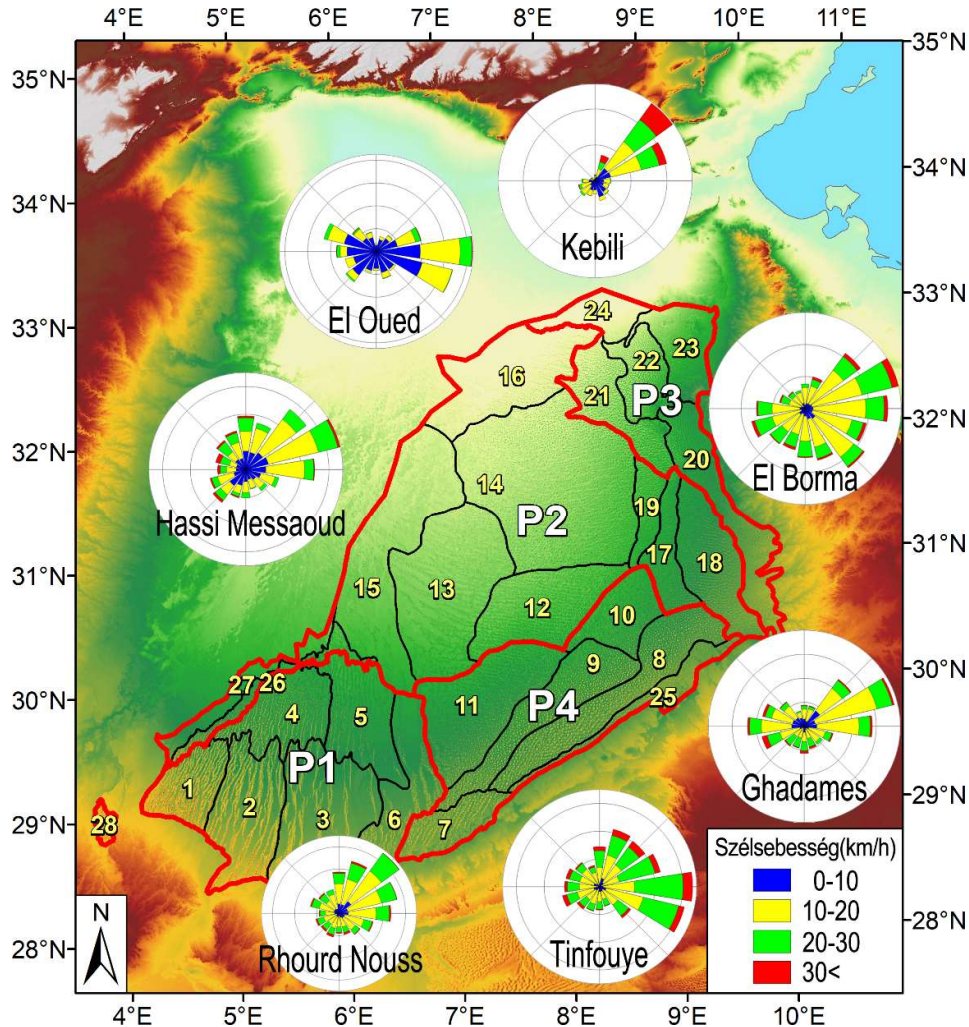
A csapadék és szél adatokat a GEO néhány kiválasztott helyszínére a **11.táblázat** mutatja. A napi átlagos minimum és maximum hőmérsékleti értékek a sivatag egészén hasonlóak, télen jellemzően 4 és 20°C között, míg nyáron 22 és 44°C között alakulnak (www.meteoblue.com). A csapadéokban viszont kis eltérés van: míg északon valamivel rendszeresebb a csapadék (évi 80 mm), addig a déli részekén több év is eltelhet csapadék nélkül, az évi átlag 50 mm alatti (www.meteoblue.com).

11.táblázat. Meteorológiai adatok a GEO egyes részeiről. A csapadékadatok (mm) a <https://en.climate-data.org> oldalról származnak, a szélsébség (km/h) adatokat a www.ogimet.com oldalon elérhető napi adatok összegzésével számítottuk. Az 56.ábra mutatja az állomások helyét.

Állomásnév	Adattípus	Hónap												Év
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Összeg v. Átlag
El Borma	Csapadék	8	5	8	5	3	0	0	1	1	4	7	5	47
	Átlagos szélsébség	16	18	19	20	20	21	18	17	17	15	15	13	17
	Napok (szél>10km/h)	20	26	27	29	30	29	30	29	28	24	21	19	312
	Napok (szél>20km/h)	7	10	12	13	14	13	9	6	8	5	5	4	106
El Oued	Csapadék	8	8	11	7	5	2	0	1	5	8	11	8	74
	Átlagos szélsébség	5	6	5	7	7	8	6	5	6	3	4	2	5
	Napok (szél>10km/h)	5	7	6	11	9	10	8	6	4	3	3	1	73
	Napok (szél>20km/h)	1	2	1	2	2	3	0	0	0	0	0	1	12
Ghadames	Csapadék	5	5	6	5	2	1	0	0	1	2	3	3	33
	Átlagos szélsébség	7	7	8	8	8	9	10	8	9	9	9	5	8
	Napok (szél>10km/h)	9	9	12	12	11	14	15	12	14	14	14	9	144
	Napok (szél>20km/h)	4	4	4	5	4	4	4	4	5	3	3	1	47
Hassi Messaoud	Csapadék	5	3	8	4	2	1	0	0	2	4	5	6	40
	Átlagos szélsébség	12	16	16	18	16	17	15	13	13	12	11	10	14
	Napok (szél>10km/h)	15	21	21	26	24	22	24	20	20	17	13	12	233
	Napok (szél>20km/h)	7	9	10	11	9	8	5	4	4	3	4	2	77
Kebili	Csapadék	11	8	14	9	6	2	1	2	7	10	14	10	94
	Átlagos szélsébség	11	13	17	21	20	21	17	16	15	12	11	10	15
	Napok (szél>10km/h)	16	16	20	23	24	22	23	21	19	17	14	10	225
	Napok (szél>20km/h)	2	3	9	12	15	15	10	8	9	6	3	2	94
Rhourd Nous	Csapadék	5	2	4	4	1	1	0	0	1	2	4	5	29
	Átlagos szélsébség	12	17	16	16	16	19	18	18	16	15	15	13	16
	Napok (szél>10km/h)	18	23	21	22	23	23	27	29	26	24	22	20	278
	Napok (szél>20km/h)	6	9	9	10	11	11	11	12	7	7	7	4	104
Tinfouye	Csapadék	8	7	14	0	1	0	3	1	1	4	12	18	67
	Átlagos szélsébség	13	16	15	21	22	23	22	17	19	14	15	14	18
	Napok (szél>10km/h)	18	21	22	28	30	26	24	24	24	21	21	20	279
	Napok (szél>20km/h)	8	11	11	16	18	17	15	13	9	7	11	11	147

A homokdűnék szempontjából a legfontosabb éghajlati tényező a szél. A GEO túlnyomó részén a K-i, KÉK-i, ÉK-i szelek a jellemzők (<https://globalwindatlas.info/>, 57.ábra). Északnyugaton egy nyhe NyÉNy-i másodmaximum is megfigyelhető. Az északkeleti területeken egyértelműen az ÉK-i szél dominál. A keleti perem mentén a DK és KÉK közti szélirányok a jellemzők, de jóval nagyobb szórással, ami a topográfiai perem közelségével, annak szélirányt befolyásoló hatásával magyarázható (*Fryberger & Dean, 1979*). Délkeleten a K-i szél a legjellemzőbb, de szintén nem elhanyagolható szórással. Délen viszonylag koncentráltabb ÉK-i szél uralkodik. Végül a nyugati részeken a KÉK-i szélirány hangsúlyos, de nem teljes egyeduralkodással. Általánosságban még hozzátehetjük, hogy az uralkodó szélirány egyszersmind a legerősebb szelek irányával is egybeesik, azaz a másodlagos szélirányok általában gyengébb szeleket is jelentenek. Egyes helyeken (El

Oued, Ghadames) a másodlagos szélirány majdnem pont ellentétes az uralkodó szelekkel. Az erős téli szelet itt *Harmattan*-nak nevezik (Cooke et al., 1993). Liu et al. (2005) szerint a szabadon mozgó dűnék esetében a homokszállítás szempontjából kritikus szélesség, ami már jelentős hatást gyakorol a mozgásukra, 5-6 m/s. A legtöbb vizsgált állomáson a szelesebb hónapokban (márciustól augusztusig) a 10 km/h-s szélességet havi 20-30 napon keresztül eléri a szél, és még a 20 km/h-t is havi 10-15 napon meghaladja a szélerősség. Éves szinten 200-300 olyan nap van, amikor 10 km/h-nál erősebb a szél, és 50-100 olyan nap, amikor 20 km/h-nál erősebb.



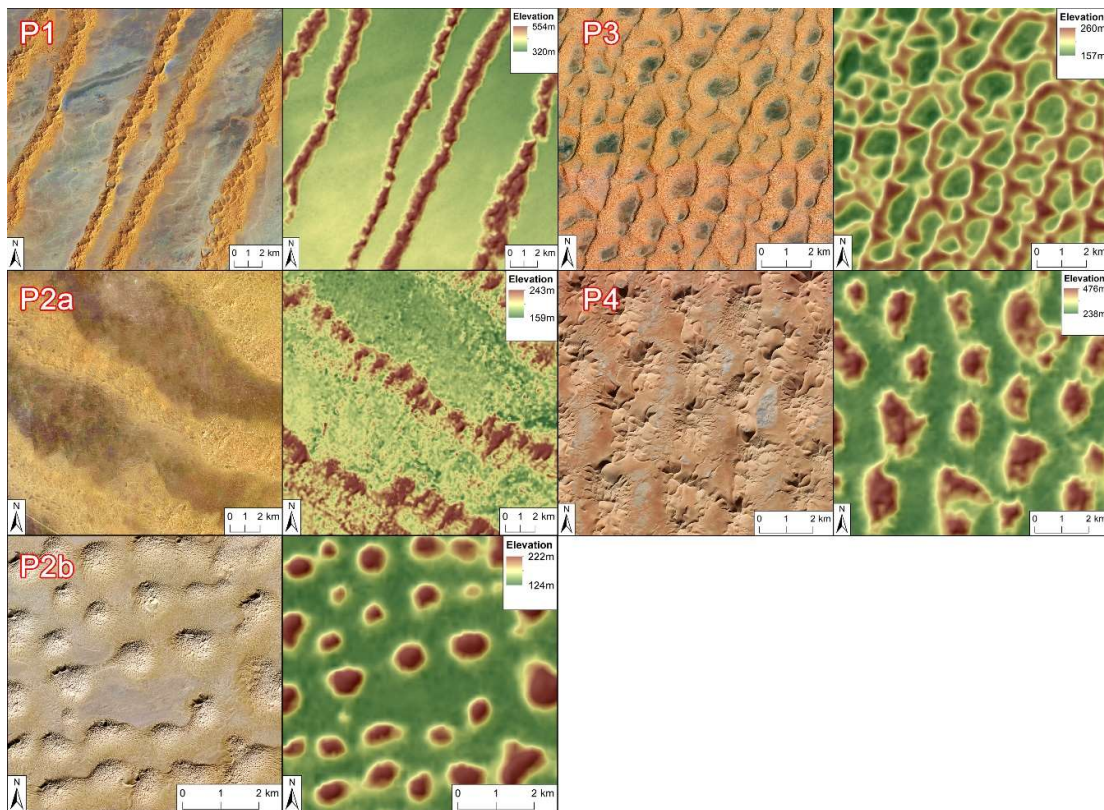
57.ábra. Szélirányok a GEO területén, valamint a vizsgálati egységek. A szélerősség adatait a www.ogimet.com oldalon található napi adatokból számítottuk.

A GEO-ban többféle dűnetípus, illetve mintázattípus figyelhető meg. Legnagyobb arányban a csillagdűnék (ghourd) fordulnak elő, elsősorban a középső és a délkeleti részekben. Lancaster (1994) szerint ezek aránya 40%, ám Mainguet & Jacqueminet (1984) szerint ezen formák a terület több mint 2/3-án jellemzők. Az északi részekben barkánok és transzverz dűnék jellemzők (Mainguet & Jacqueminet, 1984), amelyek hálós mintázatot hoznak létre. Délnyugaton a lineáris dűnék a meghatározók (Breed et al., 1979, Mainguet & Jacqueminet, 1984). A mintázat azonban sok helyen komplex. A középső, nyugati részekben a csillagdűnék vonalas (láncos) nagyformákat hoznak létre, míg az északi részek sarló alakú („crescentic”) dűnéi hálós mintába rendeződnek. A csillagdűnék mellett a

középső-északi területeken gyakran dómszerű dűnék is előfordulnak. A délnyugati rész lineáris dűnéire pedig az elágazások jellemzők. A mintázat mellett nagyon változó a dűneformák sűrűsége és mérete is.

4.3.2. Morfológiai egységek a homokdűnék mintázata alapján

Az általunk vizsgált terület (56.ábra) egy közelítőleg 680 km hosszú és 350 km széles ÉK-DNy-i irányú szabálytalan poligon, melynek összterülete 160 430 km². Déli és keleti határai nagyjából a homok elterjedésével esnek egybe, míg északon és nyugaton kiterjedt, alacsony homokleplek határolják. Mivel az átmenet fokozatos, ezért ebbe az irányba a határ meghúzása némileg önkényes volt. Ugyanez érvényes a belső alterületek lehatárolására is. Négy nagy mintázattípust vettünk figyelembe, és azokon belül összesen 28 alegységet (S1-S28) különítettünk el. A négy nagy morfológiai mintázati egység elhelyezkedése az 57.ábra térképén látható. A mintázati típusok jellegzetes képét egy-egy kiválasztott területről készített űrfelvétellel, illetve domborzati képpel mutatjuk be (58.ábra). A négy mintázati típus, ami vizsgálatunk alapját is jelenti, a következő:



58.ábra. A mintázati típusok képei. P1: elágazó lineáris, P2a: komplex, összenőtt csillagdűnékkel, P2b: komplex, dómokkal, P3: hálós, P4: nagy csillagdűnék. Balra: GoogleEarth kép, jobbra: színfokozatos, árnyékolt domborzati kép (DTM adatforrás: **De Ferranti, 2014**). A domborzati színezés és a méretarány nem azonos az egyes képeken, hogy minél markánsabban látszódjon az adott forma. A mintaképek helyszínei az 56.ábra térképén láthatók.

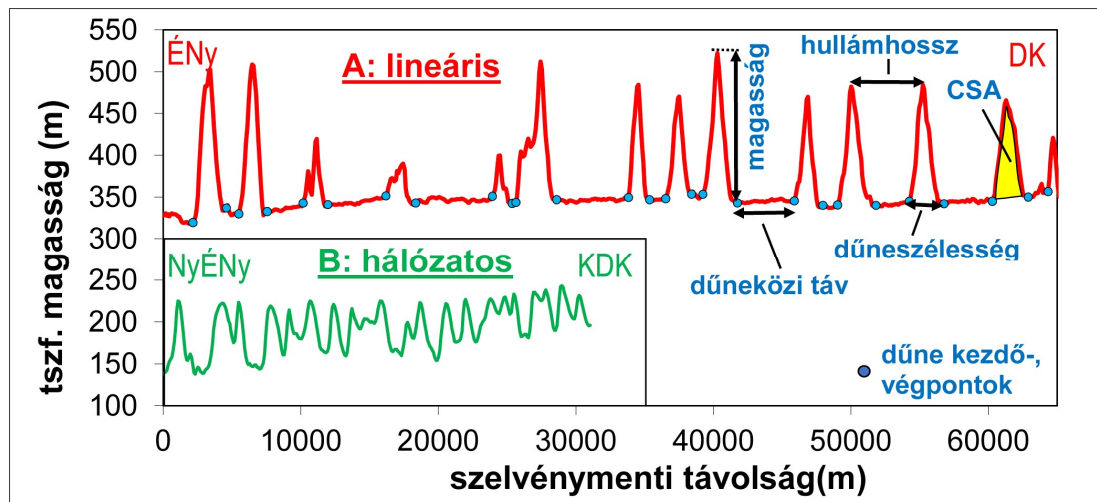
P1: Elágazó, lineáris dűnékből álló mintázat, nagyjából É-D-i irányítottsággal, ami a GEO délnyugati részén jellemző. A dűnéknek nincs hosszú, egyenes gerince, inkább ívelt, összetett gerincek jellemzők, ezért egymással összefonódó, nem tipikus csillagdűnéknek tekinthetők ezek a formák (**Mainguet & Jacqueminet, 1984**).

P2: Komplex mintázat viszonylag kisebb sűrűséggel és méretekkel. Az alap dűneformák ebben a mintázatban nagyrészt csillagdűnék, de előfordulnak dómok is. Előfordulhatnak egyedi formák (P2b), de gyakran láncokba vagy hálózatba rendeződnek a dűnék (P2a). Ez a mintázat a legkiterjedtebb, a GEO északnyugati-középső részére jellemző, sok átmeneti típusú mintázattal a szomszédok felé.

P3: Hálós dűnék. Ezek nagyrészt sarló alakú, keresztirányú („crescentic transverse”) dűnékből állnak, melyek egy komplex „hálószerű” mintázatot alkotnak. A GEO északkeleti részén jellemzők.

P4: Nagyméretű csillagdűnék. Nagy sűrűség, de jól elkülönülő egyedi formák jellemzik ezt a nagyméretű csillagdűnékből álló mintázatot. A terület nagy részén meglehetősen homogén ez a mintázat, csak a peremek mentén fordul elő, hogy láncokba rendeződnek az egyedi formák. Ez a mintázat a GEO délkeleti zónájára jellemző.

A dűnék jellegzetes keresztmetszényét a 59.ábra szemlélteti.



59.ábra. Két jellegzetes keresztmetszény a dűnékről. Az A szelvény P1 típusú lineáris dűnéket keresztel, míg a B szelvény P3 típusú hálózatba rendeződött dűnéket ábrázol. Mindkét szelvény azonos méretarányú, függőleges torzításuk körülbelül 40-szeres. CSA a dűne-keresztmetszeti területet jelöli. A szelvények vonalát az 56.ábra mutatja.

4.3.3. A Grand Erg Oriental homokformáinak jellemzése DTM alapján

A morfometriai vizsgálatok eredményét számszerűen a 12.táblázat tartalmazza.

A vizsgált szelvényekben a dűnemagasságok (h) 2 és 230 m között változnak. A 60.ábra alapján jól megfigyelhető, hogy markáns eltérés van a P1 és P4 típus, valamint a P2 és P3 típus méretei között. Míg a lineáris (P1) és a nagy csillagdűnés (P4) mintázat formái átlagosan 80-100 m magasak, és a nagyobb méretek is mind ebből a két típusból kerülnek ki, addig a komplex (P2) és a hálós (P3) mintázatú dűnék magassága átlagosan csupán 30-50 m közötti. Ez a 61.ábra térképén is látható térbeli eloszlást támasztja alá, mely szerint a dűnék magassága É-ről D felé jelentősen növekszik, noha a konkrét dűnetípus a délnyugati és délkeleti részeken eltérő.

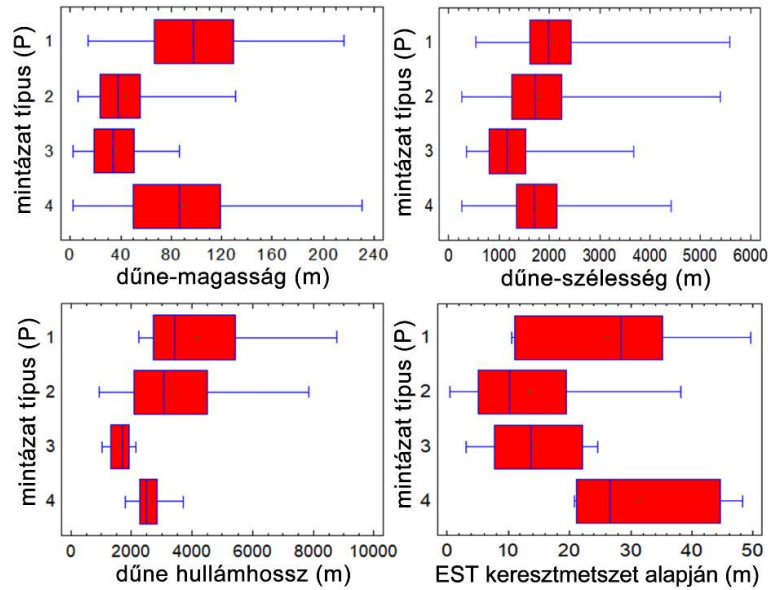
A dűnék szélességét (w) tekintve kissé módosul a helyzet, ugyanis a komplex (P2) típus dűnéi alacsonyabbak voltak ellenére szélességben hasonlóak, sőt nagyobbak, mint a nagy csillagdűnés (P4) típus formái (átlagos szélességük 1819 m, illetve 1758 m). Ennek oka, hogy a komplex típus dűnéi esetében az egymás melletti formák gyakran összeolvadnak. A legszélesebb dűnék a lineáris (P1) mintázathoz kötődnek, mind átlagosan (2082 m), mind pedig a maximumot tekintve (5578 m). Végül a legkisebbek ezen paraméter szerint is a hálós

mintázat (*P3*) dűnéi (1250 m). Így a térbeli eloszlást tekintve ÉK-en jellemzők csupán a viszonylag keskeny dűnék, mindenhol másutt a széles alapzatú formák uralkodnak a GEO-ban.

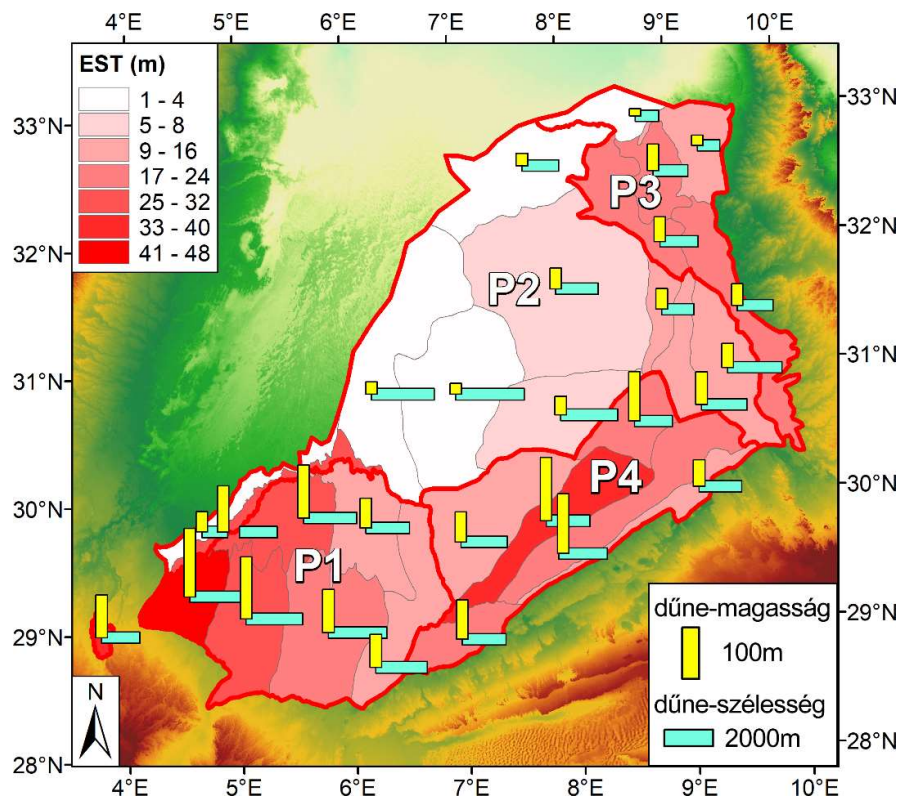
12.táblázat. Dűne-morfometriai elemzés eredménye

Mintázat típus	Al-egység	Dűne-szám	Alap-szint (m tszf)	Dűne-mag. (m)	Dűne-szél. (m)	Hullám-hossz (m)	Dűne-közi táv (m)	EST (m) térfogat alapján	Irány (azimut)	Eredő vektor hossza(R)
<i>P1 – elágazó lineáris</i>	S1	59	306	131	2076	2758	655	47	023; 020	0.93; 0.90
	S2	61	304	118	2272	3813	1641	29	018; 021	0.88; 0.84
	S3	45	306	82	2346	6656	4364	20	007; 012	0.90; 0.75
	S4	71	240	101	2122	2859	742	28	005; 004	0.85; 0.84
	S5	42	246	57	1758	3908	2196	9	005; 005	0.78; 0.87
	S6	21	290	63	2055	5490	4271	15	339; 010	0.65; 0.79
	S28	17	403	81	1528	2315	795	33	23	0.92
Átlag			300	98.2	2082	4159	2110	25.9		0.84
Szórás			52	42.1	764	1888	1762	12.5		0.08
<i>P2 – komplex</i>	S12	22	192	35	2292	3759	1593	7	32	0.05
	S13	26	169	21	2752	5030	2411	2	107	0.34
	S14	31	166	40	1706	3598	1906	6	53	0.56
	S15	17	163	30	1938	10750	10122	1	179	0.56
	S16	37	110	24	1469	3011	1716	2	124	0.65
	S17	57	231	62	1820	2360	563	15	65	0.66
	S18	77	272	45	2173	2576	397	12	97	0.87
	S19	55	205	39	1287	1768	510	13	65	0.6
	S26	27	280	88	1517	1866	353	31	23	0.77
S27	20	264	39	1037	2599	2346	2	8	0.66	
Átlag			205	43.8	1819	3455	1607	9.1		0.57
Szórás			58	26.9	787	1722	1483	9.3		0.23
<i>P3 – hálós</i>	S20	61	255	41	1428	1786	377	21	5	0.74
	S21	66	151	47	1532	1948	427	17	68	0.78
	S22	67	159	51	1401	1647	281	21	28	0.2
	S23	64	183	19	898	1116	252	8	7	0.4
	S24	39	104	13	942	1589	674	1	3	0.75
Átlag			171	35.8	1250	1642	402	13.7		0.57
Szórás			60	20.2	544	348	204	8.9		0.26
<i>P4 – nagy csillagdűnék</i>	S7	33	304	75	1747	3199	1515	17	033; 022	0.63; 0.64
	S8	37	271	114	1944	2479	537	24	016; 043	0.55; 0.55
	S9	35	256	121	1748	2351	622	35	2	0.69
	S10	38	224	94	1525	2196	786	17	35	0.64
	S11	21	237	57	1856	2794	1044	12	4	0.65
	S25	44	307	51	1701	2334	531	13	80	0.43
Átlag			266	88.6	1758	2592	839	19.8		0.6
Szórás			35	47.6	633	540	443	8.7		0.08

Az előző két paraméter hányadosa (w/h) fejezi ki, hogy relatíve mennyire szélesek a dűnék. A lineáris (*P1*) és nagy csillagdűnés (*P4*) mintázatok esetében a szélesség a magasság 25-27-szerese, a hálós dűnék (*P3*) esetében 45-szörös ez a szorzó, végül a leglaposabb komplex dűnék (*P2*) esetében 59-szeres.



