

Folyóvízi teraszok térképezése a Középső-Pamír és a Nyugati-Tien-san területén

Készítette: **Vincze Ákos**

SZTE TTIK, Földrajz Bsc 2. évfolyam

Témavezető:

Dr. Sipos György

egyetemi docens

SZTE TTIK Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

Szeged, 2023

Tartalom

1. Bevezetés	3
2. Előzmények	4
2.1. A teraszképződés okai és folyamata	4
2.2. Hegységképződés és denudáció összefüggése	6
2.3. Teraszképződéssel és denudációval kapcsolatos korábbi kutatások a Pamír területén	7
3. Vizsgálati terület	8
4. Módszerek	13
4.1. Esésgörbe és völgytalpszélesség meghatározása	13
4.2. Formák térképezése	13
4.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából	13
5. A Bartang-Gudara-Tanymas-völgy morfológiai sajátosságai	15
5.1. Eltérő morfológiájú szakaszok azonosítása és jellemzése	15
5.1.1. Esésgörbe	15
5.1.2. Völgytalpszélesség	19
5.2. Azonosított formák	21
5.2.1. Hordalékkúpok	21
5.2.2. Törmelékkúpok	22
5.2.3. Törmeléklejtő	23
5.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából	24
5.3.1. Terasz	24
5.3.2. Völgyoldal-mereedség	27
6. A Zaravsan-völgy morfológiai sajátosságai	29
6.1. Eltérő morfológiájú szakaszok azonosítása és jellemzése	29
6.1.1. Esésgörbe	29
6.1.2. Völgytalpszélesség	31
6.2. Azonosított formák	32
6.2.1. Hordalékkúpok	32
6.2.2. Törmelékkúpok és törmeléklejtők	33
6.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából	34
6.3.1. Teraszok	34
6.3.2. Völgyoldal-mereedség	37
7. Összegzés – a két vizsgált völgy sajátosságainak összehasonlítása	38
8. Irodalomjegyzék	40

1. Bevezetés

A Föld **magashegységi területei** az igen intenzív domborzati különbségek miatt viszonylag gyorsan formálódnak. A külső erők: a jég, a víz és a tömegmozgások változatos formakincset eredményeznek, mely segíthet mind a hegységek kiemelkedését előidéző tektonikus folyamatok, mind pedig a lepusztulásukat meghatározó klimatikus változások meghatározásához.

A nem eljegesedett területeken általában a **vízfolyások felszínformáló tevékenységének** dominanciája figyelhető meg. A kiemelkedéssel párhuzamosan a folyók bevágódnak, mély völgyeket, esetleg teraszokat és teraszrendszereket hoznak létre, amelyek alapján a kiemelkedés üteme, és a teraszképződést elősegítő éghajlati tényezők meghatározhatók. (Stubner et al. 2021)

A **tektonikus és éghajlati tényezők teraszképződésre gyakorolt hatásaink megismeréséhez ideális körülményeket biztosítanak Belső-Ázsia magashegységei**, mivel kiemelkedési üteme jelentős, és a múltban jelentős eljegesedés érinthette a pleisztocén során. A teraszok által rögzített információk kinyeréséhez azonban **szükség van térképezésükre**, illetve lehetőség szerint kialakulási idejük meghatározására. A jelen kutatás vizsgálati területe a **Középső-Pamír** és a **Nyugati-Tien-san** egyes vízfolyásaira terjed ki, ezek közül is azokra leginkább, melyekről ilyen irányú információ a szakirodalomban alig érhető el.

A terület fejlődése gyors, intenzív, de térben és valószínűleg időben is változó kiemelkedés jellemzi a fenti hegyláncokat, akár a vízgyűjtők aktivitásával, akár a hegység lepusztulásával összhangban.

A fentiek alapján a **vizsgálat legfőbb célja** a kiválasztott folyószakaszok mentén megfigyelhető formakincs térképezése különös tekintettel az azonosítható teraszszintekre. Emellett célul tűztem ki a teraszok elhelyezkedése, valamint egyéb morfológiai paraméterek közötti kapcsolatok feltárását, ezáltal is elősegítve a bevágódás számszerűsítését irányzó geokronológiai vizsgálatokat.