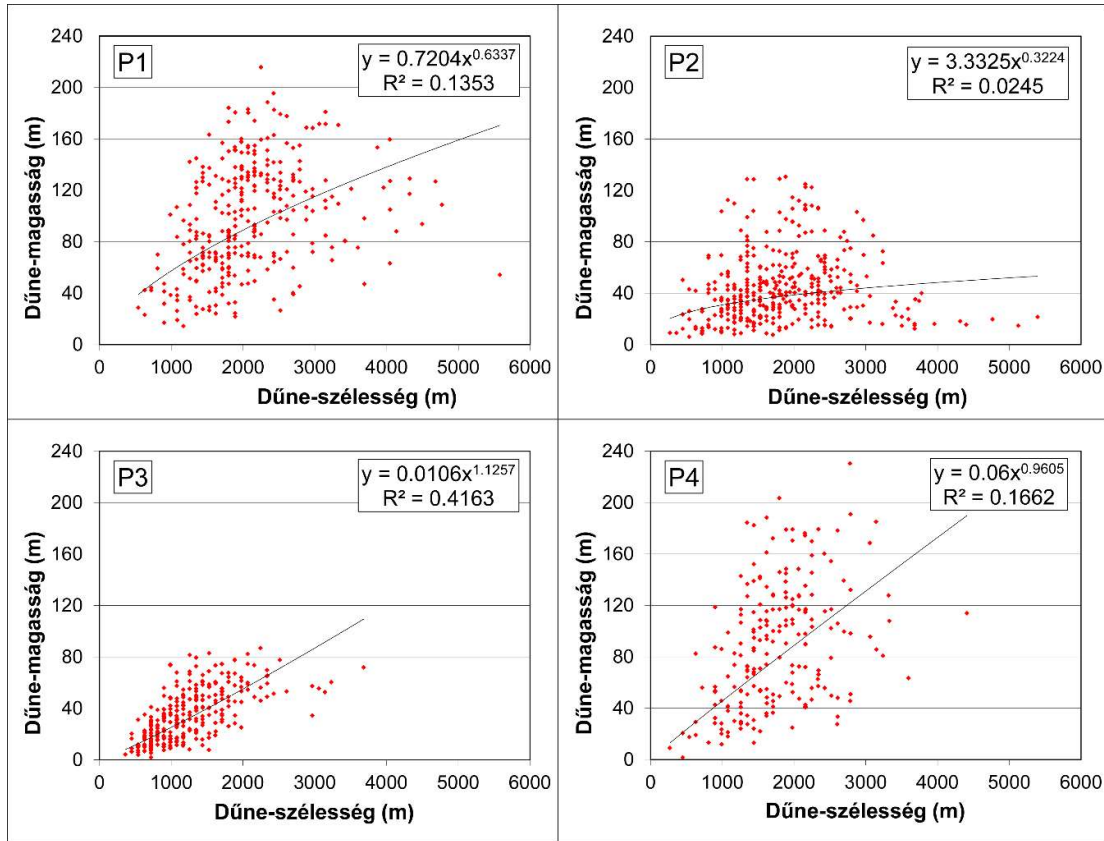
60.ábra. Dűne-paraméterek (magasság, szélesség, hullámhossz, EST) dobozdiagramja mintázat típus szerint



61.ábra. Dűne-jellemzők (magasság, szélesség, EST) térbeli eloszlása

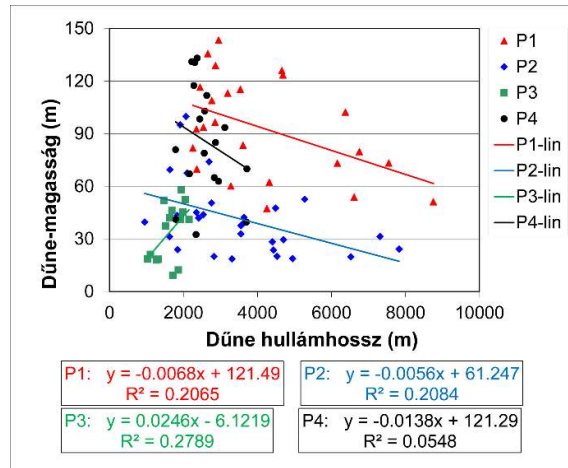
A fentiek alapján is látható, hogy a dűnek szélességét és magasságát részben eltérő tényezők befolyásolják, ezért e két paraméter között csupán gyenge vagy közepes, de azért statisztikailag szignifikáns korreláció mutatható ki. Legjobban hatványfüggvények írják le ezt a kapcsolatot (62.ábra). Nem meglepő módon a változó típusú dűnekből álló komplex (P2) mintázat esetén gyakorlatilag nincs kapcsolat ($r^2=0,05$), míg a legerősebb kapcsolat

($r^2=0,48$) a hálós dűnék ($P3$) esetén figyelhető meg. A lineáris ($P1$) és nagy csillagdűnés ($P4$) mintázat gyenge, de statisztikailag még mindig szignifikáns értékekkel ($r^2=0,2$, ill. $0,3$) jellemezhető.

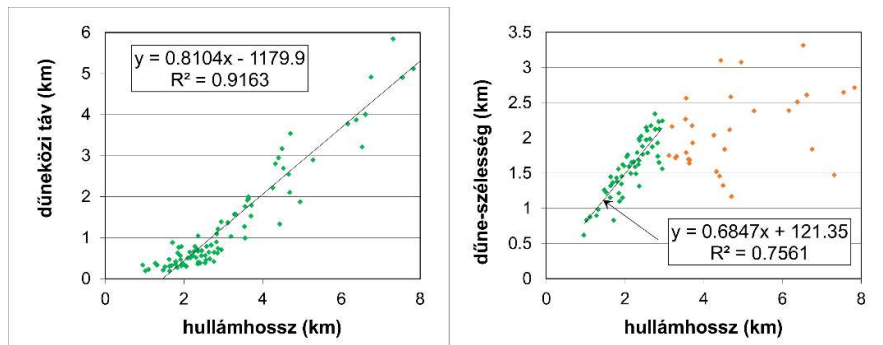


62.ábra. Dűne-magasság és dűne-szélesség összefüggése mintázat típusonként

A dűnék átlagos távolsága (s) a lineáris ($P1$) mintázat esetén a legnagyobb, átlagosan 4159 m, a második helyen a komplex ($P2$) mintázat szerepel, ahol 3455 m ez az érték. A nagyméretű csillagdűnék ($P4$) sűrű mintázatát az is jellemzi, hogy az átlagos dűnetávolság jóval kisebb (2592 m), de a legszorosabban – logikus módon – a hálós mintázat ($P3$) dűnei helyezkednek el (1642 m). A dűnemagasság semmilyen korrelációt nem mutat a hullámhosszal (63.ábra), ami az egyes mintázatoknál tapasztalt dűnetávolság adatokból logikusan következik, hiszen nagy és kis dűnék egyaránt előfordulnak szorosan egymás mellett, vagy éppen távol egymástól a fenti mintázatok szerint. Ha viszont a korrelációs számítás mintázati típusok szerint külön-külön végezzük el, akkor egy gyenge, de statisztikailag szignifikáns kapcsolat kimutatható az elágazó lineáris ($P1$), a komplex ($P2$) és a hálós ($P3$) típusokra (0,21 és 0,28 közötti r^2 értékekkel), de a nagy csillagdűnék esetén még így sincs semmilyen kapcsolat a magasság és a hullámhossz között. Mindazonáltal vannak más paraméterek, melyek között szoros korrelációs kapcsolat áll fenn. A dűnék hullámhossza például a dűneközi távolsággal mutat nagyon szoros ($r^2=0,92$) lineáris kapcsolatot (64.ábra). A dűnék szélességének és a hullámhossznak a kapcsolata viszont összetett képet mutat. Nagyjából 3 km-es hullámhosszig a dűne szélesség is közepesen-erős kapcsolat ($r^2=0,76$) szerint nő a hullámhosszal, a fölött viszont nincs összefüggés, azaz az egymástól távol lévő dűnék esetében nagy és kis szélesség egyaránt előfordul (64.ábra).

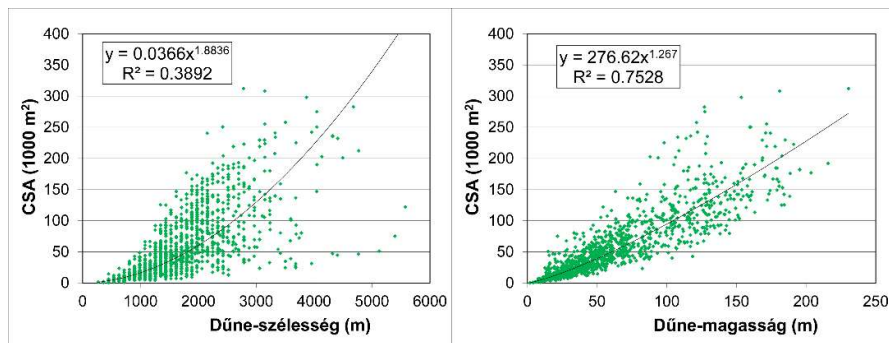


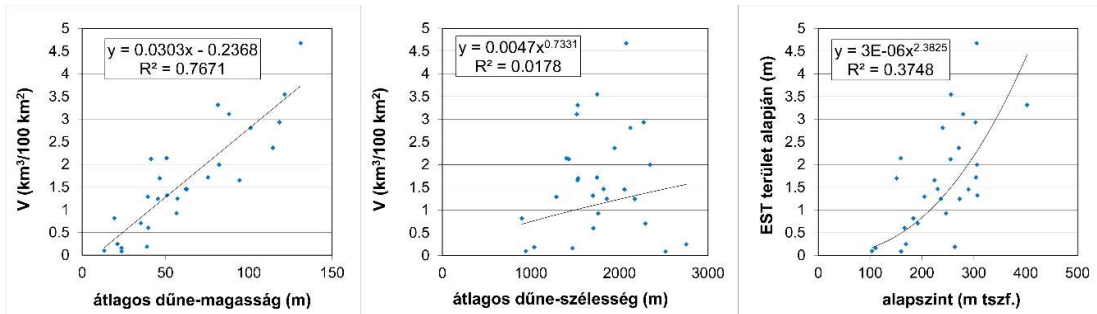
63. ábra. Dűne-magasság és hullámhossz összefüggése mintázat típus szerint



64. ábra. Horizontális dűne-paraméterek összefüggése. Dűneközi táv és hullámhossz, illetve dűne-szélesség és hullámhossz.

A homok mennyiségét keresztmetsvény-elemzés alapján az összesített keresztmetszeti területtel (CSA) lehet jól kifejezni. Érdekes kérdés, hogy a homokmennyiséget inkább a dűnék szélessége, vagy inkább a magassága határozza-e meg. Korrelációs számítás segítségével igazolható, hogy a CSA érték a dűnemagassággal szoros ($r^2=0,84$), míg a dűneszélességgel csupán közepes ($r^2=0,64$) kapcsolatban áll, tehát a magasság a döntő a dűnében lévő homok mennyiségét illetően (65. ábra). Ehhez hasonlóan a mintaterületek elemzése alapján számított térfogatértékek (V) is azt igazolják, hogy a térfogat a dűnemagasságtól függ viszonylag szorosan ($r^2=0,76$), míg a dűneszélességtől gyakorlatilag független ($r^2=0,03$; 66. ábra).

65. ábra. Dűne-keresztmetszeti terület (CSA) és dűne-magasság, illetve CSA és dűne-szélesség kapcsolata

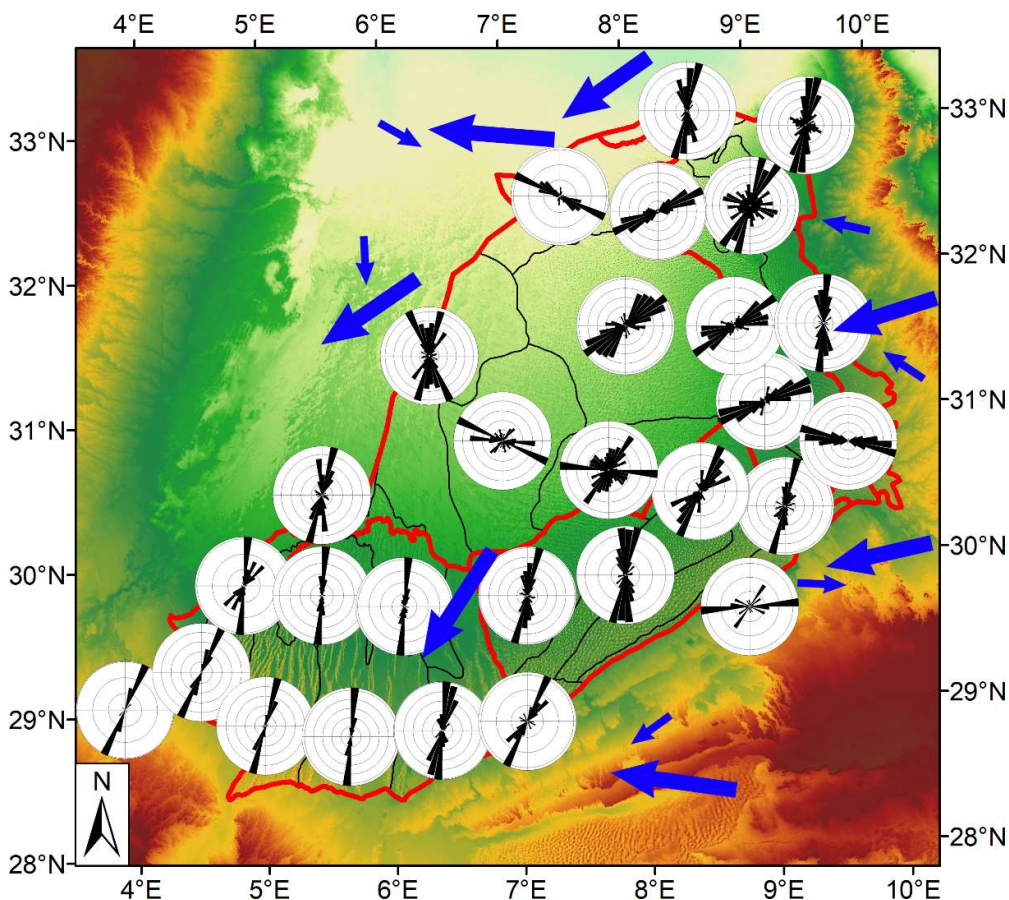


66.ábra. Homok-térfogat (V) és dűne-magasság, homok-térfogat (V) és dűne-szélesség, illetve ekvivalens homokvastagság (EST) és alapszint kapcsolata

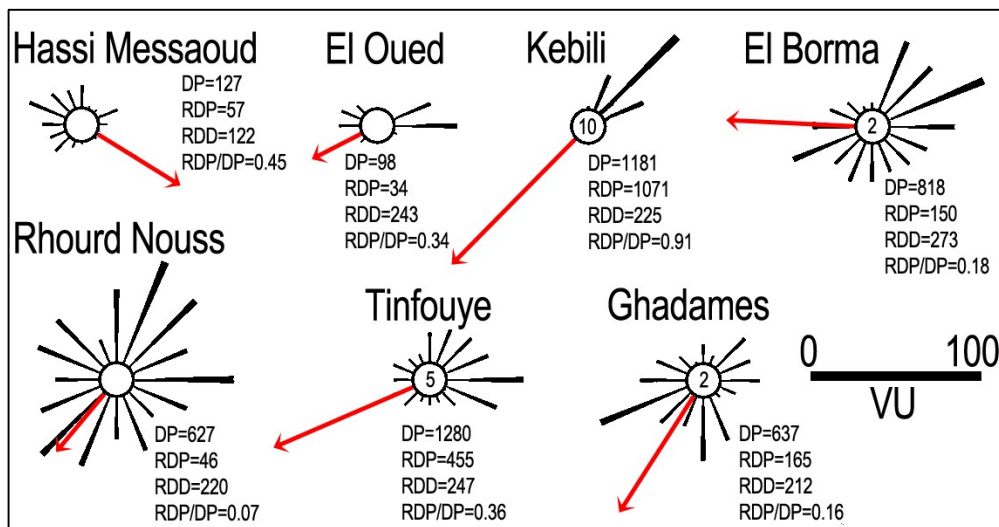
A fenti tényezőkhöz hasonlóan a keresztmetszvényekből számított *ekvivalens homokvastagság* (EST) szempontjából is a lineáris ($P1$) és a nagy csillagdűnés ($P4$) mintázat rendelkezik magasabb értékekkel, az átlagértékeik rendre 26 m, illetve 31 m. Ezzel szemben a komplex ($P2$), illetve a hálós ($P3$) típusú mintázat alacsony értékekkel (13 m, illetve 14 m) jellemezhető. A lineáris mintázat ($P1$) esetén a térfogatból számított EST értéke megegyezik (26 m) a keresztmetszvény alapúval, a többi esetben azonban valamivel kisebb értékeket kaptunk a térfogati számítás esetén. A nagy csillagdűnés ($P4$), a hálós ($P3$) és a komplex ($P2$) mintázatok esetén az értékek rendre 20 m, 14 m, illetve 9 m. Összességében megállapítható, hogy a homokmennyiség értéke dél felé, illetve a medence topográfiai peremei felé markánsan növekszik (61.ábra). Mivel a medence alapszintje dél felé magasodik, ezért ez azt is eredményezi, hogy az EST értéke a tengerszint feletti magassággal (b) közepesen szoros korrelációban áll ($r^2=0,49$; 66.ábra).

A dűnetengelyek irányát mutató rózsadiagramok a 67.ábra térképén láthatók. A legegységesebb képet a lineáris ($P1$) mintázat dűnei mutatják, amint az eleve várható volt a nagyléptékű dűneirányok alapján. A tengelyek É-D és ÉÉK-DDNy közti irányokat mutatnak, és az igen erős irányítottság miatt az átlagos eredő vektorhossz (R) értékei 0,75 és 0,93 közé esnek. A komplex ($P2$) mintázat esetében igen változatos irányok jelennek meg, és a legtöbb esetben egy-egy alterületen belül is több irány van jelen. Ezen a mintázattípuson belül a déli részeken még hangsúlyosan van jelen a nagyjából É-D-i irány, de a középső és északi részeken az ÉK-DNy-i, illetve erre közelítőleg merőlegesen a NyÉNy-KDK-i irány jelenik meg. Az R értékek a nagyobb szóródásnak megfelelően nagyrészt 0,5 és 0,7 közöttiek, de ahol több hangsúlyos irány is van, ott még alacsonyabb értékek is előfordulnak. A hálós ($P3$) dűnék irányítottsága közepesnek mondható, amit a 0,7 és 0,8 közti értékek is jeleznek. Főleg ÉÉK-DDNy-i, illetve részben KÉK-NyDNy-i tengelyirányok jellemzők, de a többmódusú rózsák esetén (pl. S22) nagyon alacsony az irányítottság fokmérője. Legmeglepőbb talán a nagy csillagdűnés ($P4$) mintázat helyzete. Itt ugyanis a csillagdűnék dominálnak, amelyek első ránézésre nem tűnnek irányított formáknak. A DEM-alapú térinformatikai-statisztikai elemzés azonban képes ebből a mintázatból is kinyerni a tengely adatokat, melyek alapján a várakozásokhoz képest erősebb irányítottság jellemzi ezt a területet. Az R értékek 0,5 és 0,7 közöttiek, míg a domináns tengelyirány nagyrészt ÉÉK-DDNy-i.

A meteorológiai állomások széladatai (11.táblázat) alapján készített homokszállítási potenciál rózsadiagramokat mutatja a 68.ábra. Ezek természetesen nagyon hasonlítanak az egyszerű szélrózsa diagramokhoz (57.ábra), de kis különbségek előfordulhatnak ott, ahol az erősebb szelek irányeloszlása nem egyezik az általános szélirány-eloszlással. A fő homokszállítási irány DNy felé mutat, ami megfelel az általánosan uralkodó ÉK-i széliránynak.



67.ábra. Dűne hossz tengelyek alapján szerkesztett rózsadiagramok alegységenként. A vastag kék nyilak az uralkodó szélirányt jelzik, a kisebb kék nyilak a másodlagos szélirányt.



68.ábra. Homokszállítási potenciál rózsadiagramjai. DP: a homokszállítási potenciál, RDP az eredő vektor hossza, RDD az eredő vektor iránya. Vörös nyilak az eredő vektort mutatják. A fekete karok az adott irányból fújó szél homokszállítási potenciáljával arányos hosszúságúak. A kör közepébe írt szám azt jelzi, hogy a vektorok hosszát mennyivel kellett csökkenteni, hogy egymással arányosak legyenek. VU: virtuális vektorhossz egység.

4.3.4. A Grand Erg Oriental-ra vonatkozó eredmények diszkussziója

A GEO dűnéinek méreteit néhány szerző már évtizedekkel ezelőtt megbecsülte. **Mainguet & Jacqueminet (1984)** 179-257 m magasságot számolt az elágazó lineáris (*P1*) dűnékre, 160-260 m magasságot a nagy csillag (*P4*) dűnékre, 81-146 m magasságot a kis csillag (*P2*) dűnékre és 60-100 m magasságot a keresztirányú (*P3*) dűnékre. Becslésük durván 2,5-szer nagyobb, mint a miénk. Mivel munkájukat azelőtt végezték, hogy DTM-ek és jó minőségű topográfiai adatok váltak volna elérhetővé, feltételezhető, hogy rosszul számították ki az értékeket, vagy valószínűleg csak a nagyobb kiterjedésű dűnéket vették figyelembe.

Breed et al. (1979) 1,6 km-es átlagos dűnetávolságról írt a GEO kapcsán, ami az előzőkkel épp ellentétben, alulbecslés. Ez a távolság csak a legsűrűbben elhelyezkedő hálós (*P3*) típusú dűnékre érvényes. Ezen kívül **Breed et al. (1979)** a GEO egészére vonatkozóan 26 m átlagos homokvastagságot számolt ki. Ez nyilvánvalóan egy túlbecslés, mivel jelen tanulmányban 13,8 m-es átlagértéket kaptunk a teljes vizsgált területre, amelyet a térfogatszámításokból az alegységek területe szerinti súlyozással kaptunk. **Breed et al. (1979)** homokvastagsági átlagértékét csak a déli részekre vonatkozóan fogadhatjuk el, ahol a homokfelhalmozódás a legjelentősebb. Ezek a tények egyértelműen bizonyítják, hogy a DTM-ek jelentősen javíthatják a homokfelhalmozódások mennyiségére vonatkozó becsléseinket. Mindazonáltal a dűnék magasságának déli irányú növekedését már **Mainguet & Jacqueminet (1984)** is helyesen ismerte fel. A mi *EST* értékeink azonban jobban feltárják a homok térbeli eloszlását a GEO-ban. Mind az alapszinttel való korreláció (*66. ábra*), mind pedig a *61. ábra* térképe megfelelően szemlélteti a homok nagyléptékű térbeli eloszlását. Az uralkodó északkeleti (és időnként északi) szelek a GEO déli részén halmozták fel a legtöbb homokot. Valószínűleg ez a felhalmozódás már a pleisztocénben elkezdődő hosszú időtartamú folyamatok eredménye. **Lancaster (1988)** véleménye szerint a nagy dűnék élettartama 100 ka körüli. Emellett Dél-Tunéziából vannak arra vonatkozó bizonyítékok, hogy a Szaharában (beleértve a GEO-t is) már legalább 86 ka-val ezelőtt sivatagi körülmények uralkodtak (**Swezey et al., 1999**). Sőt azt is igazolták, hogy a Szaharában már a pliocénben is jelentős volt a szél által szállított üledékek felhalmozódása (**Swezey, 2009**). Az *EST*-adatainkból felismerhető másik tendencia az, hogy a topográfiai peremek kedveznek a homok lerakódásának és felhalmozódásának. Ennek eredményeképpen a legmagasabb dűnék a déli részeken találhatóak, függetlenül a dűnetípustól. A dűnetípust viszont elsősorban a széljárás irány szerinti változékonysága határozza meg (ami összhangban áll **Lancaster /1988/** és mások megfigyelésével), ezért alakulnak ki délkeleten csillagdűnék, délnyugaton viszont elágazó lineáris dűnék.

Lancaster (1988) megállapítása szerint a dűnék magassága és a dűnék távolsága pozitívan korrelál, továbbá a korrelációs együtthatók viszonylag magasak. Eredményeink nem támasztják alá ezt az állítást. Ez a korreláció csak a viszonylag kisméretű, hálós (*P3*) dűnékre igaz, de még ebben az egységben is gyenge a korreláció. Sőt, az elágazó lineáris (*P1*) és a komplex (*P2*) mintázat esetében a dűnék magassága és a dűnék távolsága közötti kapcsolat inkább épp a fordítottja, azaz a nagyobb hullámhosszal rendelkező dűnék még alacsonyabbak is. Végül a nagyméretű csillagdűnék (*P3*) esetében nincs összefüggés a dűnék magassága és a távolság között. Az ellentmondás lehetséges magyarázata, hogy **Lancaster (1988)** adatainak többsége viszonylag kis dűnékre vonatkozott, így az állítás a kisebb dűnékre esetleg igaz lehet, de a nagyobb dűnékre semmiképpen. Továbbá a nagyméretű csillagdűnék (*P4*) esetében a távolságok elég hasonlóak, azaz térbeli eloszlásuk viszonylag egyenletes, miközben a magasság tekintetében tekintélyes eltérések fordulnak elő, ez a kombináció pedig kizárja a szoros korrelációt. Ugyanezt a korrelációhiányt a dűnék magassága és hullámhossza között **White et al. (2015)** is kimutatta a Kalahári lineáris

dűnéivel összefüggésben. Valószínűnek tűnik tehát, hogy a dűnékre vonatkozó magasságtávolság összefüggések csak bizonyos körülmények között érvényesek, például kisebb dűnék és viszonylag homogén környezet esetén.

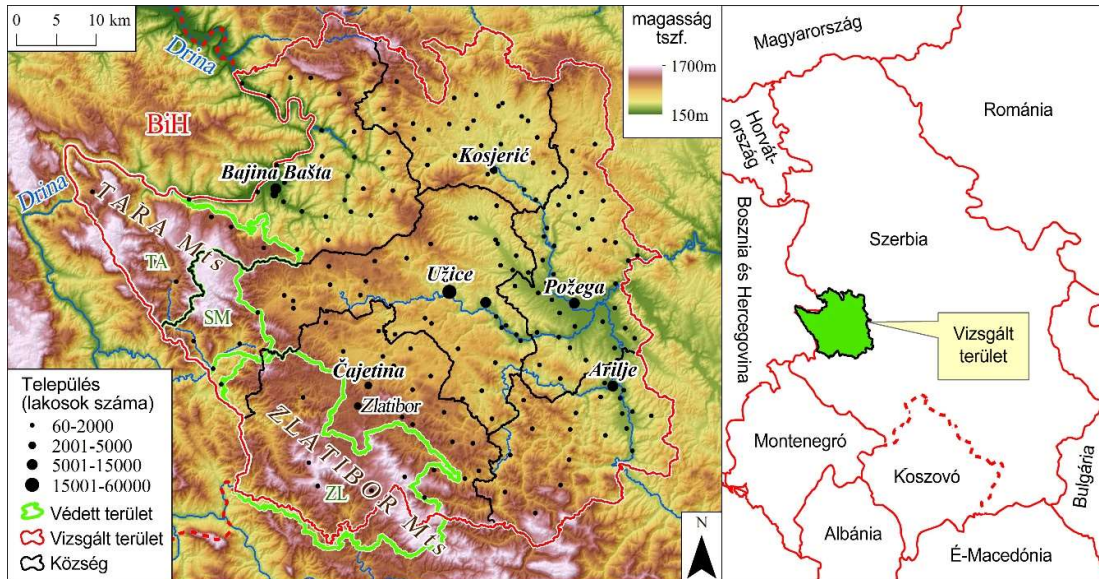
A szélirányok, a homokszállítási irányok és a dűne-irányítottság összehasonlításával arra a következtetésre jutottunk, hogy a nagy csillagdűnék (*P4*) esetében a szélirány nagy szórása határozza meg a dűne típusát, vagyis azt, hogy ezen a területen jellemzően csillagdűnék alakulnak ki. Ennek köszönhetően itt az irányítottság mértéke is valamivel kisebb. Ghadames és Rhourd Nouss meteorológiai állomások RDP/DP értékei szintén nagyon alacsonyak (0,16, illetve 0,07), ami a homok-szállítási irányok nagyfokú változékonyságát jelzi. A csillagdűnék ÉÉK-DDNY-i (10° - 30°) irányú fő tengelye majdnem, de nem teljesen merőleges az uralkodó szélirányra (80° - 100°). Az elágazó lineáris dűnék (*P1*) területén a szélirányok szórása kisebb, de meglepő módon az uralkodó ÉK-i szélirányok és a dűnék tájolása (0° - 20°) nem párhuzamos. Feltételezhető, hogy az ezeket a dűnéket kialakító széljárás egymódusú volt, méghozzá uralkodóan északi szelekkel, tehát a jelenlegi helyzettől némileg eltérő széljárást kell feltételeznünk. A jelenleg uralkodóan északkeleti irányú szél az eredetileg É-D-i irányú lineáris dűnéket íves gerincvonalakkal rendelkező, összetett formákká alakította át, amelyek összenőtt, nem tipikus csillagdűnéknek tűnnek. Ez a helyzet analóg a keleti Rab-el-Háli elágazó lineáris dűnéivel, amelyeket **Goudie et al. (2000)** írt le. A komplex mintázat (*P2*) területét változatos tengelyirányok és változatos dűnetípusok (keresztirányú, csillag, dóm) jellemzik, amelyek részben merőlegesek, részben párhuzamosak az uralkodó szélirányokkal és a homokszállítási irányokkal (*RDD*). Egyes részterületeken itt is feltételezhető, hogy a korábbi szélirányok nyomot hagytak a dűnék tájolásában. A hálós dűnék (*P3*) területén az összeolvadó, sarló alakú, barkanoid dűnék tengelyei nagyjából É-D-i irányúak (0° - 20°). Ahogy **Ewing et al. (2006)** hangsúlyozta, a sarló alakú, barkanoid formák fő gerincvonala az eredő szélvektorra közelítőleg merőleges lehet. **Derickson et al. (2008)** véleménye szerint, az egyszerű sarló alakú barkanoid dűnék orientációja jelzi legmarkánsabban az aktuális szélviszonyokat. Ha ez így van, akkor ez azt jelenti, hogy a vizsgált területünk északkeleti részén a dűnéket formáló erősebb szelek K-i vagy KDK-i irányból fújnak. Mivel a nagyléptékű szélirány ebben a térségben ÉK-i, de a helyi szelek K-i vagy KDK-i irányból fújnak, ez arra utal, hogy a helyi szeleket a domborzat, nevezetesen a Jebel Dahar-hegység (Dél-Tunézia) módosítja. Az El Borma nyugati irányba mutató homokszállítási iránya (*RDD*) szintén alátámasztja ezt a megfigyelést. A topográfia szél módosító hatását **Derickson et al. (2008)** is kimutatta kaliforniai homokdűnék esetében, rózsadiagramok elemzésével. A *P3* típusú dűnéken belül az S21 alegység kivételt képez, mivel itt a KÉK-NyDNY-i fő dűneorientáció párhuzamos az uralkodó széllel. Ennek magyarázata az, hogy ebben az alegységben dómszerű dűnék találhatók, amelyek jellemzően az uralkodó széliránnyal párhuzamosan olvadnak össze.

4.4. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai jellegű megközelítése

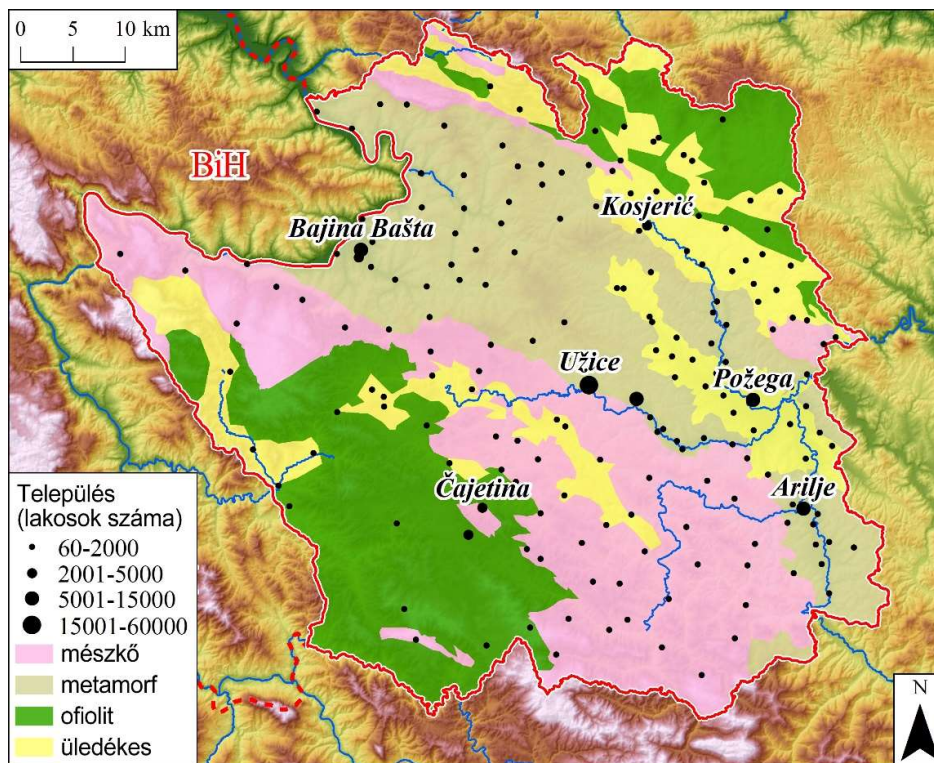
4.4.1. A nyugat-szerbiai mintaterület bemutatása

A vizsgált terület Nyugat-Szerbiában található, és a zlatibori kerület északi részét foglalja magában. Összesen 192 település található itt 6 község (Arlje, Bajina Bašta, Čajetina, Kosjerić, Požega, Užice) részeként. A 2011-es népszámlálási adatok szerint 3119 km²-en 179 329 ember él itt, így az átlagos népsűrűség 57,5 fő/km². A domborzati viszonyokat hegységek és dombságok jellemzik, amelyek magassága 200 m és 1600 m tengerszint feletti magasság között mozog. A tengerszint feletti magasság nagy vonalakban északkeletről délnyugat felé haladva növekszik (69.ábra). A vizsgált terület a Dinaridák belső övéhez tartozik (**Geološki Institut Srbije, 2009, Ristic Vakanjac et al., 2015**). Változatos geológiával rendelkezik, nagyjából ÉNy-DK-i irányítottságú szerkezeti

felépítéssel. Az északi-középső részén főként paleozoos fillitek és egyéb metamorfitek találhatóak. A déli-középső zónát a triász mészkövek uralják, míg a délnyugati és az északkeleti részeket főként jura ofiolitok építik fel (70.ábra). A fent említett kőzetekre néhány területen fiatalabb (jura, kréta és miocén) törmelékes üledékes kőzetek rakódtak. A karsztos folyamatok és formakincs a középső és déli részek mészkő zónájában jellemző.



69.ábra. A nyugat-szerb mintaterület domborzati képe a településekkel és a községhatárokkal. Védett területek: TA – Tara Nemzeti Park; SM – Šargan–Mokra Gora Natúrpark; ZL – Zlatibor Natúrpark. Jobbra: áttekintő térkép.



70.ábra. A mintaterület egyszerűsített geológiai térképe. Meghatározó kőzetek: triász mészkövek, paleozoos metamorfitek, jura ofiolitok, kréta-miocén törmelékes üledékes kőzetek.

Užice a vizsgált terület kiemelkedően legfontosabb települése. A területen belül központi helyet foglal el, és a Zlatibori járás közigazgatási központja. Bármely kritériumot vesszük figyelembe – akár a népességet, akár a központi funkciókat –, a város meghatározó jelentőségű a vizsgált területen belül, és a teljesen mintaterületen élő emberek 29%-ának ad otthont. Fejlődését természeti és társadalmi tényezők egyaránt elősegítették. Užice közvetlenül a karsztvidék peremén fekszik, ahol a Djetinja folyó átréselte a mészkőgerincet, és egy völgyet hozott létre, melyet ma is fontos közlekedési útvonalként használnak. A folyó keskeny völgye alkalmas vízenergia-termelésre is. Európa egyik legrégebbi, Tesla elvei szerint tervezett vízerőművét éppen itt építették meg 1899-ben. Egy nagyobbat pedig 1986-ban, folyásirányban kicsit feljebb, Vrutciban hoztak létre. A közlekedési útvonal védelmére már a középkorban erődítményt emeltek ezen a helyen. A település nagy része a folyó mentén fekszik, ahol a völgy a nem karsztos kőzeteket elérve kiszélesedik. Ami a város közelmúltbeli társadalmi-gazdasági fejlődését illeti, fontos megemlíteni, hogy a második világháború után, az újonnan létrejött Jugoszlávián belül, az ország több városát is Tito elnökről nevezték el/nevezték át, ami a személyi kultusz része volt. Így lett Užicéből "Titovo Užice", ami egyben azt is jelentette, hogy a város kiemelt anyagi támogatást kapott az államtól, és nagy beruházásokra került sor az infrastruktúra és a helyi ipar fejlesztésének érdekében, különösen az 1950-es években. A következő évtizedekben a gyors iparosításnak köszönhetően Užice jugoszláviai viszonylatban is jelentős várossá vált, Szerbia egyik legfejlettebb városává. A megnövekedett munkaerőigény miatt a lakosság a környező falvakból Užicébe kezdett el vándorolni, és Užice peremén új települések épültek. Ezek közül néhány később városiasodott településsé is fejlődött. A leglátványosabb példa erre Sevojno, amely ma már önálló városi ranggal rendelkezik. Užicébe nemcsak a saját községének vidéki településeiről, de az egész körzetből érkeztek bevándorlók.

A vizsgált terület több értelemben is *határvidék*. Természeti szempontból ez egy átmeneti táj a külső magashegységek (külső és középső Dinaridák) valamint a Dinaridák alacsonyabb, belső övei között. Történelmileg ez a terület tartozott a Római Birodalomhoz, majd a Bizánci Birodalomhoz (annak is a nyugati határvidékéhez). A középkori szerb állam fontos része volt, ami után 500 évi oszmán uralom következett. A 19. század végén és a 20. század elején a terület a Szerb Királysághoz tartozott, majd nem sokkal az első világháború után a Szerb-Horvát-Szlovén Királyság (később: Jugoszláv Királyság) része lett. A második világháború után a vizsgált terület a Jugoszláv Szocialista Szövetségi Köztársaság része volt, és nyugati határa az tagköztársaságok közötti belső határ volt. Az 1990-es években azonban a Jugoszláv SzSzK felbomlott, és jelenleg a vizsgált terület nyugati határa egyben a Szerbia és Bosznia-Hercegovina közötti nemzetközi határ is.

A vizsgált területen belül három védett terület is megtalálható: a Tara Nemzeti Park, a Šargan-Mokra Gora Natúrpark, valamint a Zlatibor Natúrpark.

A helynevek tisztázása érdekében fontos megemlíteni, hogy a "Zlatibor" szónak hármas jelentése is van: egyrészt egy hegység neve, másrészt egy településé, melyek nagyjából átfedésben vannak a Zlatibor Natúrpark területével, harmadrészt pedig a sokkal tágabb közigazgatási körzetnek is ez a neve.

4.4.2. Domborzati és litológiai alapú elemzések eredménye

4.4.2.1. A mintaterület litológia és domborzat szerinti kategóriái

A karsztos kategorizálás szerint a mintaterület településeinek 60%-a (azaz 115 település) nem karsztos, 12%-a (23 település) részben karsztos és 28%-a (54 település) karsztos.

A terület függőleges kiterjedése alapján a tengerszint feletti magasságot tekintve a legalsó osztály a 200-300 méteres, a legfelső az 1400-1500 méteres, és egy osztály (1300-1400 m) üresen maradt, azaz nem esik település ebbe a szintbe.

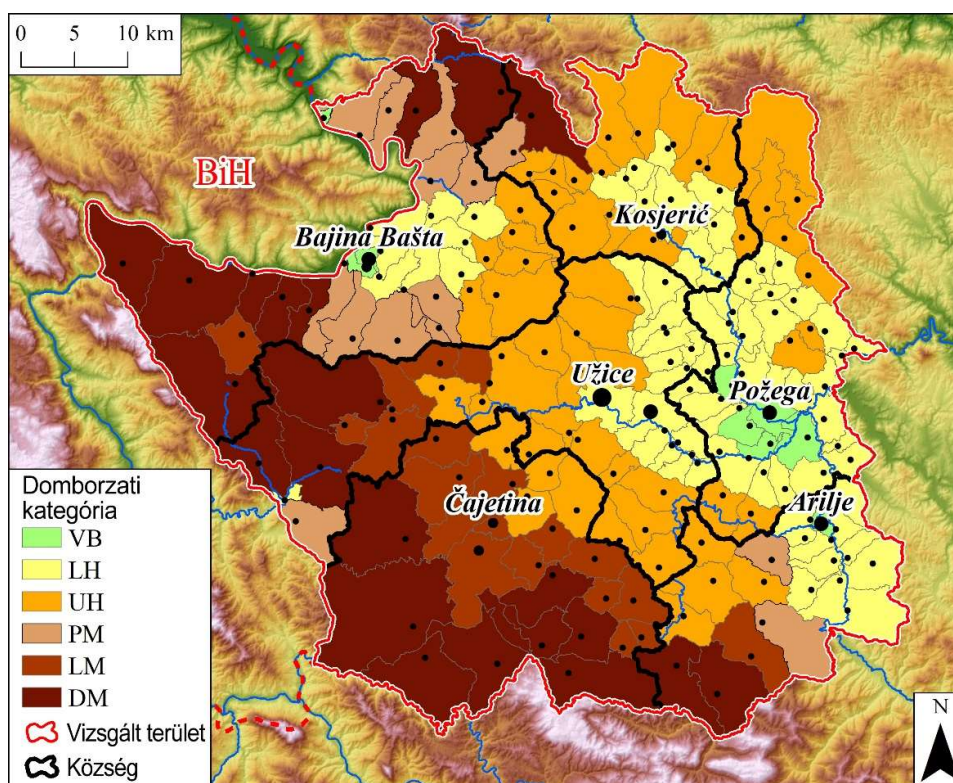
Az átlagos magasság és lejtőszög kombinált figyelembevételével hat kategóriát hoztam létre (71.ábra): **völgyek és medencék** (VB, *valley and basin*), **alacsonyabb dombság** (LH, *lower hills*), **magasabb dombság** (UH, *upper hills*), **részben hegyvidéki** (PM, *partly mountainous*), **kevésbé tagolt hegység** (LM, *less dissected mountains*) és **tagolt hegység** (DM, *dissected mountains*). A kategóriák határértékeit a vizsgált terület településeihez igazítottam, a konkrét határértékeket a 13.táblázat **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.** tartalmazza.

A kombinált lito-topo típusokat a 72.ábra és a 14.táblázat mutatja be.

A regionális központot, Užicét minden esetben külön típusként kezeltem, mivel nagy mérete és különleges jellemzői torzítanák az összes statisztikát, ha bármelyik kategóriába besorolnánk. (Egyébként Užice a részben karsztos litológiai kategóriába, a 400-500 m-es magassági osztályba és az alacsonyabb dombsági kategóriába tartozna).

13.táblázat. Település kategóriák a két domborzati paraméter alapján

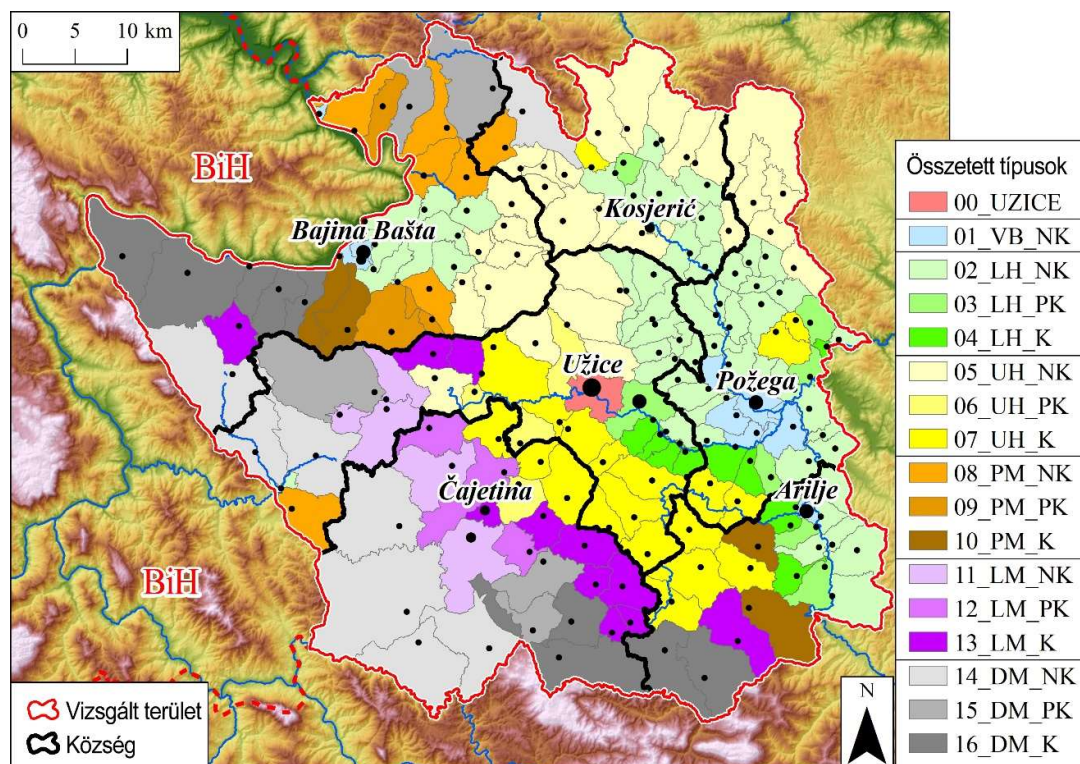
kategória neve	átlagos tszf. magasság (m)	relatív relief (m)= max.mag. - min.mag.	települések száma a vizsgált területen
völgyek és medencék (VB)	200-377	0-230	9
alacsonyabb dombság (LH)	378-600	137-620	75
magasabb dombság (UH)	600-800	137-620	53
részben hegyvidéki (PM)	378-800	620-1040	14
kevésbé tagolt hegység (LM)	800-1200	260-620	19
tagolt hegység (DM)	800-1200	620-1400	22



71.ábra. Az átlagos magasság és a relatív relief alapján létrehozott kombinált domborzati kategóriák területi elrendeződése. VB: völgyek és medencék; LH: alacsonyabb dombság; UH: magasabb dombság; PM: részben hegyvidéki; LM: kevésbé tagolt hegység; DM: tagolt hegység.

14.táblázat. A vizsgált terület településeinek megoszlása az összetett litológiai-domborzati típusok szerint

Domborzati kategória	Karszt szerinti típus		
	nem karsztos (NK)	részben karsztos (PK)	karsztos (K)
völgyek és medencék (VB)	VB NK (9)	-	-
alacsonyabb dombság (LH)	LH NK (57)	LH PK (8)	LH K (10)
magasabb dombság (UH)	UH NK (29)	UH PK (4)	UH K (20)
részben hegyvidéki (PM)	PM NK (7)	PM PK (3)	PM K (4)
kevésbé tagolt hegység (LM)	LM NK (5)	LM PK (3)	LM K (11)
tagolt hegység (DM)	DM NK (8)	DM PK (5)	DM K (9)

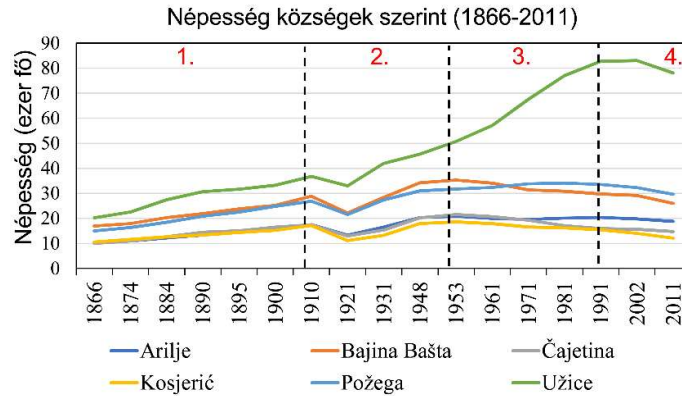


72.ábra. Az összetett litológiai-domborzati típusok térképe. VB: völgyek és medencék; LH: alacsonyabb dombság; UH: magasabb dombság; PM: részben hegyvidéki; LM: kevésbé tagolt hegyvidéki; DM: tagolt hegyvidéki; NK: nem karsztos; PK: részben karsztos; K: karsztos.

4.4.2.2. A népesség (népsűrűség) változásai

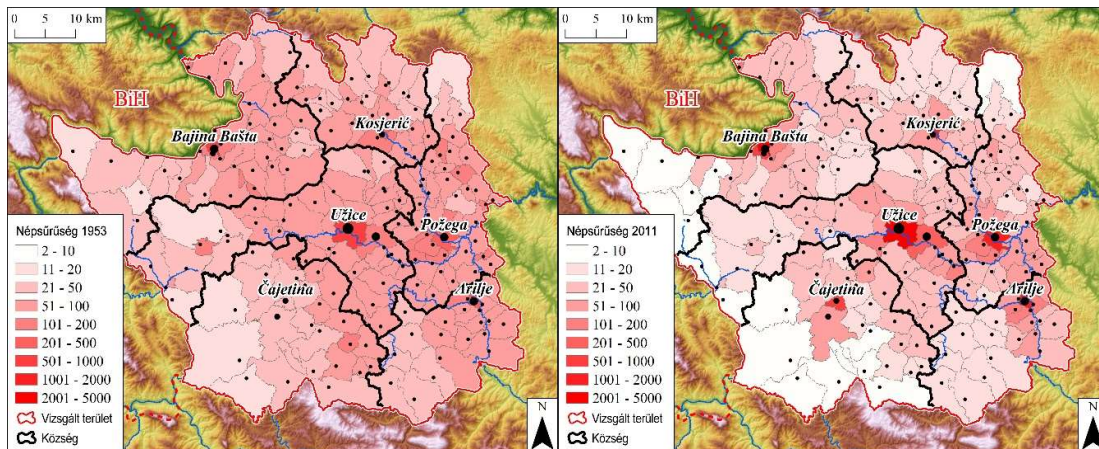
A népesség változását először községi szinten mutatom be (73.ábra). A vizsgált időszakot négy szakaszra oszthatjuk. 1866-tól az első világháborúig (az 1910-es népszámlálásig) lassú, egyenletes növekedés figyelhető meg minden községben. Az első világháborút követő első népszámlálásig jelentős népességcsökkenés következett be, amit elsősorban a háborúban elszennvedett emberveszteségeknek tulajdoníthatunk. E háború során Szerbia lakosságának közel 30%-át vesztette el. A visszesés után azonban újabb növekedés következett. Némileg meglepő módon az 1948-as népszámlálásnál nem figyelhető meg az első világháborúhoz hasonló népességcsökkenés. A népességmaximumot 1953-ban érte el a legtöbb község, és ez település szinten is nagyrészt érvényes. A harmadik szakaszban csak Užice község tudta dinamikusán növelni népességét, míg a többi község stagnált vagy lassú ütemben csökkenni kezdett. Összességében az egész vizsgált terület lakossága ebben a szakaszban még – Užicének köszönhetően – növekedett, ám a növekedés üteme már

csökkent. A következő fordulóponthoz 1991, Jugoszlávia felbomlása, amit háborúk kísértek, ám ezek után újra stabilizálódott a politikai helyzet. Ebben a negyedik szakaszban felgyorsult a népesség zsugorodása. Užice is egy darabig stagnált, majd csökkenni kezdett.



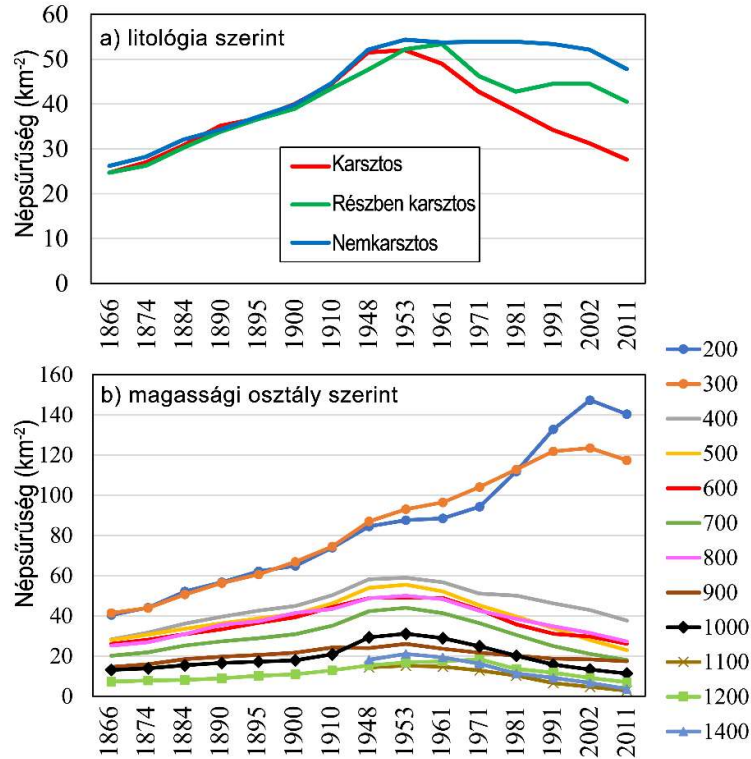
73. ábra. A népesség változása községek szerint 1866-2011.
A négy szakasz magyarázatát ld. a szövegben.

Ha települési léptékben vizsgáljuk a térséget, akkor kiderül, hogy a régió 1953-ban még feltűnően homogén és vidéki volt: mindössze 5 olyan település volt, ahol a lakosság száma meghaladta a 2000 főt. Ezek a települések az összlakosságnak mindössze 13%-át jelentették. Hasonlóképpen, az 500 főnél kisebb települések szintén viszonylag jelentéktelenek voltak, az összlakosság mindössze 8%-ával. Ez azt jelenti, hogy az emberek túlnyomó többsége (79%) ekkortájt közepes méretű (500-2000 lakosú) falvakban élt. Ezzel szemben 2011-ben már 9 darab 2000 főnél nagyobb lélekszámú település volt, melyeken együttvéve a összlakosság 57%-a élt. Ez a tény egyértelműen jelzi az intenzív urbanizációt ebben az időszakban. Ugyanakkor 2011-ben a népesség 18%-a élt 500 főnél kisebb településeken, tehát az aprófalvakban élők részaránya szintén nőtt! Az 1953-tól 2011-ig tartó időszakra számítva mindössze 17 olyan település volt (a 192-ből), ahol pozitív volt a népesség egyenlege. Az 1953-as és 2011-es népsűrűségi térképek összehasonlításával jól szemléltethető a városi területekre érkező erős beáramlás és a vidéki, hegyvidéki területek kiürülése (74. ábra). A népességnövekedés kevés városra és azok néhány szatellit településére korlátozódott, egyetlen kivételtől eltekintve – ez a Čajetina-Zlatibor kettős település. Ez utóbbi kivétel egyértelműen a természeti alapú turizmus fellendüléséhez kapcsolódik.

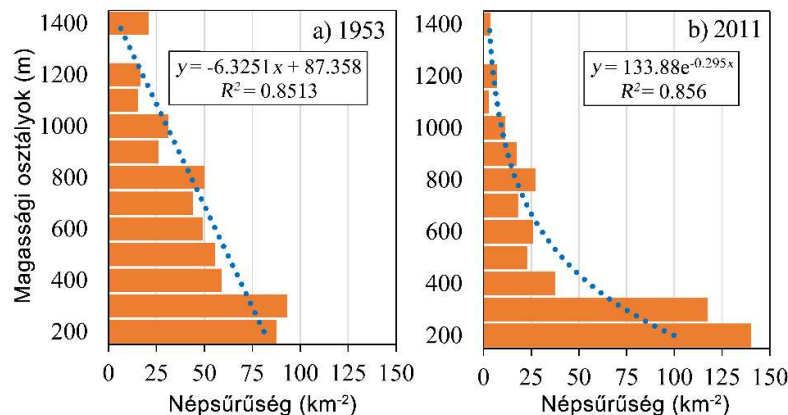


74. ábra. Az 1953-as és a 2011-es népsűrűségi térképek összehasonlítása

Ami a népsűrűség változásának időbeli alakulását illeti, a 75.ábra azt mutatja, hogy a nem karsztos, részben karsztos és karsztos területek 1953-ig együtt mozogtak. Ettől az évtől kezdve azonban a vonalak eltérnek egymástól. A nem karsztos területek népsűrűsége stagnált, míg a karsztos területek népsűrűsége gyorsan csökkent, a részben karsztos területek dinamikája pedig e kettő között helyezkedik el.



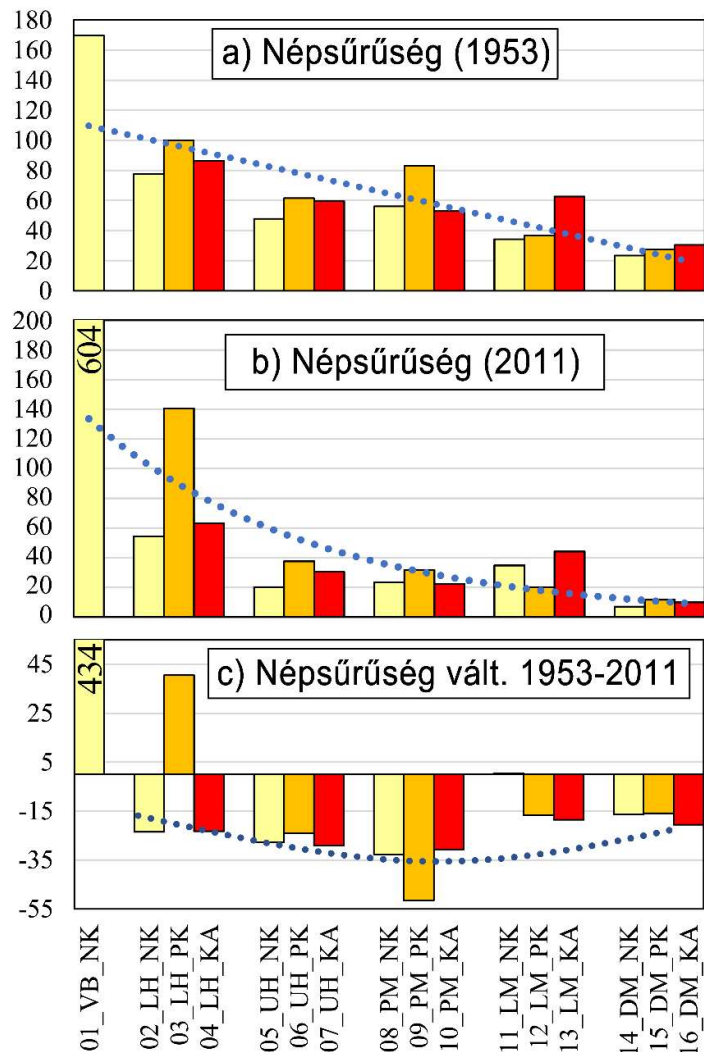
75.ábra. A népsűrűség időbeli változása a) litológia b) magassági osztály szerint



76.ábra. A népsűrűség és a magassági osztályok közti regressziós kapcsolat 1953-ban, illetve 2011-ben

A népsűrűség magassági osztályok szerint idősorai (75.ábra) azt mutatják, hogy 1948-ig a népsűrűség minden osztályban nőtt. Ezt követően azonban csak a legalsó osztályok (200-300 m és 300-400 m) tudták növelni a populációjukat, ráadásul egy eleve magasabb értékről kiindulva. Ezzel szemben a magassabb térszíneket stagnálás és elnéptelenedés

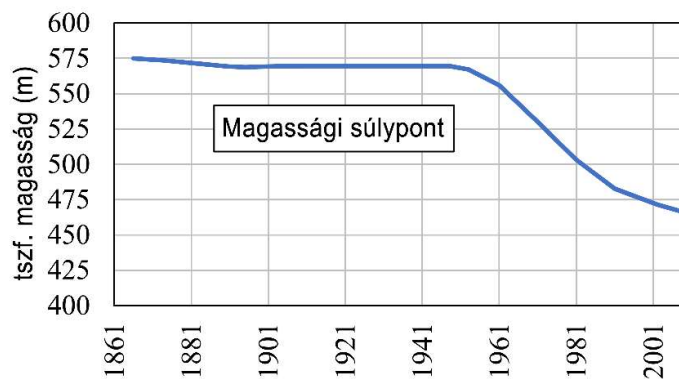
jellemezte. Az egyetlen kivétel a 900-1000 m-es osztály, ahol a populáció viszonylag stabil volt. Ez ismét a már említett Čajetina-Zlatibor kettősnek köszönhető, melyek ebbe az osztályba tartoznak. A népsűrűség és a tengerszint feletti magasság kapcsolatát regressziószámítással is vizsgáltam (76.ábra). Arra a megállapításra jutottam, hogy 1953-ban (és a korábbi időszakokban is) erős lineáris kapcsolat volt a népsűrűség és a tengerszint feletti magasság között, a lineáris korrelációs együttható (r) ezekre az időszakokra 0,9-nél nagyobb volt. 1953 óta azonban a fent említett demográfiai változások és az alacsonyabb területek felé irányuló népességáramlás miatt a korreláció típusa megváltozott, exponenciális lett, de a kapcsolat még mindig erős (76.ábra).