2. Előzmények

2.1. A teraszképződés okai és folyamata

A magashegységi területeken bekövetkező tektonikus folyamatokat több módszerrel is lehet vizsgálni. Leggyakrabban a vízszintes irányú térrövidülést alkalmazzák a felgyűrődés fokmérőjeként. A méréseket végre lehet hajtani GPS-szel, vagy akár műholdas módszerekkel is (Metzger et al. 2021.). Ugyanakkor a hosszabb távú kiemelkedési rátákat, illetve a kiemelkedés időbeli változását a legegyszerűbben a vízfolyások által kialakított teraszfelszínek térképezésével és kormeghatározásával lehet elvégezni (pl.: Fuchs et al. 2014).

A teraszok olyan térszínek, amelyek a folyó egykori árterét, vagy hegyvidéki szakaszokon a korábbi völgytalpat képviselik. Segítségükkel számszerűsíteni lehet a vízfolyás bevágódását, és így a felső szakaszon húzódó hegység kiemelkedésének mértékét. (Gábris 2006)

Teraszok akkor alakulhatnak ki, amikor az erózió és az akkumuláció aránya a vízgyűjtőn megváltozik, ezáltal más lesz a vízfolyás munkavégző képessége, ami a völgy üledékkel történő kitöltéséhez, vagy bevágódásához vezethet. Az erózió és akkumuláció egyensúlyának megváltozását több főbb tényező és folyamat is előidézhetheti. Ezek közül a legfontosabbak az alábbiak:

Tektonikus okok:

A függőleges elmozdulások hatására a topográfiai viszonyok megváltoznak. Ezáltal változik a folyó esése, ebből kifolyólag pedig a munkavégzőképessége is. Más lesz a hordalék mennyisége és minősége, így felborul az erózió és akkumuláció egyensúlya.

Éghajlati okok:

A hőmérséklet és csapadék változásával megváltozhat a mállás és aprózódás aránya. Emiatt a hordalék szemcseösszetétele is. Továbbá ezek olyan változások, amelyre a vegetáció csak késleltetve tud reagálni. Emiatt jelentősen változhat a felszíni lefolyás mértéke. Ez pedig meg tudja változtatni a vízfolyás egyensúlyát olyan mértékben, hogy teraszok tudjanak kialakulni.

Erózióbázis szintjének változása:

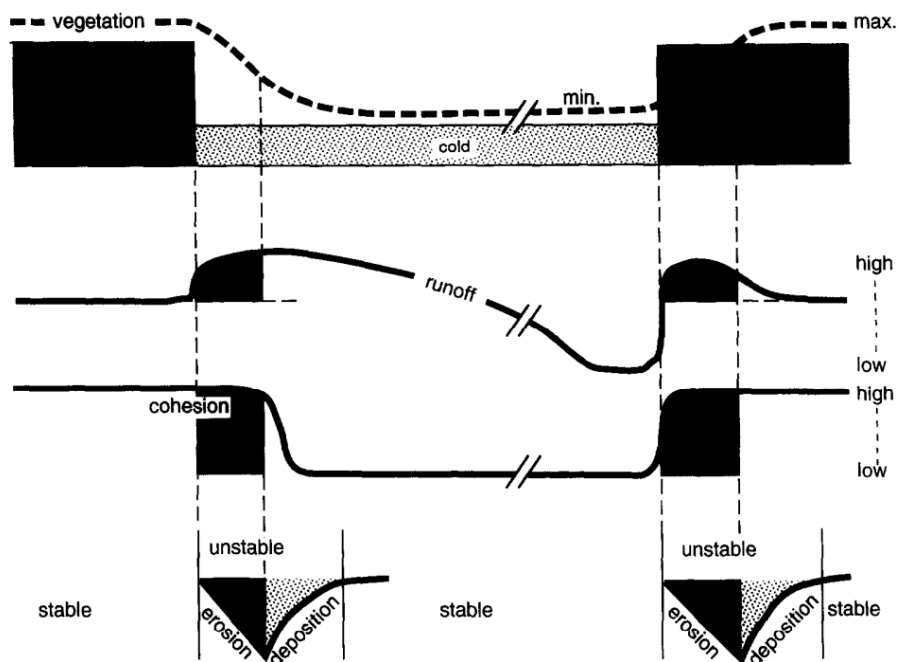
Hosszú távon a vízfolyást befogadó állóvíz (tó, tenger) szintje is meg tud változni, ezáltal a folyó esése csökken vagy nő, ami a fentiekhez hasonlóan a munkavégzőképesség változását hozza magával.