77.ábra. Népsűrűség az összetett litológiai-domborzati típusok szerint 1953-ban (a), illetve 2011-ben (b). A változást a c) rész mutatja.

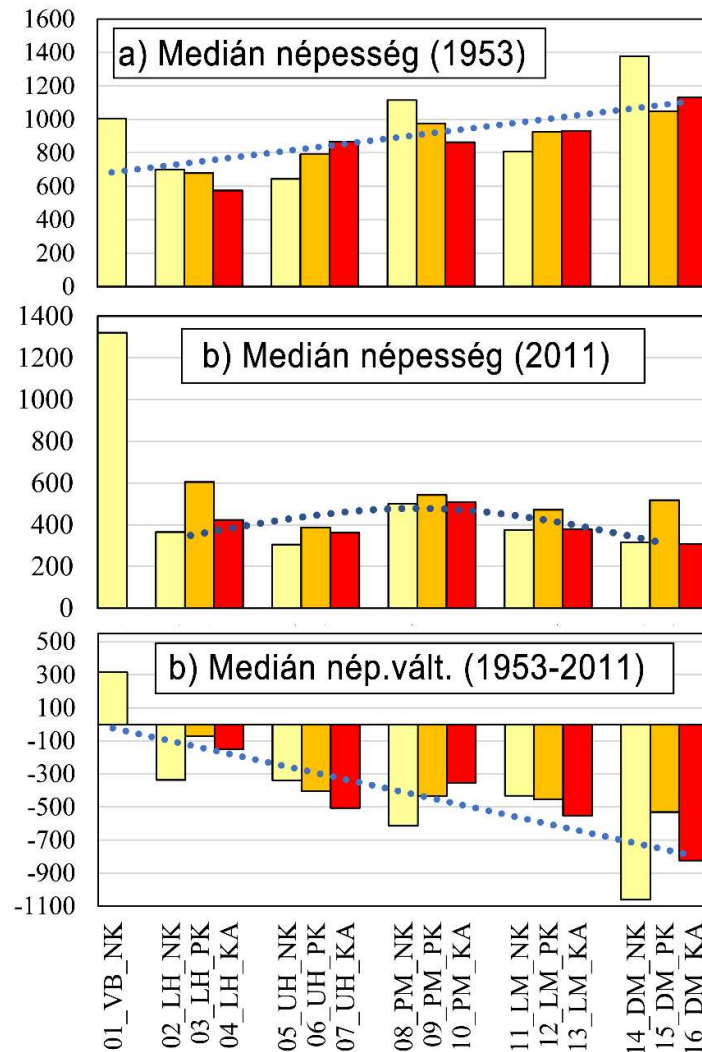
A fenti tények látszólag azt sugallják, hogy mind a domborzat, mind a litológia hatással van a népsűrűségekre (illetve annak változásaira). A vizsgált területen azonban a karsztos közetek térbeli eloszlása nem független a domborzattól, mivel a karsztos térszínnek aránya sokkal nagyobb a hegységekben, mint az alacsonyabb kategóriákban. Következésképpen meg kell különböztetni e két tényező hatását. A 77.ábra segít megérteni a népsűrűség és az összetett litológiai-domborzati típusok kapcsolatát. (Itt jegyzem meg, hogy a 77.ábra trendvonalai csak a vizuális értelmezést segítik, de mivel a típusok ebben az

esetben nominális osztályok, ezért a statisztikai regresszió-számítás erre nem alkalmazható.) Az ábra a) része bemutatja, hogy 1953-ban a népsűrűség fokozatosan csökkent a magasabb és tagoltabb lito-topo típusok felé. Egy-egy domborzati kategórián belül viszont nincsenek világos és egyértelmű különbségek a nem karsztos, a részben karsztos és a karsztos térszínnek között. 2011-re a népsűrűség csak két típusban (VB_NK, LH_PK) nőtt, miközben az összes többi típusban csökkent a népsűrűség. Némileg meglepő módon a legnagyobb csökkenés a PM típusokban figyelhető meg. Általánosságban megállapítható, hogy a magasabb dombsági (UH) és a hegyvidéki típusokban az értékek egy meglehetősen hasonló, igen alacsony népsűrűségi szinthez közelítenek. Ennek következtében az alacsonyabb, kevésbé tagolt és a magasabb, tagoltabb domborzati típusok között a népsűrűségbeli különbségek 2011-ben sokkal hangsúlyosabbak, mint 1953-ban. A vizsgált területen belüli népesség átrendeződésének még világosabb szemléltetése érdekében a 78.ábra a magassági súlypont időbeli változását mutatja be. Erről leolvasható, hogy a súlypont 1866-tól 1953-ig szinte állandó szinten maradt, 560-575 méterrel a tengerszint felett, ám 1953-tól lefelé irányuló mozgás következett be. Ez a tendencia a fent ismertetett harmadik szakaszban volt a legintenzívebb, mely 1991-ig tartott.



78.ábra. A népesség magassági súlypontjának időbeli változása a vizsgált területen

Érdeemes megvizsgálni a települések jellegzetes méretét a lakosságszám alapján, és feltárni, hogy ez miként változik a domborzat vagy a litológia függvényében. A karakterisztikus méret a lakosságszám mediánértékével ragadható meg a legjobban, mert az összegeket vagy az átlagértékeket a szélsőértékek jobban torzíthatják. A 79.ábra azt jelzi, hogy 1953-ban a települések medián lakosságszáma a magasabb és tagoltabb típusokban nagyobb volt! Ekkor a medián lakosságszám épphogy meghaladta a 600 főt az alacsonyabb dombság (LH) területén, míg a hegyvidéki típusokban a mediánértékek 1000 fő körül alakultak. Ez azt jelenti, hogy a hegyvidéki települések jellemzően több lakossal rendelkeztek, mint a dombvidéki települések. Ehhez a tényhez azonban fontos adalék, hogy a hegyvidéki települések közül többre is szórt mintázat jellemző, és a közigazgatásilag egybetartozó települések gyakran több kisebb résztelepülésből állnak. 2011-re a tendencia és az értékek is egyértelműen megváltoztak. Míg a völgyek és medencék típusban (VB) a településméretetek növekedtek, addig az összes többi típusban csökkent a lakosságszám mediánja, és a legtöbb esetben a medián lakosságszám napjainkban 400 fő körül vagy az alatt van. Ez az ábra ismét rávilágít arra, hogy a karsztnak nincs hatása erre a paraméterre. Így tehát arra a következtetésre jutottunk, hogy ezen a nyugat-szerbiai vizsgálati területen belül a népesség térbeli mintázatát és időbeli változását a domborzati helyzet egyértelműen befolyásolja, ám a látszólagos litológiai (karsztos) hatás pusztán annak köszönhető, hogy a karsztos térszínnek általában a magasabb domborzati kategóriákba tartoznak.

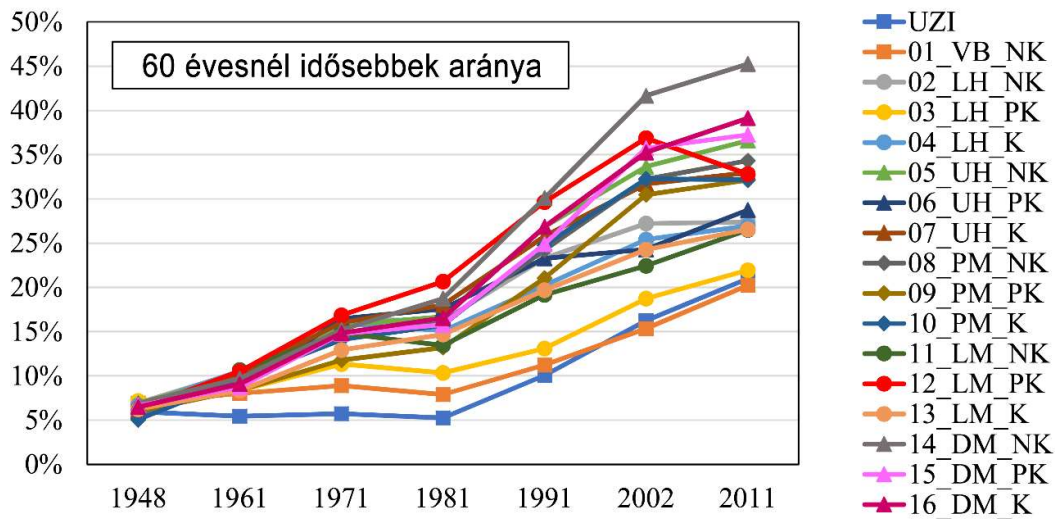


79.ábra. A település-népeség mediánértéke az összetett litológiai-domborzati típusok szerint 1953-ban (a), illetve 2011-ben (b). A változást a c) rész mutatja.

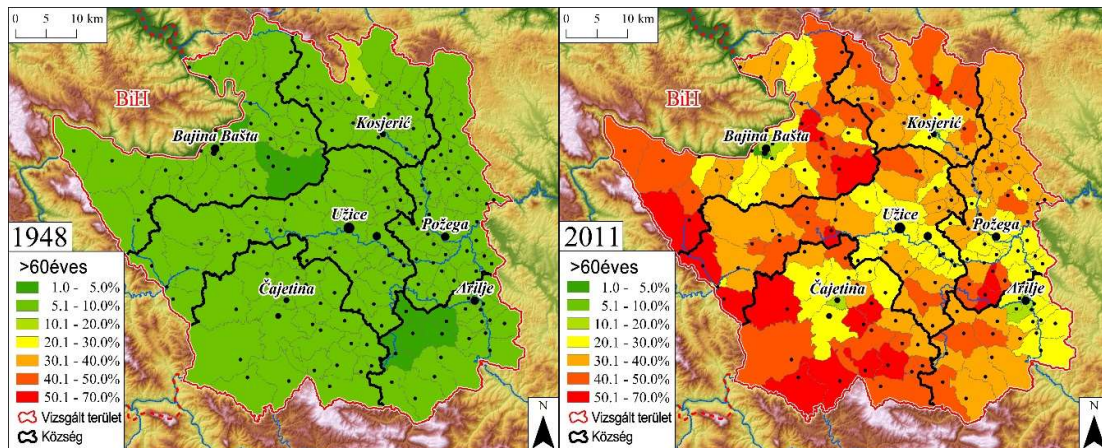
4.4.2.3. Előregedés

Az előregedést itt a 60 évnél idősebbek arányával jellemzem (80.ábra). Ez az arány 1948-ban minden típusban 6-7% volt. Ez arra utal, hogy a vizsgált terület feltűnően homogén volt ebből a szempontból, és ez a paraméter alapvetően független volt a domborzati és litológiai tényezőktől. Az ezt követő időszakban az idősök aránya növekedni kezdett. A magasabb és tagoltabb területeken ez a növekedés már 1948-ban megkezdődött, míg a völgyekben és az alacsonyabb dombosági területeken az idősök aránya csak 1981 után kezdett növekedni. Végeredményben 2011-re az idősök arányának átlagértéke a karsztos településeken elérte a 31%-ot, míg a részben karsztos és a nem karsztos települések átlaga egységesen 26% volt. Ennek ellenére, ha az összetett lito-topo típusokat vizsgáljuk, akkor ugyanarra a következtetésre jutunk, mint a népsűrűség esetében, vagyis hogy a domborzati kategóriákon belül nincsenek jelentős különbségek a karsztos, nem karsztos és részben karsztos térszínek között, sőt inkább az látható, hogy a nem karsztos vagy részben karsztos településeken a domborzati viszonyok egyezése esetén csekély mértékben, de magasabb az idősök aránya, mint a karsztos településeken. Ezért azt a következtetést vonhatjuk le, hogy

ezen a mintaterületen a litológiai tényezőnek nincs érdemi hatása az elöregedés folyamatára. Ugyanakkor viszont az összefüggés a domborzattal 2011-ben nyilvánvaló, tekintve hogy a völgyekben és az alacsonyabb dombországban az idősek aránya 20-27%, míg a tagolt hegyekben ez az arány 37-45%-ra nő. Ezenfelül erős lineáris korreláció ($r=0,90$) is van az idősek aránya és a tengerszint feletti magasság között, ha a 100 m-es intervallumú magassági osztályokat vesszük figyelembe, és egy szélsőséges értéket (*Stublo* település, ahol 65% a 60 évnél idősebbek aránya) kiveszünk az elemzésből. Ezzel szemben 1948-ban, mielőtt az elnéptelenedés és az elöregedés folyamata igazán beindult volna, nem találtunk összefüggést az idősek aránya és a tengerszint feletti magasság között ($r=0,14$). Ebből arra következtethetünk, hogy a vizsgált területen az elöregedés és a népességfogyás 2011-re „domborzatilag szabályozott” elöregedési eloszlást eredményezett, szemben az eredeti (1948-as) viszonylag egyenletes elöregedési eloszlással. Ezt a következtetést a 81. ábra is alátámasztja, amely azt mutatja, hogy a hegyvidéki területeken magasabb az idősek aránya, míg a folyóvölgyek mentén fekvő városokban alacsonyabbak az értékek. Kivételt képez ismét Čajetina és a szomszédos települések, ahol az idősek aránya viszonylag alacsony.



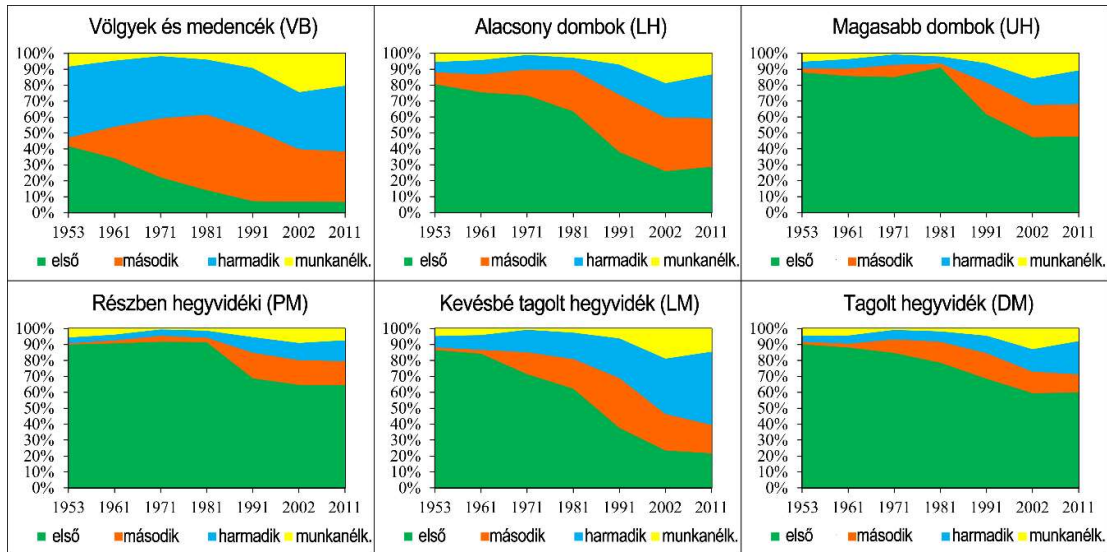
80. ábra. Az idős (60+) emberek aránya összetett litológiai-domborzati típusok szerint



81. ábra. Az idős (60+) emberek aránya 1948-ban és 2011-ben

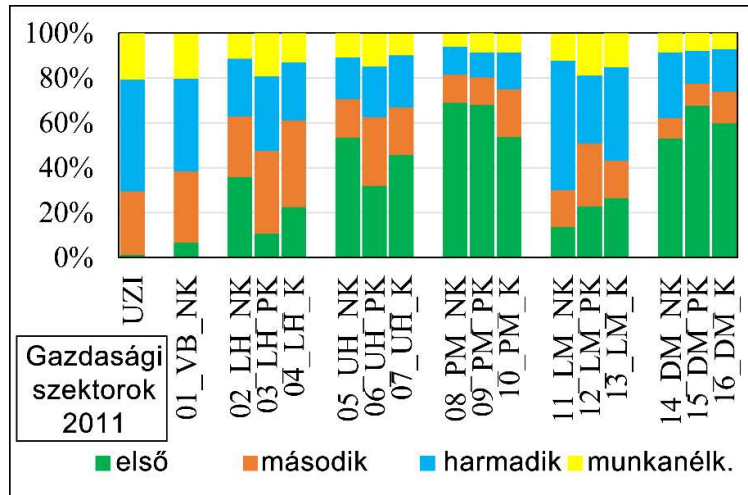
4.4.2.4. A gazdasági szerkezet átalakulása

A három fő gazdasági szektor között markáns átalakulás ment végbe a második világháború utáni időszakban (82.ábra). A települések gazdasági ágazataira vonatkozó adatok 1953-tól állnak rendelkezésre. Abban az időben az egész terület túlnyomórészt agrártáj volt, ahol a lakosság mintegy 90%-a az elsődleges szektorban dolgozott, ami ezen a vidéken szinte kizárólag mezőgazdaságot jelentett. Az egyetlen domborzati kategória, amelyben nem a mezőgazdaság volt meghatározó ebben az időben, az pont a „völgyek és medencék” (VB) volt, ahol az elsődleges szektor 42%-ával szemben a terciér szektor már ekkor 45%-os volt. Az 1953-2011 közötti időszakot az agrárszektor erőteljes csökkenése jellemzi. Ez eleinte az alacsonyabb domborzati kategóriákban (VB, LH), később a magasabb kategóriákban (UH, PM, DM) is jelentkezett. Ennek ellenére a magasabb kategóriákban az emberek 50-60%-a még 2011-ben is a mezőgazdasági ágazatban dolgozott. A magasabb kategóriák közül kivétel a „kevésbé tagolt hegyvidék” (LM) kategória (mely a korábban emlegetett Čajetina települést is magába foglalja), ahol a mezőgazdaság 2011-re 20%-ra csökkent.



82.ábra. A gazdasági szerkezet (szektorok) átalakulása 1953-2011-ig domborzati kategóriák szerint

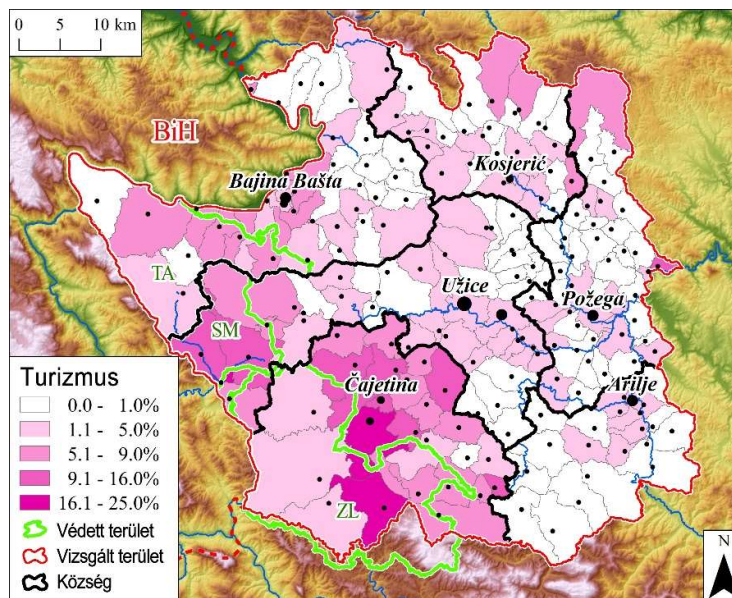
Az 1960-as és 1970-es években a lakosság nagy része a második (ipari) szektorba áramlott, míg az 1980-as évektől a harmadik szektor vált egyre fontosabbá. Ezt „zavaró” jelenség, hogy a munkanélküliség aránya az 1970-es évektől 2002-ig fokozatosan emelkedett. A dátumból látszik, hogy már a szocialista időkben elkezdett romlani a helyzet, de a Jugoszlávia szétesésével járó "zűrzavar" végére minden domborzati kategóriában csúcsra ért a munkanélküliségi ráta. A 21. század első évtizedében a terciér szektor minden kategóriában növekedett, különösen a kevésbé tagolt hegyvidéken, ahol a turizmusnak köszönhetően (lásd a következő alfejezetet) a második legmagasabb e szektor aránya (46%) Užice város (50%) után. Ami az összetett lito-topo típusokat illeti, a 83.ábra azt bizonyítja, hogy a domborzati kategóriákon belül nincsenek egyértelmű különbségek a karsztos, nem karsztos és részben karsztos területek között. Ez ismét azt jelzi, hogy a vizsgált területen belül a domborzati kontroll fontos, de a litológiai befolyás nem jelentős a gazdasági ágazatok szerkezetének alakulásában.



83.ábra. A gazdaság szektorai összetett litológiai-domborzati típusok szerint 2011-ben.

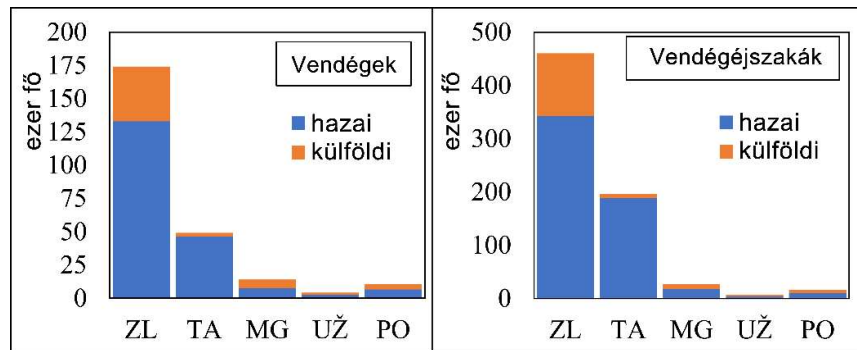
4.4.2.5. Turizmus és védett területek

Az idegenforgalmi ágazatot először 1981-ben vezették be külön kategóriaként a népszámlálási statisztikákba, így az elemzés ettől az időponttól kezdődik. A vizsgált terület nagy része (beleértve a városokat is) nem igazán jelentős turisztikai célpont, amit jól tükröz, hogy 1981-ben a turizmusból élők aránya az összes domborzati kategóriában csupán 1-3% volt – egy kivétellel: a kevésbé tagolt hegyvidéken (LM) már ekkor kevéssel magasabb volt (5%) a turizmusban dolgozók aránya. A vizsgált terület nagy részén a turizmus 2011-ig mindössze 1 százalékponttal tudott növekedni, ám a kevésbé tagolt hegységek kategóriájában jelentősebb volt ez a gyarapodás, mely az időszak végére elérte a 13%-ot. Az előző paraméterekhez hasonlóan a domborzati kategóriákon belül itt sem fedezhető fel, hogy a litológiának hatása lenne a turizmusra. Van azonban egy kivétel, a kevésbé tagolt hegységek, melyen belül a nem karsztos térszíneken 19%, a részben karsztos térszíneken 12%, míg a karsztos térszíneken csak 10% a turizmusban dolgozók aránya, ami éppen az ellenkezője az eredetileg megfogalmazott hipotézisünknek.



84.ábra. A turizmusban dolgozók részaránya

A turizmusban dolgozók részarányát bemutató térkép (84.ábra), valamint a vendégek és a vendégéjszakák számát ábrázoló diagram (85.ábra) egyaránt azt jelzi, hogy a fő turisztikai célpontok a vizsgált terület délnyugati részén található hegyvonulatokban, a főként ofiolitos Zlatibor-hegységben, illetve a karsztos Tara-hegységben található. Ezek a tények egybecsengenek azzal a megállapítással, hogy a vizsgált területen a természeti alapú turizmus és a hozzá kapcsolódó falusi turizmus tekinthető az idegenforgalom legjelentősebb ágának. Ezen túlmenően az is leszűrhető, hogy az ide irányuló turizmus nagyrészt belföldi forrásokból táplálkozik. 1990 előtt, az egységes Jugoszlávia több volt tagköztársasága (pl. Horvátország, Montenegró, Bosznia-Hercegovina vagy Szlovénia) is olyan változatos és lenyűgöző turisztikai célpontokkal rendelkezett, hogy ezek mellett az 1970-es és 1980-as években a vizsgált terület turizmusa „nem igazán tudott labdába rúgni”. Az 1990-es évek politikai válsága és háborúi azonban a turizmusra is mély hatást gyakoroltak. A háborút követő konszolidációs időszakban ez a terület Szerbián belül felértékelődött mint turisztikai célpont, és az idegenforgalom fokozatosan fejlődésnek indult. Később megjelentek a külföldi turisták is, bár számuk még mindig jelentősen elmarad a belföldi látogatókétól.



85.ábra. Vendégek, illetve vendégéjszakák száma a vizsgált területen (a 2015-2017-es időszak átlagértékei alapján). ZL: Zlatibor; TA: Tara; MG: Mokra Gora, UŽ: Užice; PO: Požega

A turisztikai célpontok a vizsgált területen belül három védett területhez kapcsolódnak (Tara Nemzeti Park, Šargan-Mokra Gora Natúrpark, Zlatibor Natúrpark). A turizmusban dolgozók magasabb aránya nem annyira e védett területek geometriai középpontjaiban jellemző, hanem inkább a határok mentén, döntően a védett területen kívül. A Tara Nemzeti Park esetében Bajina Bašta a nemzeti park közigazgatási központja, de maga a város már értelemszerűen a park területén kívül helyezkedik el. A Zlatibor Natúrpark esetében Čajetina és Zlatibor települések a legfontosabb célpontok. Ez a kettő 1948 előtt még egyetlen települést alkotott.

A védett területek közül a Tara Nemzeti Park a legrégebbi, mivel 1981-ben hozták létre. Az alapítás elsődleges célja itt egyértelműen a biológiai értékek védelme volt, különösen a helyi erdők, amelyek magas biológiai sokféleséggel rendelkeznek, és számos endemikus fajt is őriznek (pl. szerb lucfenyő, *Picea Omorika Pančić*), de a barnamedve populációja is igen jelentős ebben a parkban. Emellett a geomorfológiai értékek, nevezetesen a szurdokok, különösen a Drina folyó mély völgye (86.ábra), valamint a karsztos felszínformák és a források is fontos tényezők voltak, melyek hozzájárultak e nemzeti park létrehozásához (Telbisz et al., 2019, 2021). Ebben a parkban tehát elsődleges fontosságúak a természetvédelmi célok, míg a turizmus szerepe csak másodlagos. A Tara Nemzeti Park közepén azonban több szálloda és egy egész Szerbiában ismert gyermek és ifjúsági tábor is található. A vizsgált terület két másik védett egységét, a Šargan-Mokra Gora és a Zlatibor Natúrparkokat azonban csak a közelmúltban alapították, előbbit 2005-ben, utóbbit 2017-ben. Ez utóbbi alapításokban a biológiai és a földtani örökség mellett egyértelműen a már meglévő turizmus intenzívebbé tételének szándéka is jelentős szerepet játszott.