A vízgyűjtő közettani felépítésének, vagy méretének változása:

A fent felsoroltakon túl teraszképződést kiváltó ok lehet például ha megváltozik a vízgyűjtő közettani felépítése. Ebben az esetben a hordalék minőségének jelentős változása okozhatja az egyensúly felbomlását. Továbbá lehetséges ok lehet ha a vízgyűjtő mérete változik, mert ez esetben megváltozhat a lefolyó vízmennyisége, a vízfolyás munkavégzőképessége.

A fentiek következtében tehát az erózió és az akkumuláció egyensúlya megbomlik. Például ha egy folyó görgetett hordalékának mennyisége megnövekszik az éghajlat lehűlésével és az aprózódás fokozódásával, a folyó fonatossá válik, üledékkel tölti ki völgyét, és széles árteret hoz létre. Ezt követően a klíma felmelegedésével jelentősen nőhet a lefolyás nagysága, valamint a hordalék minősége és mennyisége is megváltozik. A növekvő munkavégzőképesség miatt a folyó elkezd bevágódni a korábban lerakott üledékébe, így széles árterét hátrahagyja a folyó, s az így terasszá alakul. A fenti folyamat időről időre újraindulhat, így teraszrendszerek alakulnak ki (Schanz et al., 2018).

A teraszok kialakulását így mind a tektonikus, mind az éghajlati tényezők jelentősen meghatározhatják. Elmondható, hogy sok esetben a teraszképződés ütemét a kiemelkedés irányítja, viszont a bevágódás és az ártérképződés ideje inkább a klímaváltozás függvénye (Necea et al. 2013). Éghajlati szempontból a teraszok kialakulása az átmeneti időszakokhoz (felmelegedés, illetve lehűlés) köthető, ekkor ugyanis a lefolyásviszonyok rövid időre drasztikusan megváltozhatnak (Vandenberghe 1995), (1. ábra).



1. ábra: A teraszképződés modellje klimatikus átmenetek idején. (Vandenberghe 1995)

A teraszokat különböző típusokba lehet sorolni. Anyaguk alapján elkülöníthetünk kavics (akkumulációs) és szikla (eróziós) teraszokat. Szimmetria alapján a teraszok lehetnek párosak, azaz azonos szintben a folyó mindkét partján azonosíthatók az egykori árterek maradványai. Ha csak az egyik oldalon figyelhető meg a forma páratlan teraszokról beszélünk.

E formák tehát jól jelzik a folyóvízi felszínformálás jellegében bekövetkező változásokat. A változások idejének, illetve a kiemelkedés ütemének meghatározásához azonban elengedhetetlen a teraszok kialakulási korának meghatározása. Ehhez több módszer is használható. Kavicsteraszkok esetében jól alkalmazható a lumineszcens kormeghatározás (OSL), melynek segítségével a teraszt alkotó üledékek lerakódásának, képződésének ideje, vagy fedőüledékek, pl.: lösz képződési ideje adható meg (Fuchs et al. 2014). Eróziós teraszok esetében a szikla felszínének kitérési kora is vizsgálható elsősorban kozmogén izotópos módszer segítségével, például a kőzetben felhalmozódó ^{10}Be kozmogén izotóp felhasználásával (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005, Stubner et al. 2021). Egyéb marker rétegek, így édesvízi mészkő, vagy tefra rétegek kormeghatározása is segíthet a teraszok korának vizsgálatában (Toefelde et al. 2017).

2.2. Hegységképződés és denudáció összefüggése

A denudáció a felszín legfelső részének lepusztulása. Mértékét szintén az éghajlati és tektonikai tényezők együttese határozza meg. Átlagos értékét a vizsgált terület egészére szokták megadni. Természetesen a lehordódás helyről, helyre, a domborzattól függően jelentősen változhat, azonban az üledékgyűjtőkben összegyűlő anyag mennyisége jelzi az általános lepusztulás mértékét (Fuchs et al. 2015, Grin et al. 2018).

A denudáció intenzitását a denudációs rátával lehet leírni. Ezt egyrészt az üledékgyűjtőben felhalmozódó üledék korának meghatározásával lehet meghatározni, ennek megbízhatóságát azonban jelentősen befolyásolhatja, ha nem zárt az üledékgyűjtő. Viszonylag új módszer ebben a tekintetben a lehordódott üledékben található kozmogén izotópok koncentrációjának vizsgálata (^{10}Be , ^{26}Al). Minél kisebb ugyanis ezen izotópok koncentrációja az ásványi szemcsékben, annál gyorsabb a lepusztulás üteme (Fuchs et al. 2015, Stubner et al. 2021).

Ahol magasabb a fent említett denudációs ráta ott vagy több csapadék hullik, vagy intenzívebb a kiemelkedés és így a lepusztulás üteme (Fuchs et al. 2015). Emellett összefüggést lehet látni a felszín meredekségével, lejtőszögével kapcsolatban is. Ugyanis egy meredekebb felszínen könnyebben mozgásba tud lendülni a felső réteg a magasabb helyzeti energiája miatt, azaz magasabb denudációs ráta figyelhető meg (Fuchs et al., 2015).

2.3. Teraszképződéssel és denudációval kapcsolatos korábbi kutatások a Pamír területén

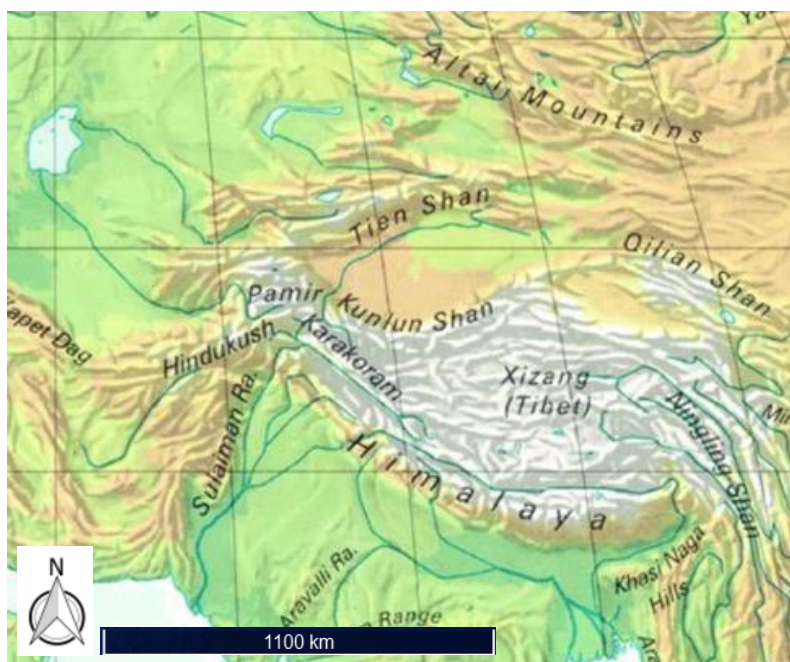
A Bartang, Gudara és Tanyas folyó völgye mentén az intenzív kiemelkedés és a pleisztocén eljegesedés során bekövetkező éghajlatváltozások teraszok kialakulásához vezettek. Stubner et al. (2013) ^{10}Be kozmogén izotóp módszerrel vizsgálták egy teraszrendszer tagjainak korát. Ezek alapján arra jutottak, hogy az ezen völgyet kitöltő legnagyobb gleccser a 100 km-es hosszúságot is elérte 220 ezer évvel ezelőtt. Ez az előrenyomulás eredményezhette, az északnyugati és nyugati területek részleges eljegesedését is, azonban keleti irányban még nincsenek az eljegesedés mértékéről információk. Az utolsó előtti jeges ciklusban (MIS-6) valószínűleg nem nyomultak előre a gleccserek a Nyugat-Pamírban. Ezt követően a szárazság és a hőmérséklet növekedése miatt nem is tért vissza a gleccser a völgybe, és a folyóvízi felszínformálás és a lejtős tömegmozgások kerültek előtérbe (Stubner et al., 2013).