Megjegyzendő, hogy a zlatibori turizmus már több mint egy évszázados múltra tekint vissza. Aleksandar Obrenović, Szerbia akkori királya 1893-ban látogatott el erre a helyre, és ő kezdeményezte, hogy ezen a hegyvidéki területen egy új gyógyfürdő létesüljön. Napjainkra komoly üdülőközponttá nőtte ki magát ez a hely, nemcsak a fürdője, de jó levegője, erdei, kirándulási és síelési lehetőségei miatt egyaránt.



86.ábra. Balra: a Drina-szurdok az országhatáron (a folyótól balra: Szerbia, jobbra: Bosznia és Hercegovina). Jobbra: ikonikus fotó a Drina folyó zátonyára épített kunyhóról.

A Zlatibor és a Tara turizmusának jellege több ponton is különbözik egymástól, amit részben az eltérő geológiai adottságokra vezethetünk vissza. Mivel a Tara-hegység többnyire karsztosodó kőzetekből épül fel, így vízbázisa sérülékenyebb, a karsztos fennsíkokon korlátozott a víz elérhetősége, topográfiai jellemzői (azaz a meredek peremek és a sík fennsík) alapján pedig a téli sportok közül inkább csak a sífutásban van itt potenciál. Tehát a Tara inkább az érintetlen természet kedvelőinek való. Ezzel szemben a Zlatibor nem karsztos kőzetekből épül fel, így kevésbé sérülékeny, vízben gazdag, és a normál fluvialis erózió által kialakított hegyoldalai alkalmasak a síelésre. Mindezek mellett a Zlatibor idegenforgalmának fejlődésében döntő szerepet játszott az is, hogy egy tranzit útvonal mentén helyezkedik el, ami egy viszonylag folyamatos és jelentős „turista-áramlást” biztosított a terület turisztikai szolgáltatóinak. Mindezek együttesen oda vezettek, hogy a tömegturizmus mint jelenség elsősorban a Zlatibort érintette. A turisztikai funkció megerősödése azután más tevékenységeket is ide vonzott, javította az infrastrukturális feltételeket, a turisták éven belüli eloszlása kiegyenlítettebbé vált, és mindez meglátszik a demográfiai helyzet javulásán is, mivel egyes településeken még növekedést is mutatnak a statisztikák (*Devedžić, 2007*). Zlatiborban megjelentek a luxusszállodák is, és presztízs turisztikai célponttá vált. A tömegturizmusnak számos pozitív gazdasági hatása van, ugyanakkor nagy környezetterheléssel is jár, ezért a természetvédelem erősítése érdekében is fontos a natúrpark megalapítása. Amint azt a 85.ábra mutatja, mind a vendégek száma, mind pedig a vendégéjszakák száma 2-3-szor magasabb a Zlatiborban, mint a Tarán.

4.4.3. Az eredmények diszkussziója

A vizsgált terület demográfiai változásait szerbiai kontextusban kell értékelni. Megállapítható, hogy a 20. század második felében a vizsgált terület népességének változása hasonló volt az országos tendenciákhoz. A második világháború után, az 1950-es években a népességnövekedés mértéke Szerbia egész területén magas volt (kb. 10-12‰/év), majd 1991-ig lassuló ütemű növekedést figyelhetünk meg (8-1‰/év). A vizsgált terület növekedési rátája az 1950-es évek elején az ország többi részéhez hasonló mértékű volt, ám később az országos átlagértékeknek körülbelül a felére csökkent (4-1‰/év). Az 1991-es

népszámlálás egész Szerbiában fordulópontot jelentett, mert a népesség azóta az egész országban és a vizsgált területen egyaránt csökken.

Ha összehasonlítjuk a vizsgált terület elnéptelenedésének időbeli lezajlását Európa más hegyvidékeivel, akkor azt találjuk, hogy a népesség áramlása a magasabban fekvő területekről a völgyekbe és az alföldekre itt később kezdődött, mint Nyugat- és Dél-Európa tipikus hegységeiben (mint például az Alpokban, a Massif Central-ban, az Appennineken vagy a Velebitben; vö. *Bätzing et al., 1996, André, 1998, McNeill, 2003, Collantes & Pinilla, 2004, Pejnović & Husanović-Pejnović, 2008*). Az Alpokban több olyan település is van, ahol az elnéptelenedés megállt, sőt növekedés is megfigyelhető (*Löffler et al., 2014, Viazzo & Zanini, 2014*). Vizsgálati területünkön ez a jelenség a Čajetina-Zlatibor térség néhány településére korlátozódik. Ahogy *André (1998)* megjegyzi, a középhegységek általában nehezebb helyzetben vannak, mint a magashegységek, mivel a magashegységek általában gazdagabbak lenyűgöző turisztikai látnivalókban. Úgy gondolom, hogy ez a megállapítás az általunk vizsgált területre is érvényes. Ehhez hozzátehetjük azt is, hogy az újranépesedési folyamatok is később indultak be a Zlatibor esetében, mint az Alpokban, mivel ez utóbbi hegységben egyes települések már az 1980-as években is növekvő népességgel rendelkeztek (pl. a Francia-Alpokban, *Löffler et al., 2014*). Ezzel szemben, míg a mediterrán világban több helyen is találunk teljesen elhagyott településeket, addig a fentiekben vizsgált területen egyelőre még nincsenek ilyen települések, mivel a legkisebb település is 60 lakost számlált 2011-ben.

Ha megpróbáljuk megjósolni a vizsgált terület jövőbeli helyzetét, akkor azt mondhatjuk, hogy elemzésünk szerint a közelmúltbeli folyamatok mind gazdasági, mind demográfiai értelemben a további polarizáció felé mutatnak. Így négy tipikus településforgatókönyv megvalósulása várható: (1) a völgyekben és medencékben fekvő városok (köztük Užice) továbbra is a belső migráció célpontjai maradnak, de abszolút értelemben csökken a lakosságuk. (2) A magasabb domságban és a hegyvidéki területeken fekvő azon települések, amelyek nem rendelkeznek különleges vonzerőkkel (pl. védett területekkel), a turizmusért folytatott versenyben lemaradnak a többi település mögött, így népességük csökkenése és elöregedése folytatódni fog, esetenként a település teljes elnéptelenedéséig. Ez a legmagasabban fekvő és legeldugottabb települések valószínűsíthető jövője. (3) A védett területek közelében lévő települések a legjövödelmezőbbek turisztikai szempontból, így megfelelő fejlesztéssel ezekben megállítható vagy akár megfordítható az elnéptelenedés. A helyi vezetésnek azonban elég bölcsnek kell lennie ahhoz, hogy megőrizze a turizmus természeti alapjait és elkerülje a környezetre káros fejlesztéseket. A menedzsereknek továbbá törekedniük kell arra, hogy a hasznot több településre is kiterjesszék, és támogassák a helyi közösségeket, mivel a turizmus gyakran egyetlen településre (vagy területre) összpontosít, miközben a szomszédos településeket fejlesztések nélkül hagyja (*Bätzing et al., 1996, Collantes & Pinilla, 2004*). Az esélyek növelésében fontos az infrastruktúra fejlesztése is. Valószínűnek tűnik, hogy a potenciális turista településeknek csak egy része tud majd élni ezekkel a lehetőségekkel és fejlődést felmutatni, míg a többi a (4) forgatókönyvet fogja követni. Ez utóbbi forgatókönyv azt jelenti, hogy viszonylag kedvező természeti adottságaik ellenére népességük tovább fog csökkenni. A (3) forgatókönyvre a Zlatibor-hegységben találunk tipikus példákat, míg a Tara települései inkább a (4) forgatókönyvet követik.

Blagojević (2012) a Tara Nemzeti Parkban található, kihalás felé sodródó, apró falvakat tanulmányozta. E falvak fenntartásának optimális stratégiája a falusi turizmus fejlesztése és a helyi élelmiszerek (pl. sajt, méz) előállításának lenne. A turizmusnak egyelőre gyér hatása van csupán a helyi közösségekre a Tara területén, mint a tudást, mind a személyes elkötelezettséget tekintetve (*Brankov et al., 2019*). Fontos hangsúlyozni, hogy ezen kis települések saját erőforrásai nem elegendők e stratégia megvalósításához, mivel a

falusiak többsége idős és nem rendelkezik korszerű ismeretekkel a vállalkozásokról és a marketingről (vö. *MacDonald et al., 2000*). Ezért a nemzeti parknak vagy más szervezeteknek infrastruktúrafejlesztéssel, tudásátadással, pénzügyi támogatással és közös marketinggel kellene segíteniük ezeket a falvakat a fenntartásuk érdekében. E segítség nélkül e települések kihalása és a természetes szukcesszió a legvalószínűbb forgatókönyv.

Az utóbbi időben többször is megfogalmazódott, hogy a védett területeknek a helyi közösségek fenntartását kellene szolgálniuk, bár eddig kevés információ jelent meg arról, hogy ezek az elképzelések a valóságban mennyire voltak sikeresek (*Mose, 2007*). A vizsgált területen belül a védett területek a turizmus szempontjából egyértelműen fontosak. A Zlatibor-hegység esetében a natúrpark közelmúltbeli megalapítása a már meglévő turizmus további fejlesztését célozza, és tulajdonképpen ez az a terület, ahol a települések meg tudták tartani, vagy némileg növelni is tudták népességüket, és ahol további növekedés valószínűsíthető. Ezzel szemben a Tara-hegységben, annak ellenére, hogy a nemzeti park megalapítása jóval korábbra megy vissza, az elnéptelenedés folyamata nem állt meg.

5. Következtetések

Az alábbiakban részben módszertani, részben tartalmi jellegű következtetéseket fogalmazok meg. Lényegében ezek a következtetések jelentik disszertációm tézisszerű összefoglalását. Itt azonban nem rövid pontokba rendezve, hanem kicsit részletesebben írom le ezeket a megállapításokat. Az eredmények valóban tézisszerű összefoglalása a *Tézisfüzetben* olvasható.

A következtetések, amiket 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.

5.1. Módszertani jellegű következtetések a töbör-morfometria kapcsán

Az Aggteleki-karszt példáján bemutattam, 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. Ami ebben az esetben általánosítható, az maga az eljárás, vagyis a mélyedések száma és a Z-limit közti kapcsolat vizsgálata, melynek alapján egy releváns Z-limit meghatározható bármely karszterületre.

A GTK egészére vonatkozóan is összehasonlítottam a topográfiai és a LiDAR alapú töbör-adatokat. A teljes területre összesen 25%-kal több töbröt sikerült lehatárolni a LiDAR alapján, de ez az átlagérték a fennsíkok között elég jelentős eltéréseket takar. Alapterület szempontjából elég hasonló a két adatsor, de a TOPO töbrök enyhén kisebbek (alsó kvartilis, medián, átlag szerint is). 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-morfometriai adatokat hogyan értékeljük. A darabszámmal (sűrűséggel) kapcsolatos eredmény alapvetően függ a topográfiai térkép méretarányától, minőségétől és a töbrök jellemzőitől, így korlátozottan általánosítható. Ugyanakkor az alaki paraméterek kapcsolata a TOPO és LiDAR adatbázisok között nagy valószínűséggel más karszterületeken is hasonló lehet.

5.2. Gömör–Tornai-karsztra vonatkozó következtetések

Digitális domborzatelemzés alapján meghatároztam a GTK jellemző magassági szintjeit, továbbá megállapítottam, hogy a fennsíkok nagy részének a függőleges kiterjedése igen szűk. A vertikális interkvartilis tartomány a legtöbb fennsík esetében 40-50 méter körüli, mely alól kivétel a Jászói-fennsík, a Szádelői-fennsík, illetve a Pelsőci-fennsík. A lejtőszög-hisztogram az egész GTK-ra összesítve is jól mutatja a karsztnak azon

jellegetességét, hogy a kis lejtésű térszínek, illetve az extrém meredek lejtők itt gyakoribbak, mint a szomszédos Érchegység területén. A GTK jelenlegi É-D-i irányú, nagyléptékű lejtése mindössze 1° . Ez azonban bizonyos Ny-K-i irányú eltéréseket takar. Míg a nyugati részeken a felszín dőlése egységes formát ad, melybe epigenetikusan/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. Az általános trendek mellett az egyes fennsíkok jellemző lejtésirányát és lejtőszögét is meghatároztam, magukat a fennsíkokat pedig a lejtőszög-térkép, illetve a töbrök elterjedése alapján pontosan lehatároltam.

A GTK 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 Jósvalói-fennsík rendelkezik. A töbrök az adott fennsíkok 2-17%-át foglalják el, ezen szempontból az óriás töbre miatt speciális helyzetű Páska-bükk, illetve a relatíve nagy töbrökkel is rendelkező és mélyedésekkel sűrűn borított Szilicei-fennsík a GTK rekordere. A töbrök elhelyezkedését a geológiai adottságok mellett a lejtőszög határozza meg leginkább. 12° általános lejtés felett már csak nagyon elvétve található töbrök, de a töbrök 90%-a 8° -nál kisebb lejtésű terepen alakult ki. A geológiai adottságok közül a GTK esetében a Wettersteini Mészke 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.

A töbrök-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. 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.

A megnyúlt töbrök tengelye alapján készített rózsadiagramok többségén a módusz az É-D-i irányhoz képest viszonylag kis eltérést mutat. Ez feltehetőleg inkább tektonikus okokra vezethető vissza, mivel a domborzat jellemző dőlésirányaival nem látszik közvetlen kapcsolat. A legközelebbi szomszéd formák irányai alapján szerkesztett rózsadiagramok kaotikusabb képet mutatnak, így csak feltételezhető, de nem egyértelmű az a modell, mely szerint a töbrök a törésvonalak mentén megnyúlnak és egymással összeolvadnak, miközben „oldalirányban” megmaradnak a kisebb szomszédok.

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 Mészke-vön 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.

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. Szintén 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 töbrök 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 GTK esetében a töbrök legnagyobb részének az alakja a tál (gömbsüveg) és a kúp közé esik. Inkább tál (gömbsüveg) alakú töbrök jellemzők a délebbi részeken, míg az északi részeken erősebb az eltolódás a kúp-alak felé.

A vertikális alak-paramétert egy jól általánosítható új mutatószámnak tartom.

5.3. Szlovén mintaterületek alapján levont következtetések

E vizsgálatok során alapötletként szerepelt egyrészt az, hogy a karsztdombok morfológiai elemzéséhez a domborzat inverzét vegyük figyelembe, vagyis (-1)-gyel szorozzuk meg a magasságot. Másrészt, noha a rendűség figyelembevételére már korábban is voltak példák, de a paraméterek rendűségtől függő változását ilyen részletességgel korábban nem elemezte senki, még töbrökre sem. A fentiekben pedig ezt az eljárást rögtön alkalmaztam a karsztdombokra is.

Egyik további fontos célom az volt, hogy felhívjam a figyelmet arra, hogy a karsztos maradványdombok vizsgálata a mérsékelt övi karszterületeken is több figyelmet érdemel. E témában megjelent cikkem az első kísérlet volt arra, hogy ezekről a formákról alapos morfológiai jellemzés készüljön, aminek módszertani alapelve, hogy a zárt mélyedésekkel hasonló elvek és mutatók alapján lehet és érdemes elemezni ezeket a formákat is.

A töbrökkel való közös vizsgálat révén kimutattam, hogy melyek a közös, és melyek az eltérő jellemzők a karsztos mélyedések és dombok között a vizsgált szlovéniai mintaterületeken.

A közös jellemzők közé tartozik, hogy 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 töbrö-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.

Az eltérések között kell megemlíteni, hogy 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.

5.4. Következtetések a Középső-Andok vulkán-morfológiai elemzése alapján

A Középső-Andok Nyugati-Kordillerája kivételes lehetőséget kínál az eróziós folyamatok mennyiségi jellemzésére, az ottani nagyszámú rétegvulkán eróziós rátájának és eróziós mintázatának vizsgálatára. Ezt elsősorban a lassú erózió segíti elő, amely elsősorban a hosszú idő (legalább 10-15 Ma) óta uralkodó száraz éghajlatnak tudható be. Elemzésünkben a célnak megfelelően, gondosan kidolgozott morfológiai módszer alkalmazásával számszerű adatokat kaptunk 33 különböző korú (középsőmiocén – holocén) rétegvulkán lepusztulásának mértékére. Azon vulkánokra, amelyekről radiometrikus korok is rendelkezésre álltak, eróziós rátát (m/Ma) is számítottunk.

A lepusztulási arányszám, konkrétan a hiányzó térfogat, átlagosan 22%-nak adódik a vizsgált vulkánokra, és némely esetekben elérte az 50%-ot is. Ez másképp fogalmazva annyit jelent, hogy a térfogat több mint fele megőrződött akár miocén korú vulkánok esetében is. Az ebből számított felszínalacsonyodás átlagosan 90 m, maximálisan 200 m volt. E viszonylag kis értékek jól tükröződnek az idősebb (>3 Ma) tűzhányókra kapott 10 m/Ma

nagyságrendű, tehát igen alacsony eróziós rátákban is. Ez a lassú lepusztulási ütem a száraz éghajlat beköszönte (10-15 Ma) óta jellemzi az Altiplano-Puna-fennsíkot. Ennél némileg nagyobb (akár 20 m/Ma) eróziós ráták adódnak a dél-perui vulkánokra, amelyek nedvesebb éghajlaton találhatóak. Mindezek a hosszú távú ráták azonban markánsan eltérnek a jóval intenzívebb (66-112 m/Ma), rövid távú lepusztulási ütemtől, ami a fiatal ($\leq 0,5$ Ma) tűzhányókra jellemző. Ez utóbbi, gyors erózióra utaló ráták világszerte megfigyelhetők a recens vulkánokon, amelyek még laza, könnyen pusztuló felszínekkel rendelkeznek. Mivel az éghajlat az erózió egyik fő befolyásolója, így az általunk kapott eróziós ráták érvényesek lehetnek a régióon belül nemcsak a vizsgált rétegvulkánokra, hanem más hasonló kőzetű területekre is.

A lepusztulás mértéke és a vulkánkor közti összefüggés közelítő geomorfológiai kormeghatározásra is felhasználható, azaz ennek alapján egy első becslést adható távoli, kevéssé ismert tűzhányók utolsó működésének korára. E számítás hibája hozzávetőlegesen 1 Ma a száraz Altiplanón található vulkánokra, másutt azonban ennél nagyobb lehet.

Végül általános lepusztulásmenetet körvonalaztunk a Nyugati-Kordillerák, különösen az Altiplano tűzhányóira. E vulkánok alaprajzban jellegzetes csillag- vagy „gyopár”-szerű völgy- és gerincmintázatot mutatnak. Ez a lepusztulási trend tükröződik a kerekítettség relatív magasság szerinti függvényében is, amelyben lokális minimum jelzi a völgyek elvégződésének szintjét. Véleményünk szerint a jellegzetes glaciális völgyfejlődés időben szakaszos felszínalacsonyodáshoz vezetett e rétegvulkánok esetében. A negyedidőszak előtt létrejött vulkánok lepusztulása során a gleccservölgyek átformálták 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 fluviális eredetű, ágas völgyhálózat révén.

E témával kapcsolatban új módszertani eredménynek tartom a centrális sávszelvényre épülő vulkán-rekonstrukció módszerét.

5.5. A Grand Erg Oriental homokdűnéivel kapcsolatos következtetések

A GEO 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. Fontos azonban kiemelni, hogy a dűnemintázatok nem élesen határolódnak el egymástól, hanem köztük fokozatos átmenetek figyelhetők meg.

Az SRTM és az ASTER alkalmazási lehetőségeit vizsgálva a homokdűne-mintázatok témakörében, megállapítottuk, hogy bár mindkettő külön-külön is alkalmas lehet a morfológiai elemzésekhez, de a kettő ötvözetéből megalkotott **De Ferranti (2014)** féle DTM választása a legjobb a homoksivatagok vizsgálatához. Elsőként elemeztük nagy kiterjedésben, DTM-ek alapján a GEO dűnéinek morfológiai adatait. 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. 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). DTM-elemzés segítségével meghatároztuk a dűnék irányítottságát is, és ezt egybevetettük a szélirányokkal. Az irányítottság meglepő módon még a csillagdűnék esetében is jól kimutatható volt, és 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.

A homoktérfogat és az ekvivalens homokvastagság DTM alapján való számítása új módszertani eredmény, mely a többi morfometriai eljárással együtt általánosan alkalmazható más homoksivatagok vizsgálatára is.

5.6. Természet-társadalom kapcsolatok statisztikai összefüggései a mintaterület alapján

A Zlatibor Körzet északi részére (Nyugat-Szerbia) mint esettanulmányra összpontosító GIS-alapú elemzés az alábbi következtetésekhez vezetett. Demográfiai szempontból a terület a második világháború végéig figyelemre méltóan homogén maradt. A népsűrűség lineáris függvény szerint felfelé csökkenő tendenciát mutatott. Abban az időben az idősök aránya alacsony és egységes volt az egész vizsgált területen, függetlenül a tengerszint feletti magasságtól. A terület alapvetően agrártáj volt, ahol az emberek 80-90%-a mezőgazdaságból élt, kivéve a völgyeket és a medencéket.

A hegyvidékek elnéptelenedése a 20. század második felében kezdődött, és ezt a folyamatot erősen befolyásolták a domborzati tényezők. Települési szinten ez azt jelenti, hogy minél magasabb és tagoltabb egy terület, annál jelentősebb a népesség csökkenése és annál előrehaladottabb az elöregedés. A teljes vizsgált terület összlakossága 1991 óta csökken, ami megfelel az általános szerbiai tendenciának, azonban a belső átrendeződés és a népesség áramlása a hegyvidékről a völgyek és medencék felé már az 1950-es években megkezdődött. 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 hegyek és a völgyek közti népsűrűségi kontraszt mára még hangsúlyosabbá vált. Az 1950-es évekig nem voltak népsűrűségi különbségek a karsztos, részben karsztos és nem karsztos térszínek között, de azóta az elnéptelenedés és az elöregedés sokkal jelentősebb a karsztokon. Ez azonban egy kissé félrevezető összefüggés, amely csak azért érvényes, mert 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. Ezek a következtetések tehát azt jelentik, hogy a karsztnak a demográfiai statisztikákra gyakorolt hatásáról szóló korábbi eredmények (*Telbisz et al., 2014, 2015b, 2016a*) nem terjeszthetők ki automatikusan minden karsztos területre, így minden egyes régió esetében egyedi vizsgálatokra van szükség.

A népességnek a hegyvidékek és dombságok felől a völgyek és medencék felé történő áramlása szorosan összefügg a gazdasági szektorok átalakulásával. Az 1960-as és 1970-es években az iparosodást a gazdaságpolitika erőteljesen támogatta, különösen a régió központi városa, Užice esetében. A magasabb dombsági és hegyvidéki területeken azonban az emberek többsége máig a primer szektorban dolgozik. A terciér szektor csak a völgyekben és a medencékben, valamint a kevésbé tagolt hegyvidékeken tudott jelentősen növekedni, mivel ez utóbbi típusba tartoznak a vizsgált terület legfontosabb turisztikai célpontjai. Jelenleg a turizmus fejlődése egyértelműen természeti alapú és a védett területekhez kapcsolódik. Azt is kimutattam, hogy a litológia hogyan befolyásolja a turisztikai lehetőségeket. Világszerte inkább az a tapasztalat, hogy a különleges karsztos domborzati formák (mint a barlangok, szakadéktöbrök, szurdokok és vizesések) rengeteg turistát

vonzanak (*Cigna & Forti, 2013, Ruban, 2018, Telbisz & Mari, 2020*). Jelen esettanulmány azonban inkább azt tükrözte, hogy a karsztos környezet bizonyos korlátokat is jelent: a vízhiány, a karszt sérülékenysége és a szelésre alkalmas lejtők hiánya azt eredményezte, hogy a vizsgált területen belül a karsztos terület (Tara Nemzeti Park) turizmusa kevésbé fejlett, mint a közeli ofiolitos hegység (Zlatibor Natúrpark) turizmusa. A fenti tényezőkön kívül a Zlatibor Natúrpark turisztikai fejlődését jelentősen ösztönözte az is, hogy egy fontos tranzitútvonal mentén helyezkedik el.

Az összetett litológiai-domborzati típusok és egyes társadalmi mutatók közti kapcsolatok statisztikai elemzése olyan módszertani újítás, ami lehetővé teszi, hogy más földrajzi egységek esetén is kvantitatív módon vizsgáljuk meg a természet-társadalom kapcsolatokat és képesek legyünk elkülöníteni egymástól a különböző tényezők hatását.

Munkámat egy olyan idézettel kívánom befejezni, mely *William Morris Davistől (1850-1934)*, a természetföldrajz egyik kiemelkedő hatású kutatójától származik, aki ugyanakkor nyitott volt a társadalomföldrajz problémái iránt is, és a földrajzot egységes tudománynak vallotta.

„Whether this diversity of discipline is an advantage or not need not be answered; it is a necessity.”

azaz magyarul

“Az a kérdés, hogy tudományunk sokszínűsége előny-e vagy hátrány, nem érdekes, mert egyszerűen szükségszerű, hogy az legyen.”

Irodalom

- Adnani, M., Azzaoui, M.A., Elbelrhiti, H., Ahmamou, M., Masmoudi, L., Chiban, M., 2016. Yerdi sand dunes (Erfoud area, southeastern of Morocco): color, composition, sand's provenance, and transport pathways. *Arabian Journal of Geosciences*, 9 (5): 366. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2394-x>.
- Agar, J., 2017. 2016 Wilkins–Bernal–Medawar lecture The curious history of curiosity-driven research. *Notes and Records: the Royal Society Journal of the History of Science*, 71 (4): 409–429. <https://doi.org/10.1098/rsnr.2017.0034>.
- Al-Awadhi, J.M., Al-Helal, A., Al-Enezi, A., 2005. Sand drift potential in the desert of Kuwait. *Journal of Arid Environments*, 63 (2): 425–438. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.011>.
- Al-Dousari, A.M., Al-Elaj, M., Al-Enezi, E., Al-Shareeda, A., 2009. Origin and characteristics of yardangs in the Um Al-Rimam depressions (N Kuwait). *Geomorphology*, 104 (3–4): 93–104.
- Al-Dousari, A.M., Pye, K., 2005. Mapping and monitoring of dunes in northwestern Kuwait. *Kuwait Journal of Scientific Engineering*, 32 (2): 119–134.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25 (1): 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>.
- Al-Masrahy, M.A., Mountney, N.P., 2013. Remote sensing of spatial variability in aeolian dune and interdune morphology in the Rub' Al-Khali, Saudi Arabia. *Aeolian Research*, 11: 155–170. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.06.004>.
- Alonso, R.N. et al., 2006. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution of the Southern Central Andes: the Argentine Puna Plateau and Adjacent Regions between 22 and 30°S. In *The Andes: Active Subduction Orogeny*, Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *Frontiers in Earth Sciences*. 265–283. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_12.
- Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *GSA Bulletin*, 100 (10): 1640–1656. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1640:MMCCIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1640:MMCCIT>2.3.CO;2).
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B., 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172 (3): 313–326. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00306-6).
- André, M.-F., 1998. Depopulation, land-use change and landscape transformation in the French Massif Central. *Ambio*, 27 (4): 351–353.
- Angel, J.C., Nelson, D.O., Panno, S.V., 2004. Comparison of a new GIS-based technique and a manual method for determining sinkhole density: An example from Illinois' sinkhole plain. *Journal of Cave and Karst Studies*, 66 (1): 9–17.
- 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 [Last accessed 28 May 2021].
- Aurit, M.D., Peterson, R.O., Blanford, J.I., 2013. A GIS Analysis of the Relationship between Sinkholes, Dry-Well Complaints and Groundwater Pumping for Frost-Freeze Protection of Winter Strawberry Production in Florida. *PLoS ONE*, 8 (1). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0053832>.

- Baitis, E., Kocurek, G., Smith, V., Mohrig, D., Ewing, R.C., Peyret, A.-P.B., 2014. Definition and origin of the dune-field pattern at White Sands, New Mexico. *Aeolian Research*, 15: 269–287. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.06.004>.
- Balázs, D., 1973. Relief types of tropical karst areas. *International Geographical Union Regional Conference (Hungary)*, 16–32.
- Barabási, A.L., 2016. *Network Science 4. The Scale-free property*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bárány-Kevei, I., 1998. Geocological system of karsts. *Acta Carsologica*, 27: 13–25.
- Bárány-Kevei, I., Mezősi, G., 1994. New morphometrical parameters for explanation of karst development. *Acta geographica Szegediensis*, 31: 27–33.
- Barbosa, E.P., Travassos, L.E.P., 2008. Caves, stories, history and popular traditions in the semi-desert (sertão) of Bahia, northeastern Brazil. *Acta Carsologica*, 37 (2–3): 331–338.
- Bätzing, W., Perlik, M., Dekleva, M., 1996. Urbanization and depopulation in the Alps. *Mountain research and development*, 335–350. <https://doi.org/10.2307/3673985>.
- 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>.
- Bella, P., Veselsky, M., Gaal, L., Minar, J., 2016. Josvafo paleo-polje: morphology and relation to the landform evolution of Aggtelek Karst and Josva River valley, Hungary. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 60 (3): 219–235. <https://doi.org/10.1127/zfg/2016/0212>.
- Bellon, H., Lefèvre, R., 1977. Spectre d'âges radiométriques du volcanisme cenozoïque du Pérou central (Region de Castrovirreyna-Ayacucho-Nazca). *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, 5: 58.
- Beveridge, C., Kocurek, G., Ewing, R.C., Lancaster, N., Morthekai, P., Singhvi, A.K., Mahan, S.A., 2006. Development of spatially diverse and complex dune-field patterns: Gran Desierto Dune Field, Sonora, Mexico. *Sedimentology*, 53 (6): 1391–1409. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00814.x>.
- Bhawana, K., Wang, T., Gentle, P., 2017. Internal Migration and Land Use and Land Cover Changes in the Middle Mountains of Nepal. *Mountain Research and Development*, 37 (4): 446–455. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00027.1>.
- Bishop, M.A., 2010. Nearest neighbor analysis of mega-barchanoid dunes, Ar Rub' al Khali, sand sea: The application of geographical indices to the understanding of dune field self-organization, maturity and environmental change. *Geomorphology*, 120 (3): 186–194. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.029>.
- Bishop, M.P., Shroder, J.F., Colby, J.D., 2003. Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology*, 55 (1): 345–361. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00149-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00149-1).
- Bishop, S.R., Momiji, H., Carretero-González, R., Warren, A., 2002. Modelling desert dune fields based on discrete dynamics. *Discrete Dynamics in Nature and Society*, 7: 7–17. <https://doi.org/10.1080/10260220290013462>.
- Blagojević, I., 2012. Sustainable Landscape Management in Tara National Park (Village Jagoštica, Serbia). *Geographica Pannonica*, 16 (3): 94–102. <https://doi.org/10.5937/GeoPan1203094B>.
- Bleacher, J.E., Greeley, R., 2008. Relating volcano morphometry to the developmental progression of Hawaiian shield volcanoes through slope and hypsometric analyses of SRTM data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113 (B9). <https://doi.org/10.1029/2006JB004661>.

- Blumberg, D.G., 2006. Analysis of large aeolian (wind-blown) bedforms using the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation data. *Remote Sensing of Environment*, 100 (2): 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.011>.
- Bočić, N., Pahernik, M., Bognar, A., 2010. Geomorphological Characteristics of the Slunj Karst Plateau. *Hrvatski geografski glasnik*, 72. (2.): 24–25. <https://doi.org/10.21861/hgg.2010.72.02.01>.
- Boehm, R.G., Petersen, J.F., 1994. An Elaboration of the Fundamental Themes in Geography. *Social Education*, 58 (4): 211–18.
- Bohnenstiehl, D.R., Howell, J.K., White, S.M., Hey, R.N., 2012. A modified basal outlining algorithm for identifying topographic highs from gridded elevation data, Part 1: Motivation and methods. *Computers & Geosciences*, 49: 308–314. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.04.023>.
- 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>.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 231 (1): 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.014>.
- Brankov, J., Glavonjić, T.J., Pešić, A.M., Petrović, M.D., Tretiakova, T.N., 2019. Residents' Perceptions of Tourism Impact on Community in National Parks in Serbia. *European Countryside*, 11 (1): 124–142. <https://doi.org/10.2478/euco-2019-0008>.
- Breed, C.S., Fryberger, S.G., Andrews, S., McCauley, C., Lennartz, F., Gebel, D., Horstmand, K., 1979. Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery. In *A study of global sand seas*, 305–397. Washington: US Government Printing Office.
- Brinkmann, R., Parise, M., Dye, D., 2008. Sinkhole distribution in a rapidly developing urban environment: Hillsborough County, Tampa Bay area, Florida. *Engineering Geology*, 99 (3–4): 169–184. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.11.020>.
- Brondízio, E.S., Moran, E.F. (Eds.), 2012. Google-Books-ID: Iim0baRIWzcC. *Human-Environment Interactions: Current and Future Directions*. Springer Science & Business Media.
- Bubbenzer, O., Bolten, A., 2008. The use of new elevation data (SRTM/ASTER) for the detection and morphometric quantification of Pleistocene megadunes (draa) in the eastern Sahara and the southern Namib. *Geomorphology*, 102 (2): 221–231. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.003>.
- Büchner, J., Tietz, O., 2012. Reconstruction of the Landeskrone Scoria Cone in the Lusatian Volcanic Field, Eastern Germany — Long-term degradation of volcanic edifices and implications for landscape evolution. *Geomorphology*, 151–152: 175–187. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.01.027>.
- Buser, S., 1987. Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Videm, 1:100 000. Beograd: Zvezni geološki zavod.
- Buser, S., Grad, K., Pleničar, M., 1967. Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, 1:100 000. Beograd: Zvezni geološki zavod.
- Ćalić, J., 2011. Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*, 134 (1–2): 32–42. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.029>.
- Čeru, T., Šegina, E., Gosar, A., 2017. Geomorphological Dating of Pleistocene Conglomerates in Central Slovenia Based on Spatial Analyses of Dolines Using LiDAR and Ground Penetrating Radar. *Remote Sensing*, 9 (12): 1213. <https://doi.org/10.3390/rs9121213>.

- Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474 (1): 236–249. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.024>.
- Charrier, R., Chávez, A.N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J.J., Croft, D.A., Wyss, A.R., Riquelme, R., García, M., 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19 (1): 35–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.008>.
- Cholnoky, J., 1916. Előzetes jelentés karszt tanulmányaimról. *Földrajzi Közlemények*, 44: 425–455.
- Cholnoky, J., 1932. A mészkőhegységek földrajzi jellemvonása. *Földgömb*, 3 (5): 194–201.
- Cigna, A.A., Forti, P., 2013. Caves: the Most Important Geotouristic Feature in the World. *Tourism and Karst Areas*, 6 (1): 9–26.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Pringle, M.S., Polanco, E., Gardeweg, M.C., 2004. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 161 (4): 603–618. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-065>.
- Clayton, J.D., Clapperton, C.M., 1997. Broad synchrony of a Late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. *Journal of Quaternary Science*, 12 (3): 169–182. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199705/06\)12:3<169::AID-JQS304>3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199705/06)12:3<169::AID-JQS304>3.0.CO;2-S).
- Cohen, J.E., Small, C., 1998. Hypsographic demography: The distribution of human population by altitude. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 95 (24): 14009–14014. <https://doi.org/10.1073/pnas.95.24.14009>.
- Collantes, F., Pinilla, V., 2004. Extreme depopulation in the Spanish rural mountain areas: a case study of Aragon in the nineteenth and twentieth centuries. *Rural History*, 15 (2): 149–166. <https://doi.org/10.1017/S0956793304001219>.
- Cooke, R.U., Warren, A., Goudie, A.S., 1993. *Desert Geomorphology*. London: CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b12557>.
- Croweller, H.S. et al., 2012. Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *Journal of Applied Volcanology*, 1 (1): 4. <https://doi.org/10.1186/2191-5040-1-4>.
- Cucchi, F., Finocchiaro, F., 2017. Karst Landforms in Friuli Venezia Giulia: From Alpine to Coastal Karst. In *Landscapes and Landforms of Italy*, Soldati, M., Marchetti, M. (Eds.), World Geomorphological Landscapes. 147–156. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-26194-2_12.
- Cucchi, F., Zini, L., Calligaris, C., 2015. *Le acque del Carso Classico. Vodonosnik Klasičnega Krasa. Projekt Hydrokarst*. Trieste: Edizioni Università di Trieste.
- Cvijić, J., 1893. Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie., 5 (3): 218–329.
- Dakir, D., Rhinane, H., Saddiqi, O., El Arabi, E., Baidder, L., 2016. Automatic Extraction Of Dunes From Google Earth Images New Approach To Study The Dunes Migration In The Laâyoune City Of Morocco. In *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 53–59. 26 October 2016 Copernicus GmbH. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W1-53-2016>.
- Davidson, J., de Silva, S.L., 2000. Composite Volcanoes. In *Encyclopdia of Volcanoes*, Sigurdsson, H. (Ed.), 663–682. Academic Press.
- Davis, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. New York: Wiley.

- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 3rd ed. New York: JohnWiley & Sons.
- Day, M., 1978. Morphology and distribution of residual limestone hill in the karst of Northern Puerto Rico. *Bull Geol Soc Am*, 89 (3): 426–432.
- Day, M., 1983. Doline Morphology and Development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers*, 73 (2): 206–219. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1983.tb01408.x>.
- Day, M., 2010. Human Interaction with Caribbean Karst Landscapes: Past, Present and Future. *Acta Carsologica*, 39 (1): 137–146. <https://doi.org/10.3986/ac.v39i1.119>.
- De Carvalho, O.A., Guimarães, R.F., Montgomery, D.R., Gillespie, A.R., Trancoso Gomes, R.A., De Souza Martins, É., Silva, N.C., 2014. Karst Depression Detection Using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-Derived Digital Elevation Models in the Bambuí Group, Brazil. *Remote Sensing*, 6 (1): 330–351. <https://doi.org/10.3390/rs6010330>.
- De Ferranti, J., 2014. *Digital elevation models*. Digital elevation models, 2014. Available at <http://viewfinderpanoramas.org/> [Last accessed 6 January 2014].
- Denizman, C.A.N., 2003. Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (1): 29–35.
- Derickson, D., Kocurek, G., Ewing, R.C., Bristow, C., 2008. Origin of a complex and spatially diverse dune-field pattern, Algodones, southeastern California. *Geomorphology*, 99 (1): 186–204. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.016>.
- Despois, J., Raynal, R., 1967. *Géographie de l'Afrique du Nord-Ouest*. Paris: Payot.
- Devedžić, M., 2007. Subject of research on effects of tourism on population development. *Stanovništvo*, 45 (2): 63–79.
- Diamond, J.M., 1997. *Guns, Germs, and Steel: The Fates of Human Societies*. New York: W.W. Norton.
- Dibacto, S., Lahitte, P., Karátson, D., Hencz, M., Szakács, A., Biró, T., Kovács, I., Veres, D., 2020. Growth and erosion rates of the East Carpathians volcanoes constrained by numerical models: Tectonic and climatic implications. *Geomorphology*, 368: 107352. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107352>.
- Ding, C., Zhang, L., Liao, M., Feng, G., Dong, J., Ao, M., Yu, Y., 2020. Quantifying the spatio-temporal patterns of dune migration near Minqin Oasis in northwestern China with time series of Landsat-8 and Sentinel-2 observations. *Remote Sensing of Environment*, 236: 111498. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111498>.
- Dong, P., 2015. Automated measurement of sand dune migration using multi-temporal lidar data and GIS. *International Journal of Remote Sensing*, 36 (21): 5426–5447. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1093192>.
- Dong, P., Xia, J., Zhong, R., Zhao, Z., Tan, S., 2021. A New Method for Automated Measurement of Sand Dune Migration Based on Multi-Temporal LiDAR-Derived Digital Elevation Models. *Remote Sensing*, 13 (16): 3084. <https://doi.org/10.3390/rs13163084>.
- Dortch, J.M., Owen, L.A., Schoenbohm, L.M., Caffee, M.W., 2011. Asymmetrical erosion and morphological development of the central Ladakh Range, northern India. *Geomorphology*, 135 (1): 167–180. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.014>.
- Drake, R.E., 1976. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes — latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1 (3): 265–284. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90011-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90011-1).

- Dunai, T.J., López, G.A.G., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33 (4): 321–324. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>.
- Duval, M., 2006. Tourism and Preservation Policies in Karst Areas: Comparison Between the Škocjan Caves (Slovenia) and the Ardèche Gorge (France). *Acta Carsologica*, 35 (2–3): 23–35. <https://doi.org/10.3986/ac.v35i2-3.225>.
- Eastwood, E., Nield, J., Baas, A., Kocurek, G., 2011. Modelling controls on aeolian dune-field pattern evolution. *Sedimentology*, 58 (6): 1391–1406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01216.x>.
- Effat, H.A., Hegazy, M.N., Haack, B., 2011. Mapping sand dunes risk related to their terrain characteristics using SRTM data and cartographic modeling. *Journal of land use science*, 6 (4): 231–243.
- Ehlers, T.A., Poulsen, C.J., 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 281 (3): 238–248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.026>.
- Ehsani, A.H., Quiel, F., 2008. Application of Self Organizing Map and SRTM data to characterize yardangs in the Lut desert, Iran. *Remote Sensing of Environment*, 112 (7): 3284–3294. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.04.007>.
- Erskine, R.H., Green, T.R., Ramirez, J.A., MacDonald, L.H., 2007. Digital Elevation Accuracy and Grid Cell Size: Effects on Estimated Terrain Attributes. *Soil Science Society of America Journal*, 71 (4): 1371–1380. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0142>.
- Evans, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In *Spatial Analysis in Geomorphology*, Routledge.
- Evans, I.S., 2012. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology*, 137 (1): 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.029>.
- Ewald, J., 2003. The calcareous riddle: Why are there so many calciphilous species in the Central European flora? *Folia Geobotanica*, 38 (4): 357–366. <https://doi.org/10.1007/BF02803244>.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., 2010a. Aeolian dune-field pattern boundary conditions. *Geomorphology*, 114 (3): 175–187. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.015>.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., Lake, L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (9): 1176–1191. <https://doi.org/10.1002/esp.1312>.
- Ewing, R.C., Kocurek, G.A., 2010b. Aeolian dune interactions and dune-field pattern formation: White Sands Dune Field, New Mexico. *Sedimentology*, 57 (5): 1199–1219. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01143.x>.
- Faivre, S., Pahernik, M., 2007. Structural influences on the spatial distribution of dolines, Island of Brac, Croatia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 487–503. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051-0487>.
- Faivre, S., Reiffsteck, P., 2002. From doline distribution to tectonics movements example of the Velebit mountain range, Croatia. *Acta carsologica*, 31 (3): 139–154.
- Farr, T.G., Kobrick, M., 2000. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data. *Eos Trans Am Geophys Union*, 81 (48): 583–585. <https://doi.org/10.1029/EO081i048p00583>.
- Farsani, N.T., Coelho, C., Costa, C., 2011. Geotourism and geoparks as novel strategies for socio-economic development in rural areas. *International Journal of Tourism Research*, 13 (1): 68–81. <https://doi.org/10.1002/jtr.800>.

- Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Boschi, E., 2009. Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186 (3): 320–330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.07.011>.
- Favalli, M., Karátson, D., Yepes, J., Nannipieri, L., 2014. Surface fitting in geomorphology — Examples for regular-shaped volcanic landforms. *Geomorphology*, 221: 139–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.009>.
- Florea, L.J., 2005. Using State-wide GIS data to identify the coincidence between sinkholes and geologic structure. *Journal of Cave and Karst Studies*, 67 (2): 120–124.
- Florinsky, I.V., 2017. An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41 (6): 723–752. <https://doi.org/10.1177/0309133317733667>.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (4): 421–430. <https://doi.org/10.1002/esp.3366>.
- Ford, D., 2007. Jovan Cvijić and the founding of karst geomorphology. *Environmental Geology*, 51 (5): 675–684. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0379-x>.
- Ford, D., Williams, P.D., 2013. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., Boschi, E., 2012. Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217–218: 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>.
- Frost, W., Hall, C.M., 2015. *Tourism and national parks: international perspectives on development, histories and change*. London: Routledge.
- 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.
- Gaál, L., 1997. *Prehľad geomorfologického vývoja územia, in Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50.000*. Bratislava: Vyd Dionýza Štúra.
- Gaál, L., Bella, P., 2005. Vplyv tektonických pohybov na geomorfologický vývoj západnej časti Slovenského Krasu (The influence of tectonic movements to the geomorphological development of the western part of Slovak Karst). *Slovenský Kras (Acta Carsologica Slovaca)*, 43: 17–36.
- Gaál, E., Bella, P., Jakál, J., 2022. Slovak Karst: Surface and Subsurface Geodiversity of the Karst Plateau in the Temperate Climate Zone. In *Landscapes and Landforms of Slovakia*, Lehotský, M., Boltížiar, M. (Eds.), World Geomorphological Landscapes. 323–349. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-89293-7_17.
- Gábris, G., 1981. Szaharai sivatagtípusok I. rész. *Földrajzi Közlemények*, 29 (105): 251–273.
- Gallay, M., Kaňuk, J., Petrválská, A., 2013. Využitie údajov leteckého laserového skenovania vo výskume krasovej krajiny na Slovensku – na príklade východnej časti Slovenského krasu. (Using the airborne laser scanning data in studying the karst landscape of Slovakia – case study of the eastern part of the Slovak Karst). *Slovenský kras*, 51 (1): 99–108.
- Gams, I., 2000. Doline Morphogenetic Processes from Global and Local Viewpoints. *Acta Carsologica*, 29 (2): 123–138. <https://doi.org/10.3986/ac.v29i2.453>.

- Gao, Y., Alexander, E.C., Barnes, R.J., 2005. Karst database implementation in Minnesota: analysis of sinkhole distribution. *Environmental Geology*, 47 (8): 1083–1098. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-1241-2>.
- Gao, Y., Alexander Jr., E.C., Tipping, R.G., 2002. The development of a karst feature database for southeastern Minnesota. *Journal of Cave and Karst Studies*, 64 (1): 51–57.
- Garcia-Castellanos, D., 2007. The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 257 (3): 372–390. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.039>.
- Garreaud, R.D., Molina, A., Farias, M., 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292 (1): 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.017>.
- Garrison, J., Davidson, J., Reid, M., Turner, S., 2006. Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: Insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 244 (3): 548–565. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.013>.
- Geodetický a kartografický ústav Bratislava, n.d. *Geoportál*. https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als_dmr/. Available at https://www.geoportal.sk/en/zbgis/als_dmr/ [Last accessed 9 February 2023].
- Geološki Institut Srbije, 2009. Osnovne geološke karte Srbije 1:100.000. Belgrade: Geološki Institut Srbije.
- Gessert, A., 2016. Geomorphology of the Slovak Karst (Eastern Part). *Journal of Maps*, 12 (sup1): 285–288. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1202874>.
- 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.
- Gibrat, R., 1931. *Les Inégalités Économiques*. Paris: Sirey.
- Gómez, D., Salvador, P., Sanz, J., Casanova, C., Casanova, J.L., 2018. Detecting Areas Vulnerable to Sand Encroachment Using Remote Sensing and GIS Techniques in Nouakchott, Mauritania. *Remote Sensing*, 10 (10): 1541. <https://doi.org/10.3390/rs10101541>.
- Gorjanc, S. et al., 2022. A new ecosystem services approach to enable identification of pro-biodiversity businesses of protected karst areas in Central and South-Eastern Europe. *Hungarian Geographical Bulletin*, 71 (2): 181–195. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.71.2.6>.
- Goudie, A.S., Colls, A., Stokes, S., Parker, A., White, K., Al-Farraj, A., 2000. Latest Pleistocene and Holocene dune construction at the north-eastern edge of the Rub Al Khali, United Arab Emirates. *Sedimentology*, 47 (5): 1011–1021. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00336.x>.
- Grau, H.R., Aide, T.M., 2007. Are rural–urban migration and sustainable development compatible in mountain systems? *Mountain research and development*, 27 (2): 119–124. <https://doi.org/10.1659/mrd.0906>.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin*, 112 (7): 1091–1105. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1091:UHOTCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1091:UHOTCA>2.0.CO;2).
- Gretter, A., Machold, I., Membretti, A., Dax, T., 2017. Pathways of Immigration in the Alps and Carpathians: Social Innovation and the Creation of a Welcoming Culture. *Mountain Research and Development*, 37 (4): 396–405. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00031.1>.

- Grohmann, C., Sawakuchi, A., ribau mendes, V., 2011. Cell size influence on DEM volume calculation. In *Geomorphometry*, 63–66. 1 January 2011.
- 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.
- Grosse, P., Euillades, P.A., Euillades, L.D., van Wyk de Vries, B., 2013. A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*, 76 (1): 784. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0784-4>.
- Grosse, P., Kervyn, M., 2018. Morphometry of terrestrial shield volcanoes. *Geomorphology*, 304: 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.017>.
- Grosse, P., Ochi Ramacciotti, M.L., Escalante Fochi, F., Guzmán, S., Orihashi, Y., Sumino, H., 2020. Geomorphology, morphometry, spatial distribution and ages of mafic monogenetic volcanoes of the Peinado and Incahuasi fields, southernmost Central Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401: 106966. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106966>.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Petrinovic, I.A., Euillades, P.A., Alvarado, G.E., 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37 (7): 651–654. <https://doi.org/10.1130/G25734A.1>.
- Gunn, J. (Ed.), 2004. *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Taylor & Francis Books.
- Guth, P.L. et al., 2021. Digital Elevation Models: Terminology and Definitions. *Remote Sensing*, 13 (18): 3581. <https://doi.org/10.3390/rs13183581>.
- Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P., 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53 (5): 993–1006. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0727-5>.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2016. Karst Landforms. In *Landforms of the Earth: An Illustrated Guide*, Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), 59–101. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-26947-4_5.
- Hall, M., Mothes, P., 2008. The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70 (6): 675–702. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0161-2>.
- Hamilton-Smith, E., 2007. Karst and world heritage status. *Acta carsologica*, 36 (2): 291–302. <https://doi.org/10.3986/ac.v36i2.198>.
- Hammond, E., 1964. Analysis of Properties in Land Form Geography: An Application to Broad-Scale Land Form Mapping. *Annals of the Association of American Geographers*, 54 (1): 11–19. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1964.tb00470.x>.
- Hammond, E.H., 1954. Small-Scale Continental Landform Maps. *Annals of the Association of American Geographers*, 44 (1): 33–42. <https://doi.org/10.1080/00045605409352120>.
- Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160 (1): 7–10. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-083>.
- Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30 (1): 43–46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2).
- Head-König, A.-L., 2011. Migration in the Swiss Alps and Swiss Jura from the Middle Ages to the mid-20th century: a brief review. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, (99–1). <https://doi.org/10.4000/rga.1359>.
- Henriques, M.H., Brilha, J., 2017. UNESCO Global Geoparks: a strategy towards global understanding and sustainability. *Episodes*, 40 (4): 349–354. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2017/v40i4/017036>.

- Hereher, M.E., 2014. Assessment of sand drift potential along the Nile Valley and Delta using climatic and satellite data. *Applied Geography*, 55: 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2014.09.004>.
- Hevesi, A., 1991. Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I. (Evolution and landforms of karst terrains in Hungary I). *Földrajzi Közlemények*, 115 (1–2): 25–35.
- Hevesi, A., 2001. A Nyugati-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései. *Karsztfejlődés*, 6: 103–111.
- Hevesi, A., 2002. *A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; az aggteleki jellegű karsztok felszíni formakincse*. PhD Thesis. Miskolci Egyetem, Miskolc.
- Hofierka, J., Gallay, M., Bandura, P., Šašák, J., 2018. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. *Geomorphology*, 308: 265–277. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.004>.
- Hoke, G.D., Garzzone, C.N., 2008. Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 271 (1): 192–201. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.008>.
- Hora, J.M., Singer, B.S., Wörner, G., 2007. Eruptive flux during periods of cone growth and collapse at Volcan Parínacota, Chilean CVZ, from a high-resolution ⁴⁰Ar/³⁹Ar eruptive chronology. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (3/4): 343–362.
- Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 18 (6): 1292–1304. <https://doi.org/10.1029/1999TC900051>.
- Horton, R.E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union*, 13: 350–361. <https://doi.org/10.1029/TR013i001p00350>.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *GSA Bulletin*, 56 (3): 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2).
- Hoyk, E., 2002. A nyugat-mecseki karszt dolináinak morfológiai vizsgálata. *Karsztfejlődés*, 7: 161–171.
- Huang, W., Deng, C., J. Day, M., 2014. Differentiating tower karst (fenglin) and cockpit karst (fengcong) using DEM contour, slope, and centroid. *Environmental Earth Sciences*, 72 (2): 407–416. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2961-3>.
- 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>.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93 (B4): 3211–3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>.
- Iván, V., Mádl-Szőnyi, J., 2017. State of the art of karst vulnerability assessment: overview, evaluation and outlook. *Environmental Earth Sciences*, 76 (3): 112. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6422-2>.
- Jakál, J., 1975. *Kras Szilickej Planiny*. Martin: Osveta.
- Jakál, J., 2001. Porovnávací analýza krasových planín Západných Karpát (Comparative analysis of karst plateaux in the Western Carpathians). *Geografický časopis*, 53 (1): 3–21.
- Jakucs, L., 1956. Adatok az Aggteleki hegység és barlangjainak morfológikájához (+ orosz és francia nyelvű kivonat). *Földrajzi közlemények*, 80 (1): 25–35, 36–38 + 2 tábla.

- Jakucs, L., 1971. *A karsztok morfogenetikája*. Budapest: Akadémiai Kiadó.
- Jenness, J., 2007. *Longest Straight Line*. Jenness Enterprises, 2007. Available at [Last accessed 15 February 2023].
- Jenson, S.K., Domingue, J.O., 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogramm. Engineering Remote Sensing*, 54 (11): 1593–1600.
- Johnson, K.M., Lichter, D.T., 2019. Rural Depopulation: Growth and Decline Processes over the Past Century. *Rural Sociology*, 84 (1): 3–27. <https://doi.org/10.1111/ruso.12266>.
- Judkins, G., Smith, M., Keys, E., 2008. Determinism within human–environment research and the rediscovery of environmental causation. *The Geographical Journal*, 174 (1): 17–29. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4959.2008.00265.x>.
- Kaneoka, I., Guevara, C., 1984. K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru. *Geochemical Journal*, 18 (5): 233–239. <https://doi.org/10.2343/geochemj.18.233>.
- Karátson, D., 1996. Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73 (1): 65–78. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(96\)00016-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(96)00016-9).
- Karátson, D. et al., 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., Favalli, M., Tarquini, S., Fornaciai, A., Wörner, G., 2010a. The regular shape of stratovolcanoes: A DEM-based morphometrical approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193 (3): 171–181. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.012>.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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>.
- 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.
- Karátson, D., Thouret, J.-C., Moriya, I., Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61 (3): 174–193. <https://doi.org/10.1007/s004450050270>.
- Karátson, D., Timár, G., 2005. Comparative volumetric calculations of two segments of the Carpathian Neogene/Quaternary volcanic chain using SRTM elevation data: implications for erosion and magma output rates (with 4 figures and 1 table). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 140: 19–35.
- Karátson, D., Yepes, J., Favalli, M., Rodríguez-Peces, M.J., Fornaciai, A., 2016. Reconstructing eroded paleovolcanoes on Gran Canaria, Canary Islands, using advanced geomorphometry. *Geomorphology*, 253: 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.004>.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A., Cornejo, P., 1994. Tertiary Magmatic Evolution of the Maricunga Mineral Belt in Chile. *International Geology Review*, 36 (12): 1079–1112. <https://doi.org/10.1080/00206819409465506>.
- Kemmerly, P.R., 1982. Spatial analysis of a karst depression population: Clues to genesis. *GSA Bulletin*, 93 (11): 1078–1086. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<1078:SAOAKD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<1078:SAOAKD>2.0.CO;2).
- Kemmerly, P.R., 1986. Exploring a contagion model for karst-terrane evolution. *GSA Bulletin*, 97 (5): 619–625. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<619:EACMFK>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<619:EACMFK>2.0.CO;2).
- Kereszturi, G., Geyer, A., Martí, J., Németh, K., Dóniz-Páez, F.J., 2013. Evaluation of morphometry-based dating of monogenetic volcanoes—a case study from Bandas del Sur, Tenerife (Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 75 (7): 734. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0734-1>.
- Kereszturi, G., Jordan, G., Németh, K., Dóniz-Páez, J.F., 2012. Syn-eruptive morphometric variability of monogenetic scoria cones. *Bulletin of Volcanology*, 74 (9): 2171–2185. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0658-1>.
- 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>.
- Kiernan, K., 2011. Challenges for environmentally sustainable development of natural resources in the Nam Ou karst, northern Laos. *Acta Carsologica*, 40 (2): 341–355.
- Kim, Y., Nam, B., Shamet, R., Soliman, M., Youn, H., 2020. Development of Sinkhole Susceptibility Map of East Central Florida. *Natural Hazards Review*, 21 (4). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)NH.1527-6996.0000404](https://doi.org/10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000404).
- Kizos, T., Vasdeki, M., Chatzikiriakou, C., Dimitriou, D., 2011. ‘For my children’: Different functions of the agricultural landscape and attitudes of farmers on different areas of Greece towards small scale landscape change. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 111 (2): 117–130. <https://doi.org/10.1080/00167223.2011.10669528>.
- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L., 1999. Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 18 (1): 63–84. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00095-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00095-X).
- Klemetti, E.W., Grunder, A.L., 2008. Volcanic evolution of Volcán Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 70 (5): 633–650. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0158-x>.

- Knez, M., Slabe, T., 2002. Karstology and the opening of caves during motorway construction in the karst region of Slovenia. *International Journal of Speleology*, 31 (1): 159–168. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.31.1.9>.
- Kobal, M., Bertoncelj, 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>.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W., Wieler, R., 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83 (1): 97–120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.029>.
- Kocurek, G., Ewing, R.C., 2005. Aeolian dune field self-organization – implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology*, 72 (1): 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.005>.
- Kohler, T., Elizbarashvili, N., Meladze, G., Svanadze, D., Meessen, H., 2017. The demogeographic crisis in Racha, Georgia: Depopulation in the central caucasus mountains. *Mountain research and development*, 37 (4): 415–425. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00064.1>.
- Korup, O., Schmidt, J., McSaveney, M.J., 2005. Regional relief characteristics and denudation pattern of the western Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 71 (3): 402–423. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.013>.
- 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>.
- Lahitte, P., Samper, A., Quidelleur, X., 2012. DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI): Contribution to the Lesser Antilles Arc construction rates and magma production. *Geomorphology*, 136 (1): 148–164. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.008>.
- Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425 (6960): 792–797. <https://doi.org/10.1038/nature02049>.
- Lancaster, N., 1988. Controls of eolian dune size and spacing. *Geology*, 16 (11): 972–975.
- Lancaster, N., 1994. Dune morphology and dynamics. In *Geomorphology of desert environments*, Parsons, A.J., Abrahams, A. (Eds.), 474–505. Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8254-4_18.
- Láng, S., 1955. Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. *Földrajzi értesítő*, 6 (1–4): 1–17.
- Latocha, A., 2012. Changes in the rural landscape of the Polish Sudety Mountains in the post-war period. *Geographia Polonica*, 85 (4): 13–21. <https://doi.org/10.7163/GPol.2012.4.21>.
- Latocha, A., 2013. The depopulated villages in the Sudetes. And what next? *Przegląd Geograficzny*, 85 (3): 373–396. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2013.3.3>.
- Latocha, A., Szymanowski, M., Jeziorska, J., Stec, M., Roszczewska, M., 2016. Effects of land abandonment and climate change on soil erosion—An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland. *Catena*, 145: 128–141. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.027>.
- Latocha, A., Szymanowski, M., Wiczorek, M., 2018. Wyludnianie powiatu kłodzkiego – przestrzenne zróżnicowanie i uwarunkowania = Depopulation of the Kłodzko region – spatial differences and conditioning. *Przegląd Geograficzny*, 90 (2): 241–266. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2018.2.3>.

- Látos, T., Telbisz, T., 2018. LiDAR és UAV alapú digitális domborzatmodellek összevetése töbör-morfometria szempontjából a Jósvafői-fennsík példáján. *Karsztfelődés*, 23: 19–30. <https://doi.org/10.17701/18.19-30>.
- Less, G., Grill, J., Róth, L., Szentpétery, I., 1988. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1 : 25 000. Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
- Less, G., Szentpétery, I. (Eds.), 2006. *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez*. Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
- Li, P., Shi, C., Li, Z., Muller, J.-P., Drummond, J., Li, X., Li, T., Li, Y., Liu, J., 2013a. Evaluation of ASTER GDEM using GPS benchmarks and SRTM in China. *International Journal of Remote Sensing*, 34 (5): 1744–1771. <https://doi.org/10.1080/01431161.2012.726752>.
- Li, Y., Liu, Y., Long, H., Wang, J., 2013b. Local responses to macro development policies and their effects on rural system in China's mountainous regions: the case of Shuanghe Village in Sichuan Province. *Journal of Mountain Science*, 10 (4): 588–608. <https://doi.org/10.1007/s11629-013-2544-5>.
- Li, Y., Westlund, H., Liu, Y., 2019. Why some rural areas decline while some others not: An overview of rural evolution in the world. *Journal of Rural Studies*, 68: 135–143. <https://doi.org/10.1016/j.jrurstud.2019.03.003>.
- Liang, F., Xu, B., 2014. Discrimination of tower-, cockpit-, and non-karst landforms in Guilin, Southern China, based on morphometric characteristics. *Geomorphology*, 204: 42–48. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.026>.
- Limpert, E., Stahel, W.A., Abbt, M., 2001. Log-normal Distributions across the Sciences: Keys and Clues: On the charms of statistics, and how mechanical models resembling gambling machines offer a link to a handy way to characterize log-normal distributions, which can provide deeper insight into variability and probability—normal or log-normal: That is the question. *BioScience*, 51 (5): 341–352. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2001\)051\[0341:LNDATS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2001)051[0341:LNDATS]2.0.CO;2).
- Liu, L.Y., Skidmore, E., Hasi, E., Wagner, L., Tatarko, J., 2005. Dune sand transport as influenced by wind directions, speed and frequencies in the Ordos Plateau, China. *Geomorphology*, 67 (3–4): 283–297. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.10.005>.
- Livingstone, I., Bristow, C., Bryant, R.G., Bullard, J., White, K., Wiggs, G.F., 2010. The Namib Sand Sea digital database of aeolian dunes and key forcing variables. *Aeolian Research*, 2 (2–3): 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2010.08.001>.
- Lloyd, C.T., Sorichetta, A., Tatem, A.J., 2017. High resolution global gridded data for use in population studies. *Scientific Data*, 4 (1): 170001. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.1>.
- Löffler, R., Beismann, M., Walder, J., Steinicke, E., 2014. New Highlanders in traditional out-migration areas in the Alps. The example of the Friulian Alps. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, (102–3): 1–17. <https://doi.org/10.4000/rga.2546>.
- Lončar, N., Grcić, I., 2022. Gis-based analysis of doline density on Miljevcı karst plateau (Croatia). *Acta Carsologica*, 51 (1): 5–17. <https://doi.org/10.3986/ac.v51i1.10465>.
- Lu, Z., Fielding, E., Patrick, M.R., Trautwein, C.M., 2003. Estimating lava volume by precision combination of multiple baseline spaceborne and airborne interferometric synthetic aperture radar: the 1997 eruption of Okmok volcano, Alaska. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (6): 1428–1436. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.811553>.

- Lyew-Ayee, P., Viles, H.A., Tucker, G.E., 2007. The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (2): 165–179. <https://doi.org/10.1002/esp.1399>.
- MacDonald, D., Crabtree, J.R., Wiesinger, G., Dax, T., Stamou, N., Fleury, P., Gutierrez Lazpita, J., Gibon, A., 2000. Agricultural abandonment in mountain areas of Europe: Environmental consequences and policy response. *Journal of Environmental Management*, 59 (1): 47–69. <https://doi.org/10.1006/jema.1999.0335>.
- Maghsoudi, M., Navidfar, A., Mohammadi, A., 2017. The sand dunes migration patterns in Mesr Erg region using satellite imagery analysis and wind data. *Natural Environment Change*, 3 (1): 33–43. <https://doi.org/10.22059/JNEC.2017.225011.62>.
- Mainguet, M., Jacqueminet, C., 1984. Le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental. Classification des dunes, balance sédimentaire et dynamique d'ensemble. *Travaux de l'Institut Géographique de Reims*, 59 (1): 29–48. <https://doi.org/10.3406/tigr.1984.1151>.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *GSA Bulletin*, 122 (1–2): 162–182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>.
- Mandlbürger, O., Otepka, J., Karel, W., Wagner, W., Pfeifer, N., 2009. Orientation And Processing Of Airborne Laser Scanning Data (OPALS) - Concept and First Results of a Comprehensive ALS Software. In *Laser Scanning*, Part 3/W8. 55–60. 2009 Paris, France.
- Mao, X., Meng, J., Wang, Q., 2014. Tourism and land transformation: A case study of the Li River Basin, Guilin, China. *Journal of Mountain Science*, 11 (6): 1606–1619. <https://doi.org/10.1007/s11629-013-2871-6>.
- Martz, L.W., Garbrecht, J., 1993. Automated Extraction of Drainage Network and Watershed Data from Digital Elevation Models1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 29 (6): 901–908. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1993.tb03250.x>.
- Marzouki, A., Dridri, A., 2022. Normalized Difference Enhanced Sand Index for desert sand dunes detection using Sentinel-2 and Landsat 8 OLI data, application to the north of Figuig, Morocco. *Journal of Arid Environments*, 198: 104693. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2021.104693>.
- Massonnet, D., Rabaute, T., 1993. Radar interferometry: limits and potential. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31 (2): 455–464. <https://doi.org/10.1109/36.214922>.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., Maas, R., 2002. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama–Olacapato–El Toro transversal volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118 (1): 205–228. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00257-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00257-3).
- Mazur, E., 1973. Slovenský Kras. Regionalna fyzikogeografická analýza. In *Proceedings of the 6th International Congress of Speleology*, Panoš, V. (Ed.), 117. 1973 Praha: Academia.
- McNeill, J.R., 2003. *The Mountains of the Mediterranean World*. Cambridge University Press.
- Mello, J., 1997. *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50000*. Bratislava: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra.

- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., 1996. Geologická Mapa Slovenského Krasu. Geological Map of the Slovenský Kras Mts. Geologická Služba Slovenskej Republiky.
- Mesbahzadeh, T., Ahmadi, H., 2012. Investigation of sand drift potential (case study: Yazd-Ardakan plain). *J Agric SciTechnol*, 14: 919–928.
- Meybeck, M., Green, P., Vörösmarty, C., 2001. A New Typology for Mountains and Other Relief Classes. *Mountain Research and Development*, 21 (1): 34–45. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2001\)021\[0034:ANTFMA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2001)021[0034:ANTFMA]2.0.CO;2).
- Mezősi, G., 1984. A Sajó-Bódva köze felszínfejlődése. *Földrajzi Értesítő*, 33 (3): 181–205.
- Mihevc, A., Prelovšek, M., Zupan Hajna, N. (Eds.), 2010. *Introduction to the Dinaric Karst*. Postojna: Karst Research Institute at ZRC SAZU.
- Milanovic, P., 2002. The environmental impacts of human activities and engineering constructions in karst regions. *Episodes Journal of International Geoscience*, 25 (1): 13–21. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2002/v25i1/002>.
- Miller, C.L., 1958. *The theory and application of the digital terrain model*. PhD Thesis. Massachusetts Institute of Technology.
- Mills, H.H., Starnes, D.D., 1983. Sinkhole morphometry in a fluviokarst region: eastern Highland Rim, Tennessee, U.S.A. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27 (1): 39–54. <https://doi.org/10.1127/zfg/27/1983/39>.
- Milošević, M.V., Milivojević, M., Čalić, J., 2010. Spontaneously abandoned settlements in Serbia, Part 1. *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijić" SASA*, 60 (2): 39–57. <https://doi.org/10.2298/IJGI1002039M>.
- Milošević, M.V., Milivojević, M., Čalić, J., 2011. Spontaneously abandoned settlements in Serbia, Part 2. *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijić" SASA*, 61 (2): 25–35. <https://doi.org/10.2298/IJGI1102025M>.
- Mitzenmacher, M., 2004. A Brief History of Generative Models for Power Law and Lognormal Distributions. *Internet Mathematics*, 1 (2): 226–251. <https://doi.org/10.1080/15427951.2004.10129088>.
- Móga, J., 1998. *Felszínalaktani megfigyelések a Gömör-Tornai-karszton*. PhD Thesis. Department of Physical Geography, Eötvös Loránd University, Budapest.
- Móga, J., 1999. Reconstruction of the development history of karstic water networks on the Southern part of the Gömör-Torna Karst on the bases of ruined caves and landforms. *Acta Carsologica*, 28 (2): 159–174.
- Mortimer, C., Farrar, E., Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, 63 (2): 484–490. <https://doi.org/10.1007/BF01820825>.
- Mose, I., 2007. *Protected Areas and Regional Development in Europe: Towards a New Model for the 21st Century*. Aldershot, UK: Ashgate Publishing Ltd.
- Munroe, J.S., 2006. Investigating the spatial distribution of summit flats in the Uinta Mountains of northeastern Utah, USA. *Geomorphology*, 75 (3): 437–449. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.030>.
- Nazari Samani, A., Khosravi, H., Mesbahzadeh, T., Azarakhshi, M., Rahdari, M.R., 2016. Determination of sand dune characteristics through geomorphometry and wind data analysis in central Iran (Kashan Erg). *Arabian Journal of Geosciences*, 9 (18): 716. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2746-6>.
- 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. <https://dx.doi.org/10.15292/geodetski-vestnik.2013.02.260-270>.

- Okahashi, H., 1996. Development of mountain village studies in postwar Japan. *Geographical review of Japan, Series B.*, 69 (1): 60–69.
- Ollier, C., 1988. *Volcanoes*. Oxford, UK ; New York, NY, USA: Blackwell Pub.
- Orndorff, R.C., Weary, D.J., Lagueux, K.M., 2000. Geographic information systems analysis of geologic controls on the distribution on dolines in the Ozarks of south-central Missouri, USA. *Acta Carsologica*, 29 (2): 161–175.
- Otepka, J., Mandlbürger, O., Karel, W., 2012. The OPALS Data Manager □ Efficient Data Management for Processing Large Airborne Laser Scanning Projects. In 153–159. 2012.
- Öztürk, M.Z., Şimşek, M., Şener, M.F., Utlü, M., 2018. GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 77 (14): 536. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7>.
- Pahernik, M., 2012. Spatial Density of Dolines in the Croatian Territory. *Hrvatski geografski glasnik*, 74 (2.): 5–26. <https://doi.org/10.21861/HGG.2012.74.02.01>.
- Palladino, D.M., Sottili, G., 2012. On the space-time distribution of major explosive volcanic eruptions on Earth. *Geophysical Research Letters*, 39 (12). <https://doi.org/10.1029/2012GL052541>.
- Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P.A., Durán, J.J., Robledo-Ardila, P., 2018. A review of fractals in karst. *International Journal of Speleology*, 48 (1): 2.
- 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.
- Pardo-Igúzquiza, E., Pulido-Bosch, A., Lopez-Chicano, M., Duran, J., 2016. Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 98 (3): 247–263. <https://doi.org/10.1111/geoa.12135>.
- Parteli, E.J., Durán, O., Tsoar, H., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2009. Dune formation under bimodal winds. *Proc Natl Acad Sci*, 106 (52): 22085–22089. <https://doi.org/10.1073/pnas.0808646106>.
- Patterson, L.A., Doyle, M.W., 2011. Hypsographic Demography Across Scale. *The Professional Geographer*, 63 (4): 514–530. <https://doi.org/10.1080/00330124.2011.578534>.
- Pawson, E., Egli, H.-R., 2001. History and (Re)discovery of the European and New Zealand Alps until 1900. *Mountain Research and Development*, 21 (4): 350–358. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2001\)021\[0350:HARDOT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2001)021[0350:HARDOT]2.0.CO;2).
- Pedersen, G.B.M., Grosse, P., 2014. Morphometry of subaerial shield volcanoes and glaciovolcanoes from Reykjanes Peninsula, Iceland: Effects of eruption environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282: 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.008>.
- Pejnović, D., Husanović-Pejnović, D., 2008. Causes and consequences of demographic development in the territory of Velebit Nature Park, 1857–2001. *Periodicum Biologorum*, 110 (2): 195–204.
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104: 135–150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>.
- Petrvalská, A., 2010a. Morfometrická analýza závrtovej na príklade Jasovskej planiny, Slovenský kras. (Morphometric analysis of dolines on Jasovská plateau, Slovak Karst). *Geomorphologica Slovaca et Bohemica*, 10 (1): 33–44.
- Petrvalská, A., 2010b. Vývoj názorov na vznik a genézu zarovnaných povrchov Slovenskeho Krasu (Development of conceptions concerning origins and genesis of planation

- surface of Slovak karst). *Acta Geographica Universitatis Comenianae*, 54 (1): 81–99.
- Petrvalská, A., 2012. Výsledky morfológického mapovania závrto v Jasovskej planine v Slovenskom krase. (Morphometric mapping results about the Jasovská plateau, Slovak Karst). *Slovenský Kras (Acta Carsologica Slovaca)*, 50 (2): 63–71.
- Petzold, B., Reiss, P., Stössel, W., 1999. Laser scanning—surveying and mapping agencies are using a new technique for the derivation of digital terrain models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54 (2): 95–104. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(99\)00005-2](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(99)00005-2).
- Pfeifer, N., Mandlbürger, G., Otepka, J., Karel, W., 2014. OPALS – A framework for Airborne Laser Scanning data analysis. *Computers, Environment and Urban Systems*, 45: 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.compenvurbsys.2013.11.002>.
- Pike, R.J., Evans, I.S., Hengl, T., 2009. Geomorphometry: a brief guide. *Developments in Soil Science*, 33: 3–30.
- Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971. Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis. *GSA Bulletin*, 82 (4): 1079–1084. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1079:ERHIAG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1079:ERHIAG]2.0.CO;2).
- Placzek, C., Quade, J., Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change. *GSA Bulletin*, 118 (5–6): 515–532. <https://doi.org/10.1130/B25770.1>.
- Placzek, C.J., Matmon, A., Granger, D.E., Quade, J., Niedermann, S., 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 295 (1): 12–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.006>.
- Plan, L., Decker, K., 2006. Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 147: 29–54.
- Podobnikar, T., 2016. Relevant quality of Digital Elevation Models in Earth and environmental studies. *Int. J. Earth Environ. Sci*, 1: 106. <https://doi.org/10.15344/ijeess/2016/106>.
- Potts, L.V., Akyilmaz, O., Braun, A., Shum, C.K., 2008. Multi-resolution dune morphology using Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and dune mobility from fuzzy inference systems using SRTM and altimetric data. *International Journal of Remote Sensing*, 29 (10): 2879–2901. <https://doi.org/10.1080/01431160701408352>.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5 (1): 59–79. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050106>.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 57 (4): 241–262. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(02\)00124-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7).
- Rahdari, M.R., Samani, A. a. N., Zade, T.M., 2014. Aeolian data analysis to evaluate wind erosion potential (case study; Sabzevar). *International Journal of Plant, Animal and Environmental Sciences*, 4 (3): 31–37.
- 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>.

- Ravbar, N., 2004. Drinking Water Supply from Karst Water Resources (The Example of the Kras Plateau, SW Slovenia). *Acta Carsologica*, 33 (1): 73–84. <https://doi.org/10.3986/ac.v33i1.316>.
- Reuter, H., Nelson, A., Strobl, P., Mehl, W., Jarvis, A., 2009. A first assessment of Aster GDEM tiles for absolute accuracy, relative accuracy and terrain parameters. In *Geoscience and remote sensing symposium 2009 IEEE international, IGARSS 2009*, 240–243. 17 August 2009 IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2009.5417688>.
- Riquelme, R., Darrozes, J., Maire, E., Hérail, G., Soula, J.C., 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Andean Geology*, 35 (1): 105–121.
- Ristic Vakanjac, V., Stevanovic, Z., Aleksandra, M., Vakanjac, B., Marina, C.I., 2015. An Example of Karst Catchment Delineation for Prioritizing the Protection of an Intact Natural Area. In *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*, Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P., LaMoreaux, J.W. (Eds.), Environmental Earth Sciences. 387–396. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-17435-3_44.
- Robinson, N., Regetz, J., Guralnick, R.P., 2014. EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 87: 57–67. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.11.002>.
- Robl, J., Hergarten, S., Stüwe, K., 2008. Morphological analysis of the drainage system in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 460 (1): 263–277. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.024>.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72 (3): 249–260.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W., Hensley, S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products. *JPL Publications*, D31639: 1–143.
- Romano, B., 1995. National Parks Policy and Mountain Depopulation: A Case Study in the Abruzzo Region of the Central Apennines, Italy. *Mountain Research and Development*, 15 (2): 121–132. <https://doi.org/10.2307/3673876>.
- Ruban, D., 2018. Karst as Important Resource for Geopark-Based Tourism: Current State and Biases. *Resources*, 7 (4): 82. <https://doi.org/10.3390/resources7040082>.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., 2004. Kitétségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal. *Földtani Közöny*, 134 (2): 257–279.
- Ruxton, B.P., McDougall, I., 1967. Denudation rates in northeast Papua from potassium-argon dating of lavas. *American Journal of Science*, 265 (7): 545–561. <https://doi.org/10.2475/ajs.265.7.545>.
- Santarelli, E., Klomp, L., Thurik, A.R., 2006. Gibrat's Law: An Overview of the Empirical Literature. In *Entrepreneurship, Growth, and Innovation: The Dynamics of Firms and Industries*, Santarelli, E. (Ed.), International Studies in Entrepreneurship. 41–73. Boston, MA: Springer US. https://doi.org/10.1007/0-387-32314-7_3.
- Sásdi, L., 1990. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. *Karszt és barlang*, (1): 3–8.
- Sauro, U., 2003. Dolines and Sinkholes: Aspects of Evolution and Problems of Classification. *Acta Carsologica*, 32 (2): 41–52. <https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.335>.
- Scherler, D., Leprince, S., Strecker, M.R., 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery—Accuracy improvement and quality assessment.

- Remote Sensing of Environment*, 112 (10): 3806–3819. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.05.018>.
- Schildgen, T.F., Balco, G., Shuster, D.L., 2010. Canyon incision and knickpoint propagation recorded by apatite $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 293 (3): 377–387. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.009>.
- Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Whipp Jr., D.M., van Soest, M.C., Whipple, K.X., Hodges, K.V., 2009a. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: A thermochronometer and numerical modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114 (F4). <https://doi.org/10.1029/2009JF001305>.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Pringle, M.S., van Soest, M., Cornell, K., 2009b. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, 28 (4). <https://doi.org/10.1029/2008TC002403>.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Reiners, P.W., Pringle, M.S., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology*, 35 (6): 523–526. <https://doi.org/10.1130/G23532A.1>.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2 (1): 1–7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>.
- Sebe, K., Ruzsiczay-Rüdiger, Z., Surányi, G., Novothny, Á., Bauer, M., Csillag, G., 2022. Karst development and geochronology of cave sediments and speleothems in the Western Mecsek Mts., Hungary, Pannonian Basin. Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-7459>.
- Šegina, E., Benac, Č., Rubinić, J., Knez, M., 2018. Morphometric analyses of dolines – The problem of delineation and calculation of basic parameters. *Acta Carsologica*, 47 (1): 23–33. <https://doi.org/10.3986/ac.v47i1.4941>.
- Sener, M.F., Ozturk, M.Z., 2019. Relict drainage effects on distribution and morphometry of karst depressions: A case study from Central Taurus (Turkey).
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279 (10): 1089–1107. <https://doi.org/10.2475/ajs.279.10.1089>.
- Šikić, D., Pleničar, M., Šparica, M., 1972. Osnovna geološka karta SFRJ, list Ilirska Bistrica, 1:100 000. Beograd: Zvezni geološki zavod.
- de Silva, S.L., Francis, P.W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. 1st edition. Berlin ; New York: Springer.
- Simic, S., Milovanovic, B., Glavonjic, T.J., 2014. Theoretical model for the identification of hydrological heritage sites. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 9 (4): 19–30.
- Sitzia, T., Semenzato, P., Trentanovi, G., 2010. Natural reforestation is changing spatial patterns of rural mountain and hill landscapes: A global overview. *Forest Ecology and Management*, 259 (8): 1354–1362. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.01.048>.
- Sluyter, A., 2003. Neo-environmental determinism, intellectual damage control, and nature/society science. *Antipode*, 35 (4): 813–817.
- Small, C., Cohen, J., 2004. Continental physiography, climate, and the global distribution of human population. *Current Anthropology*, 45 (2): 269–277. <https://doi.org/10.1086/382255>.
- Solazzo, D., Sankey, J.B., Sankey, T.Ts., Munson, S.M., 2018. Mapping and measuring aeolian sand dunes with photogrammetry and LiDAR from unmanned aerial vehicles

- (UAV) and multispectral satellite imagery on the Paria Plateau, AZ, USA. *Geomorphology*, 319: 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.023>.
- Staley, D.M., Wasklewicz, 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>.
- Stepišnik, U., Ilc Klun, M., Repe, B., 2017. Assessment of educational potential of geodiversity on example of Cerknica Polje, Slovenia. *Dela*, 47 (1): 5–39. <https://doi.org/10.4312/dela.47.1.5-39>.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31 (2): 161–206. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>.
- Strasser, M., Schlunegger, F., 2005. Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: the ‘Lluta collapse’, northern Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (3): 433–446. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0491-2>.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35 (1): 747–787. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>.
- Summerfield, M.A., 2013. *Global Geomorphology*. London: Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315841182>.
- Šušteršič, F., 1994. Classic dolines of classical site. *Acta Carsologica*, 23: 124–156.
- Swezey, C., Lancaster, N., Kocurek, G., Deynoux, M., Blum, M., Price, D., Pion, J.-C., 1999. Response of aeolian systems to Holocene climatic and hydrologic changes on the northern margin of the Sahara: a high-resolution record from the Chott Rharsa basin, Tunisia. *The Holocene*, 9 (2): 141–147. <https://doi.org/10.1191/095968399670329816>.
- Swezey, C.S., 2009. Cenozoic stratigraphy of the Sahara, Northern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 53 (3): 89–121. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.08.001>.
- Székely, B., 2003. The Eastern Alps in an envelope—An estimation on the “missing volume”. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, 230 (2–3): 257–275.
- Székely, B., Karátson, D., 2004. DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Börzsöny Mountains, Hungary. *Geomorphology*, 63 (1): 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.03.008>.
- 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.
- Szemes, É., Telbisz, T.F., Varga, G., Nováky, B., 2015. A Balaton vízkészlet-változásának vizsgálata digitális terepmodellek alkalmazásával. *Földrajzi Közlemények*, 139 (2): 92–107.
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., 2011. *Aster GDEM version 2 validation report*. Aster GDEM version 2 validation report, 2011. Available at <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/1.html> [Last accessed 1 January 2014].
- Takács-Sánta, A., 2006. Sokasodó specialisták, eltűnő generalisták. *Természet Világa*, 137 (4): 172–175.

- 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., 2003. *Karsztos felszínfejlődés és beszívargás matematikai modellezése*. PhD Thesis. Eötvös Loránd University, Budapest.
- Telbisz, T., 2004. Digitális domborzatmodellek használata a karsztkutatásban. *Karsztfjlődés*, 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. *Karsztfjlődés*, 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. *Karsztfjlődés*, 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. *Karsztfjlődés*, 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., Karátson, D., Látos, T., 2017. Vulkanok 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.
- 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 Közöny*, 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., Albert, G., 2022a. GIS Research of Karst Terrains in Hungary. In *Cave and Karst Systems of Hungary*, Veress, M., Leél-Össy, S. (Eds.), Cave and Karst Systems of the World. 249–274. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92960-2_9.
- 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. *Karsztfejlődés*, 10: 245–266.
- Telbisz, T., Móga, J., Kósik, S., 2006. Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén. *Karsztfejlődés*, 11: 133–152.
- Telbisz, T., Móga, J., Kósik, S., 2009b. A Pelsőci-fennsík digitális domborzatelemzése és töbör-morfometriai jellemzése. *Karsztfejlődés*, 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>.
- Telfer, M.W., Fyfe, R.M., Lewin, S., 2015. Automated mapping of linear dunefield morphometric parameters from remotely-sensed data. *Aeolian Research*, 19: 215–224. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.03.001>.
- Thiede, R.C., Bookhagen, B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters*, 222 (3): 791–806. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.015>.
- Thouret, J.-C., 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-Science Reviews*, 47 (1): 95–131. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00014-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00014-8).
- Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*, 113 (12): 1593–1610. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2).
- Thouret, J.C., Wörner, G., Singer, B., Gunnell, Y., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Landscape evolution on the western Andean slope in southern Peru: incision of deepest Andean

- canyons during Miocene uplift of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 151–166.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology*, 63 (2): 112–125. <https://doi.org/10.1007/s004450100129>.
- Timár, G., Telbisz, T.F., Székely, B., 2003. Úrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis [Space technology in the digital elevation modelling: The SRTM database]. *Geodézia és kartográfia*, 55 (12): 11–15.
- Toniolo, A.R., 1937. Studies of Depopulation in the Mountains of Italy. *Geographical Review*, 27 (3): 473–477. <https://doi.org/10.2307/210332>.
- Tóth G., 2005. Cholnoky karsztmorfológiai munkássága a nemzetközi irodalom tükrében. *Karsztféjlődés*, 10 (1): 7–15.
- Troester, J.W., White, E.L., White, W.B., 1984. A comparison of sinkhole depth frequency distributions in temperate and tropic karst regions. In *Multidisciplinary conference on sinkholes. 1*, 65–73. 1984.
- Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a New Data Compilation and Some Tectonic Implications. In *The Andes: Active Subduction Orogeny*, Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *Frontiers in Earth Sciences*. 29–43. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_2.
- USGS, Central Energy Resources Team, 2002. Surficial geology of Africa version 2.0 (geo7_2ag). USGS.
- Vaishar, A., Zapletalová, J., Dvořák, P., Stefanova, D., Tcherkezova, E., 2018. Recent population development in sensitive karst areas: case studies of the Moravian Karst (Czech Republic) and the Devetashko Plateau (Republic of Bulgaria). *Problems of Geography*, 3–4: 88–109.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology*, 23 (2): 145–148. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0145:COIDDA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0145:COIDDA>2.3.CO;2).
- Verbovšek, T., Gabor, L., 2019. Morphometric properties of dolines in Matarsko podolje, SW Slovenia. *Environmental Earth Sciences*, 78 (14): 396. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8398-6>.
- Veress, M., 2004. *A karszt*. Szombathely: Berzsenyi Dániel Főiskola.
- Veress, M., 2008. Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez. *Karszt és barlang*, (1–2): 3–12.
- Veress, M., Telbisz, T., Tóth, G., Lóczy, D., Ruban, D.A., Gutak, J.M., 2019. *Glaciokarsts*. Cham: Springer.
- Viazzo, P.P., Zanini, R.C., 2014. “Taking advantage of emptiness”?. Anthropological perspectives on mountain repopulation and spaces of cultural creativity in the Alpine area. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, (102–3).
- Vincent, P.J., 1987. Spatial dispersion of polygonal karst sinks. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31 (1): 65–72. <https://doi.org/10.1127/zfg/31/1987/65>.
- Vogiatzakis, I., 2012. Google-Books-ID: oiyi3hK06YoC. *Mediterranean Mountain Environments*. John Wiley & Sons.
- Vörös, F., van Wyk de Vries, B., Karátson, D., Székely, B., 2021. DTM-Based Morphometric Analysis of Scoria Cones of the Chaîne des Puys (France)—The Classic and a New Approach. *Remote Sensing*, 13 (10): 1983. <https://doi.org/10.3390/rs13101983>.

- Waltham, A.C., Fookes, P.G., 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36 (2): 101–118. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/2002-33>.
- Wang, C., Zhang, Y., Yang, Y., Yang, Q., Hong, J., 2019. What is driving the abandonment of villages in the mountains of Southeast China? *Land Degradation & Development*, 30 (10): 1183–1192. <https://doi.org/10.1002/ldr.3303>.
- 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>.
- White, S.M., Crisp, J.A., Spera, F.J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7 (3). <https://doi.org/10.1029/2005GC001002>.
- Willenbring, J.K., von Blanckenburg, F., 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature*, 465 (7295): 211–214. <https://doi.org/10.1038/nature09044>.
- Williams, P.W., 1971. Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15 (1): 40–61.
- Williams, P.W., 1972. Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea. *GSA Bulletin*, 83 (3): 761–796. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[761:MAOPKI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2).
- Wilson, I.G., 1973. Ergs. *Sedimentary Geology*, 10 (2): 77–106. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(73\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(73)90001-8).
- Wolock, D.M., Price, C.V., 1994. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, 30 (11): 3041–3052. <https://doi.org/10.1029/94WR01971>.
- Wood, C.A., 1978. Morphometric evolution of composite volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 5 (6): 437–439. <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00437>.
- Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8 (2): 137–160. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90101-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90101-8).
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista geológica de Chile*, 27 (2): 205–240. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000200004>.
- Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N., Nyes, C., Lopez-Escobar, L., Moreno, H., 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). *Bulletin of Volcanology*, 50 (5): 287–303. <https://doi.org/10.1007/BF01073587>.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., Seyfried, H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, 345 (1): 183–198. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00212-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00212-8).
- Wright, R., Garbeil, H., Baloga, S.M., Mouginiis-Mark, P.J., 2006. An assessment of shuttle radar topography mission digital elevation data for studies of volcano morphology. *Remote Sensing of Environment*, 105 (1): 41–53. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.06.002>.
- Wu, Q., Deng, C., Chen, Z., 2016. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. *Geomorphology*, 266: 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.006>.

- Yang, X. et al., 2011. Formation of the highest sand dunes on Earth. *Geomorphology*, 135 (1): 108–116. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.008>.
- Yang, X., Tang, G., Meng, X., Xiong, L., 2019. Classification of Karst Fenglin and Fengcong Landform Units Based on Spatial Relations of Terrain Feature Points from DEMs. *Remote Sensing*, 11 (16): 1950. <https://doi.org/10.3390/rs11161950>.
- Yilmaz, I., 2009. A research on the accuracy of landform volumes determined using different interpolation methods. *Scientific Research and Essay*, 4 (11): 1248–1259.
- Yue, L., Shen, H., Zhang, L., Zheng, X., Zhang, F., Yuan, Q., 2017. High-quality seamless DEM generation blending SRTM-1, ASTER GDEM v2 and ICESat/GLAS observations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 123: 20–34. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.11.002>.
- Zámbó, L., 1993. A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). In *Általános Természetföldrajz*, Borsy, Z. (Ed.), 544–593. Budapest: Nemzeti Tankönyvkiadó.
- Zámbó, L., 1998. Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése. *Földrajzi értesítő*, 47 (3): 359–378.
- Zboray, Z., Keveiné Bárány, I., 2004. Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával. *Karsztfelődés*, 9: 207–213.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2016. Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia). *Journal of Maps*, 12 (5): 873–881. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1095133>.
- Zhang, C., Day, M., Li, W., 2003. Landuse and land cover change in the Lunan Stone Forest, China. *Acta carsologica*, 32 (2): 161–174.
- Zhang, D., Narteau, C., Rozier, O., Courrech du Pont, S., 2012. Morphology and dynamics of star dunes from numerical modelling. *Nature Geoscience*, 5 (7): 463–467. <https://doi.org/10.1038/ngeo1503>.
- Zhang, W., Montgomery, D.R., 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, 30 (4): 1019–1028. <https://doi.org/10.1029/93WR03553>.
- Zheng, Z., Du, S., Taubenböck, H., Zhang, X., 2022. Remote sensing techniques in the investigation of aeolian sand dunes: A review of recent advances. *Remote Sensing of Environment*, 271: 112913. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.112913>.
- 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>.

Köszönetnyilvánítás

A doktori mű elkészítése, illetve a kutatások kivitelezése során rengeteg segítséget kaptam. Pályám kezdetétől az ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszékén dolgozom. Ez az egyetemi közeg szakmailag mindig inspiráló volt számomra, még a romló gazdasági helyzet okozta nehézségek közepette is. Rengeteget köszönhetek a jó tanszéki közösségnek és a sokoldalú tudással rendelkező kollégáknak, akik nemcsak kollégák, de jó barátaim is egyben. Hálás vagyok *Gábris Gyulának*, akinek a tanszékvezetősége idején ide kerültem, és akitől rengeteg jó tanácsot kaptam az évek során. Jó szívvel emlékszem vissza *Zámbó Lászlóra*, doktori témavezetőmre, akinek a fáradhatatlan terepi adatgyűjtése, a karsztok iránt érzett lelkesedése mindig lenyűgözött. *Karátson Dávid* jelenlegi tanszékvezetőm kifogyhatatlan ötletekkel rendelkezik a vulkanológia terén, és számtalan közös témán együtt dolgozva vele titkon kicsit én is vulkanológussá váltam (nem elszakadva természetesen a karsztoktól). *Mari Lászlóval* rengeteg közös terepi élmény fűz össze, melyek nagy része (de korántsem mindegyike) karsztos tájakhoz kötődik. E sok együtt megélt kalandból számos közös publikáció és előadás is született, de a legjobbak azok, melyeket igazán egy táborút mellett lehet elmesélni. *Nagy Balázssal* szintén több izgalmas utazásról vannak közös emlékeim, és a mindkettőnk által fontosnak gondolt ismeretterjesztés terepén is rengeteg segítséget kaptam tőle. A többi volt és jelenlegi tanszéki kollégának is köszönöm a termékeny beszélgetéseket, a közös konferencia-látogatásokat és leginkább a terepbejárásokat. Mindegyikőjüktől sok érdekes dolgot tanultam, hiszen mindenki egy kicsit más szeptét ismeri jobban sokoldalú és szeretett földrajztudományunknak.

De nemcsak a tanszéki kollégákkal, hanem a Földrajz- és Földtudományi Intézet több más munkatársával is szoros kutatási kapcsolat alakult ki az évek során, köszönhetően annak, hogy fizikailag egy épületben vagyunk, szervezeten pedig egy intézethez tartozunk. Az évek során időnként szakmai témákon is együtt dolgoztam társadalomföldrajzos kollégákkal (elsősorban *Bottlik Zsolttal* és *Kőszegi Margittal*), akikkel olykor megdöbbenve tapasztaltuk, hogy hiába vagyunk mindannyian földrajzosok, mégis mennyire mások a tudományos szokások és elvárások a természet-, illetve a társadalomföldrajz terén. Ezek a közös munkák kétségkívül gyümölcsözően hatottak mindannyiunk gondolkodására és támogatták a látóköri – köszönet érte. A digitális terepmodellek kapcsán különösen a geofizikus kollégákkal (*Székely Balázssal* és *Timár Gáborral*) kerültem közelebbi kapcsolatba, akiktől szintén rengeteget tanulhattam. Ezen kívül számos geológussal is kiváló kollegiális kapcsolatokat sikerült kialakítanom, ami az én „felszínes” geográfus tudásomat „mély” tartalmakkal bővítette.

Az eltelt évek (évtizedek) során több mint 80 hallgató témavezetője voltam BSc, MSc, tanári, PhD, OTDK keretekben. Ezek során rengeteg új, érdekes témát sikerült nekem is felfedeznem, és nemcsak én adhattam át tudást a hallgatóknak, de sok esetben én is tanultam tőlük, a meglátásaikból, módszertani felfedezéseikből. Közülük is kiemelném *Kovács Gábort*, akivel rengeteg eszmecserét folytattunk a DTM-ekről, melyek számára meghozták végül a PhD-fokozatot, és amelyekből én is rengeteget profitálhattam. Az ELTE Földrajzos Klub révén a földrajz különösen szép oldalával találkoztam, mint szervező, mint előadó, mint hallgató – így köszönöm azoknak, akik a Klub működtetésében társaim voltak (illetve most is azok).

Kicsit tágabb körben széttekintve hálás vagyok azért, hogy Magyarországon és külföldön számos földrajzos kollégával van remek kapcsolat, akiknek a helyi terepismeretére és tudására alapozva rengeteg közös tanulmányt készíthettünk az eltelt évek során. Kiemelném közülük *Veress Márton*t, aki – többek között – a hazai karsztkutatók konferenciáit szervezve rendkívül sokat tett a karsztok tudományáért, és akivel több könyvön is együtt dolgozhattam. Továbbá köszönöm *Imecs Zoltánnak* a közös

terepgyakorlatokat és emlékezetes utazásokat, melyek közben számos együtt írt publikáció ötlete is csiszolódott.

Időben kicsit visszább görgetve szeretném itt megemlíteni gimnáziumi földrajz tanárait, akik megmutatták számomra a földrajz szépségét, logikus összefüggéseit és hihetetlen sokszínűségét. Köszönöm *Urbanek Rudolf (OSchP)* és *Hortobágyi Cirill (OSB)* tanárainknak ezt az indítást. (Egyébként mindketten szintén az ELTE földrajz szak hallgatói voltak.)

Köszönöm szüleimnek, hogy felneveltek, hogy velük és testvéreimmel együtt rengeteget kirándultunk, utaztunk és hogy mélyen átítattak minket a természettudomány szemléletével. (Ők is az ELTE hallgatói voltak annak idején, bár nem földrajzosok.)

Végül köszönöm jelenlegi családomnak, feleségemnek, *Mártának* és gyerekeimnek, *Csanádnak*, *Csengének* és *Rékának*, hogy türelmükkel támogattak a disszertáció megírása során, de még inkább azt, hogy osztoznak a földrajz iránti lelkesedésemben, és hogy elviselik (örülnek neki?), hogy a családi kirándulások, utazások gyakran inkább egy terepgyakorlatra emlékeztetnek.

Mellékletek

M1. A dolgozatban használt rövidítések jegyzéke

DTM: digitális terepmodell
KRIG: Kriging interpolációval kapott domborzatmodell az Aggteleki-karsztról
GEO: Grand Erg Oriental
GTK: Gömör–Tornai-karszt
TOPO: topográfiai térkép alapján digitalizált töbrök
BAN: Banjšice (szlovén mintaterület)
HRU: Hrušica (szlovén mintaterület)
JAV: Javorniki (szlovén mintaterület)
DOL: dolina
HILL: karsztdomb
NK: nem karsztos
PK: részben karsztos
K: karsztos
VB: völgyek és medencék (valley and basin)
LH: alacsonyabb dombság (lower hills)
UH: magasabb dombság (upper hills)
PM: részben hegyvidéki (partly mountainous)
LM: kevésbé tagolt hegység (less dissected mountains)
DM: tagolt hegység (dissected mountains)

M2. Ábrajegyzék

1. ábra. A karsztos jellemzők hatása a társadalmi folyamatokra	16
2. ábra. Töbör-lehatárolási definíciók összehasonlítása	23
3. ábra. A töbör-lehatárolás alapvető algoritmus. r: raszteres adat; shp: vektoros adat	24
4. ábra. Lehatárolás eredménye az első, illetve a második kör után egy kis mintaterületen belül a Pelsőci-fennsíkon. Jól látható, hogy a három nagy töbör esetében az első körös lehatárolás nem megfelelő. (A koordináták UTM 34N rendszerben vannak megadva.)	25
5. ábra. A feltöltés hatása a töbrök lehatárolására. Az összes elsőrendű (R1) mélyedés feltöltése esetén a következő lépés a felső kép szerinti nagy R2 töbröt eredményezné. Ha viszont egy lépésben csak a szomszédos mélyedéseket töltjük ki, akkor az alsó képen R2-vel jelölt kisebb, összetett forma is detektálható. A második lehetőség jobban feltárja a töbrök hierarchiáját.	26
6. ábra. Példa a vulkán-lehatárolásra (Volcan Japia). Piros a központi kúp, kék a törmelékpalást körvonala – a feldolgozás során ez utóbbit tekintettük a vulkán teljes körvonalának.	27
7. ábra. Az alapfelszín meghatározásának és a homok-térfogat számításának sémája	28
8. ábra. Numerikus integrálási módszerek 2D-ben. a) téglalap-szabály: a közelítő formák téglalapok; b) trapéz-szabály: a közelítő formák trapézok; c) Simpson-szabály: a közelítő formák másodfokú polinomok	32
9. ábra. Néhány egyszerű geometriai test térfogat-képlete. A formák alatt megadva, hogy a töbrök esetében milyen szavakkal szokás jellemezni ezeket a formákat.	33
10. ábra. A sávsvolvény készítés módszere. a) sáv elhelyezkedése; b) a sávsvolvény elemei; c) magasság – távolság pontfelhő.	35
11. ábra. Az „ideális vulkánalak” meghatározása a Parinacota alapján. A) a Parinacota 3D képe; B) pontfelhő a középponttól való távolság függvényében; C) a pontfelhő alapján meghatározott kvartilis-görbék, valamint a felső-kvartilisre illesztett „ideális vulkánalakot” leíró függvények.	37

12.ábra. A Parinacota-szelvény illesztése a vizsgált, erodáltabb vulkánok szelvényéhez. A: szelvényillesztés minimalizálása a legkisebb négyzetek elve alapján. Példák kevésbé (B) és erősebben (C) lepusztult vulkánra	39
13.ábra. Rekonstruált rétegvulkánok az általunk kifejlesztett módszer alapján.	40
14.ábra. Két ideális, szimmetrikus rétegvulkán (Parinacota, Cotopaxi) szelvényének statisztikai összehasonlítása	41
15.ábra. Töbör-lehatárolások összehasonlítása két kis térképi kivágoton (Aggteleki-Karszt). Kék kitöltés: LiDAR; átlós rács: KRIG; vörös körvonal: TOPO. A: töbör, ami hiányzik a LiDAR-ból; B: töbör, ami hiányzik a TOPO-ból; C: töbör, ami a LiDAR-ban két kisebb töbrőre tagolódik; D: két kisebb töbör, ami a LiDAR-ban eggyé olvad; E: „hamis töbör” a völgytalpon (KRIG).	43
16.ábra. Valódi pozitív (TP), hamis pozitív (FP) és hamis negatív (FN) töbrök száma a Z-limit függvényében	44
17.ábra. A Gömör–Tornai-karszt és környezetének domborzati képe SRTM alapján. Az A, B, C, D, E, F betűk a sávszelvények azonosítói	45
18.ábra. Lejtőszög térkép a Gömör–Tornai-karsztról. A rózsadiagramok a fennsíkok simítás után kapott kitettség-eloszlását mutatják. A nyilak a fennsíkok adott részén jellemző általánosított kitettséget jelzik. A fennsíkok számaihoz tartozó elnevezések a 2.táblázatban olvashatók.	48
19.ábra. A GTK és környezetének magassági és lejtőszög hisztogramja	49
20.ábra. Fennsík magassági eloszlása dobozdiagramokkal ábrázolva.	50
21.ábra. Az A sávszelvény a GTK-on. Vörös-szagattott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.	51
22.ábra. A B sávszelvény a GTK-on. Vörös-szagattott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.	52
23.ábra. A C sávszelvény a GTK-on. Vörös-szagattott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.	53
24.ábra. A D sávszelvény a GTK-on. Vörös-szagattott vonal: a maximumgörbéhez illesztett trendvonal.	53
25.ábra. Az E sávszelvény a GTK-on.	54
26.ábra. Az F sávszelvény a GTK-on.	55
27.ábra. Topográfiai térképről (TOPO), illetve LiDAR adatokból levezetett mutatók összehasonlítása. Fent: töbørsűrűségi értékek (A Rudabányai-hegység és a Szalonnai-karszt esetében nem állt rendelkezésre LiDAR); bal-lent: töbör-alapterületek logaritmusanak dobozdiagramja; jobb-lent: töbör-kerekítettségi értékek dobozdiagramja A dobozdiagramoknál a doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.	56
28.ábra. A Szilicei-fennsík töbrei LiDAR alapján, töbör-mélység szerint színezve.	57
29.ábra. Töbørsűrűségi térkép a GTK-ról. 300 méteres keresési sugárral és Kernel-algoritmussal.	57
30.ábra. Korrelációs összefüggések töbör-mutatók között a fennsíkok átlagértékei alapján. Bal: sűrűség az átlagos lejtőszög függvényében; jobb: sűrűség a töbrösödési arány függvényében.	58
31.ábra. Töbørsűrűség és töbrösödési arány	59
32.ábra. Töbör-alapterületek eloszlása közzettani kategória szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.	60
33.ábra. Töbör-alapterületek eloszlása lg transzformáció után a hat legtöbb töbrővel rendelkező fennsíkra (Kónyár, Pelsőci, Bikk, Szilicei, Kecő-Haragistya, K-Alsó-hegy).	60
34.ábra. Töbör-alapterületek halmozott gyakorisági eloszlása logaritmusos skálán ábrázolva a hat legtöbb töbrővel rendelkező fennsíkra.	61
35.ábra. Töbrök hossz tengelyének rózsadiagramjai (LA=long axis; azon töbrőkre, melyek megnyúltsága nagyobb, mint 1,25) és a legközelebbi szomszéd irányának rózsadiagramjai (NN=nearest neighbour; azon töbrőkre melyek szomszéd-távolsága kisebb, mint 160 m).	63
36.ábra. Töbrök mélység-átmérő arányának eloszlása közzettani kategória szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.	65
37.ábra. Töbrök vertikális alakparaméterének (k) eloszlása fennsík szerint dobozdiagramon ábrázolva. A doboz két vége az alsó és felső kvartilist, a közepén lévő függőleges vonal a mediánt, a kis kereszt az átlagértéket, a kis négyzetek a kiugró értékeket jelölik.	66
38.ábra. A szlovén mintaterületek elhelyezkedése.	69
39.ábra. A Javorniki mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrőkkel (DOL) és karsztdombokkal (HILL). A világoskéssel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség>0,7, relatív magasság>20 m). Szintvonalköz: 10 m.	70
40.ábra. A Hrušica mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrőkkel (DOL) és karsztdombokkal (HILL). A világoskéssel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség>0,7, relatív magasság>20 m). Szintvonalköz: 10 m.	71

41.ábra. A Banjšice mintaterület domborzatárnyékolt képe a különböző rendű töbrökkel (DOL) és karsztdombokkal (HILL). A világoskéssel körülrajzolt dombok a kerekded és nagyobb méretű formák (kerekítettség>0,7, relatív magasság>20 m). Szintvonalköz: 10 m. A képen látható Volnik csúcs a mintaterületek legideálisabb kúp alakú dombja.....	71
42.ábra. Balra: töbrök (DOL), illetve karsztdombok (HILL) sűrűsége rendűség szerint. Jobbra: Töbrök (DOL), illetve karsztdombok (HILL) területaránya rendűség szerint.....	73
43.ábra. A karsztdombok (HILL) jellemzőinek (alapterület és relatív magasság) empirikus eloszlása és az illesztett elméleti eloszlásfüggvények. Az x tengelyen az eredeti paraméter-értékek logaritmus szerepel. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice. K-S D a Kolmogorov-Szmirnov teszt D értékét jelöli. 0,05-nél nagyobb p érték azt jelenti, hogy az illesztett elméleti eloszlás nem elvethető. „Skew” az eloszlás standard ferdeségét jelenti.....	74
44.ábra. A töbrök (DOL) jellemzőinek (alapterület és relatív magasság) empirikus eloszlása és az illesztett elméleti eloszlásfüggvények. Az x tengelyen az eredeti paraméter-értékek logaritmus szerepel. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice. K-S D a Kolmogorov-Szmirnov teszt D értékét jelöli. 0,05-nél nagyobb p érték azt jelenti, hogy az illesztett elméleti eloszlás nem elvethető. „Skew” az eloszlás standard ferdeségét jelenti.....	75
45.ábra. A töbrök (DOL) és karsztdombok (HILL) alapterületek dobozdiagramja. Az x tengelyen a tényleges méretek logaritmus szerepel. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice.....	75
46.ábra. A töbrök-mélységek (DOL), illetve dombmagasságok (HILL) dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice.....	76
47.ábra. A töbrök (DOL) és karsztdombok (HILL) kerekítettségének dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice.....	78
48.ábra. A töbrök (DOL) és karsztdombok (HILL) mélység/átmérő, illetve magasság/átmérő arányának dobozdiagramjai. A + jel az eloszlások átlagértékét jelöli. A doboz az alsó kvartilistól a felső kvartilisig tart. JAV: Javorniki; HRU: Hrušica; BAN: Banjšice.....	79
49.ábra. A Középső-Andok vizsgált rétegvulkánjai. Számozás, mint a 10. táblázatban.....	82
50.ábra. A vulkánok relatív magassága és a lepusztulási arányszám.....	86
51.ábra. A lepusztulási arányszám a kor függvényében.....	86
52.ábra. A lepusztulási arányszám a földrajzi szélesség szerint.....	86
53.ábra. A kiválasztott középső-andesi rétegvulkánok kerekítettsége. Balra: kerekítettség relatív magassági szint szerint, jobbra: átlagos kerekítettség a lepusztulási arányszám szerint.....	87
54.ábra. Az Altiplano „gyopár” völgy mintázatú vulkánjai. A kivágaton elsősorban a Sajama, a Quisquisini, az Asuasuni és a Sunicagua mutatja ezt a mintázatot.....	90
55.ábra. A vizsgált középső-andesi rétegvulkánok eróziós fejlődése öt lépésben. A függőleges torzítás körülbelül 5-szörös.....	91
56.ábra. Balra: a GEO domborzati képe. A P1-P4 a mintázati típusokról készített képek (58.ábra) helyeit jelöli. Az A és a B az 59.ábra keresztszelvényeinek helyét mutatja. Jobbra: a GEO földtani áttekintő térképe (adatforrás: USGS, Central Energy Resources Team, 2002).....	92
57.ábra. Szélirányok a GEO területén, valamint a vizsgálati egységek. A szélrózsák adatait a www.ogimet.com oldalon található napi adatokból számítottuk.....	94
58.ábra. A mintázati típusok képei. P1: elágazó lineáris, P2a: komplex, összenőtt csillagdűnékkel, P2b: komplex, dómokkal, P3: hálós, P4: nagy csillagdűnék. Balra: GoogleEarth kép, jobbra: színfokozatos, árnyékolt domborzati kép (DTM adatforrás: De Ferranti, 2014). A domborzati színezés és a méretarány nem azonos az egyes képeken, hogy minél markánsabban látszódjon az adott forma. A mintaképek helyszínei az 56.ábra térképén láthatók.....	95
59.ábra. Két jellegzetes keresztszelvény a dűnékről. Az A szelvény P1 típusú lineáris dűnéket keresztez, míg a B szelvény P3 típusú hálózatba rendeződött dűnéket ábrázol. Mindkét szelvény azonos méretarányú, függőleges torzításuk körülbelül 40-szeres. CSA a dűne-keresztmetszeti területet jelöli. A szelvények vonalát az 56.ábra mutatja.....	96
60.ábra. Dűne-paraméterek (magasság, szélesség, hullámhossz, EST) dobozdiagramja mintázat típus szerint.....	98
61.ábra. Dűne-jellemzők (magasság, szélesség, EST) térbeli eloszlása.....	98
62.ábra. Dűne-magasság és dűne-szélesség összefüggése mintázat típusonként.....	99
63.ábra. Dűne-magasság és hullámhossz összefüggése mintázat típus szerint.....	100

64.ábra. Horizontális dűne-paraméterek összefüggése. Dűneközi táv és hullámhossz, illetve dűne-szélesség és hullámhossz.....	100
65.ábra. Dűne-keresztmetszeti terület (CSA) és dűne-magasság, illetve CSA és dűne-szélesség kapcsolata	100
66.ábra. Homok-térfogat (V) és dűne-magasság, homok-térfogat (V) és dűne-szélesség, illetve ekvivalens homokvastagság (EST) és alapszint kapcsolata	101
67.ábra. Dűne hossz tengelyek alapján szerkesztett rózsadiagramok alegységenként. A vastag kék nyilak az uralkodó szélirányt jelzik, a kisebb kék nyilak a másodlagos szélirányt.	102
68.ábra. Homokszállítási potenciál rózsadiagramjai. DP: a homokszállítási potenciál, RDP az eredő vektor hossza, RDD az eredő vektor iránya. Vörös nyilak az eredő vektort mutatják. A fekete karok az adott irányból fújó szél homokszállítási potenciáljával arányos hosszúságúak. A kör középebe írt szám azt jelzi, hogy a vektorok hosszát mennyivel kellett csökkenteni, hogy egymással arányosak legyenek. VU: virtuális vektorhossz egység.	102
69.ábra. A nyugat-szerb mintaterület domborzati képe a településekkel és a községhatárokkal. Védett területek: TA – Tara Nemzeti Park; SM – Šargan–Mokra Gora Natúrpark; ZL – Zlatibor Natúrpark. Jobbra: áttekinthető térkép.	105
70.ábra. A mintaterület egyszerűsített geológiai térképe. Meghatározó kőzetek: triász mészkövek, paleozoos metamorfitek, jura ofiolitok, kréta-miocén törmelékes üledékes kőzetek.	105
71.ábra. Az átlagos magasság és a relatív relief alapján létrehozott kombinált domborzati kategóriák területi elrendeződése. VB: völgyek és medencék; LH: alacsonyabb dombság; UH: magasabb dombság; PM; részben hegyvidéki; LM; kevésbé tagolt hegység; DM: tagolt hegység.	107
72.ábra. Az összetett litológiai-domborzati típusok térképe. VB: völgyek és medencék; LH: alacsonyabb dombság; UH: magasabb dombság; PM; részben hegyvidéki; LM; kevésbé tagolt hegyvidéki; DM: tagolt hegyvidéki; NK: nem karsztos; PK: részben karsztos; K: karsztos.....	108
73.ábra. A népesség változása községek szerint 1866-2011. A négy szakasz magyarázatát ld. a szövegben.	109
74.ábra. Az 1953-as és a 2011-es népsűrűségi térképek összehasonlítása.....	109
75.ábra. A népsűrűség időbeli változása a) litológia b) magassági osztály szerint	110
76.ábra. A népsűrűség és a magassági osztályok közti regressziós kapcsolat 1953-ban, illetve 2011-ben... 110	
77.ábra. Népsűrűség az összetett litológiai-domborzati típusok szerint 1953-ban (a), illetve 2011-ben (b). A változást a c) rész mutatja.	111
78.ábra. A népesség magassági súlypontjának időbeli változása a vizsgált területen.....	112
79.ábra. A település-népesség mediánértéke az összetett litológiai-domborzati típusok szerint 1953-ban (a), illetve 2011-ben (b). A változást a c) rész mutatja.....	113
80.ábra. Az idős (60+) emberek aránya összetett litológiai-domborzati típusok szerint.....	114
81.ábra. Az idős (60+) emberek aránya 1948-ban és 2011-ben	114
82.ábra. A gazdasági szerkezet (szektorok) átalakulása 1953-2011-ig domborzati kategóriák szerint.....	115
83.ábra. A gazdaság szektorai összetett litológiai-domborzati típusok szerint 2011-ben.	116
84.ábra. A turizmusban dolgozók részaránya	116
85.ábra. Vendégek, illetve vendégéjszakák száma a vizsgált területen (a 2015-2017-es időszak átlagértékei alapján). ZL: Zlatibor; TA: Tara; MG: Mokra Gora, UZ: Užice; PO: Požega.....	117
86.ábra. Balra: a Drina-szurdok az országhatáron (a folyótól balra: Szerbia, jobbra: Bosznia és Hercegovina). Jobbra: ikonikus fotó a Drina folyó zátonyára épített kunyhóról.....	118