A korábbi vizsgálatok alapján a Pamír területén a denudáció mértéke igen magas, amiből a jelentős kiemelkedési ütemre lehet következtetni. A Pamír hegység területén átlagosan a denudáció mértéke 0,64 mm/év (Fuchs et al. 2015). Azonban nagy kilengéseket lehet tapasztalni a Pamír különböző területein. Például az északon az értékeke igen magasak: 0,54-1,45 mm/év, míg a Pamír-fennsík területén ez az érték mindössze 0,05-0,16 mm/év. Emellett összefüggést lehet találni a csapadék, a hegyoldalak lejtőszöge, és a denudáció között. Minél több csapadék esik és minél meredekebbek a lejtők annál magasabb értéket vesz fel a denudációs ráta. Ahol a legmagasabb a denudációs ráta, ott a legnagyobb mértékű a kiemelkedés (Fuchs et al. 2015).

Korábbi kutatások a Vakhsh folyó vízgyűjtő területén is nagy különbségeket mutattak ki a denudációs rátában. Az Északi-Pamírból érkező mellékvízfolyások esetében ez az érték 1,7 mm/év, az Alai-völgyből érkezők esetében pedig 1,14 mm/év. A Tien-san területéről érkező vízfolyások denudációs rátái között kelet-nyugati irányban elég nagy eltérés figyelhető meg. A legnyugatibb részen mindössze 0,18 mm/év, míg a keleti oldalán nagyon magas 2,7 mm/év. Ez alapján a tektonikus kiemelkedés elég jelentős, és nyugati irányban csökken ennek mértéke. (Grin et al. 2018)

3. Vizsgálati terület

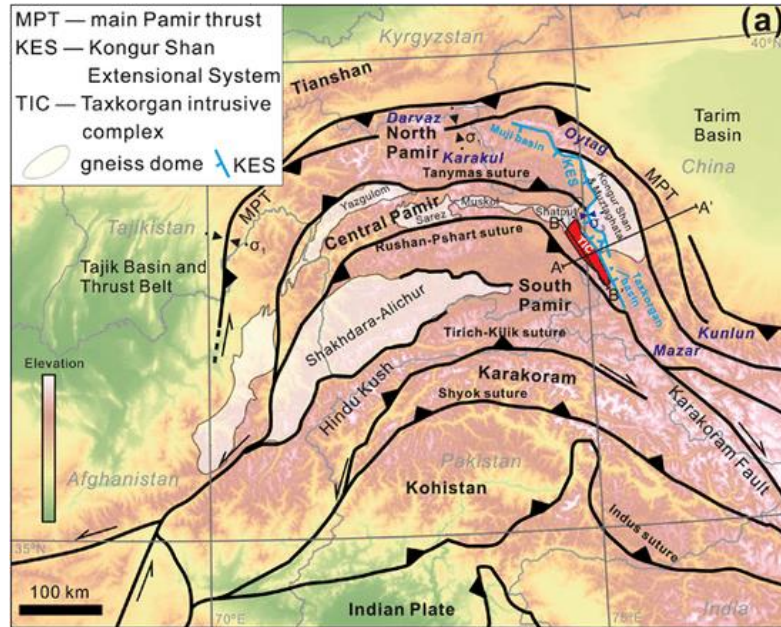
A Pamír Közép-Ázsiában található, a Hindukush, Karakorum, Himalája, Kunlun, a és a Tien-san hegységek találkozásánál (2. ábra). A térség a Föld leggyorsabban kiemelkedő területei közé tartozik. Legmagasabb pontja az Iszmoili-Szomoní-csúcs 7495 m-es magasságával. A Pamírt három részre lehet osztani: északi, középső és déli részre (Fuchs et al. 2015). A Tien-san esetében pedig egy keleti és egy nyugati ág különíthető el.



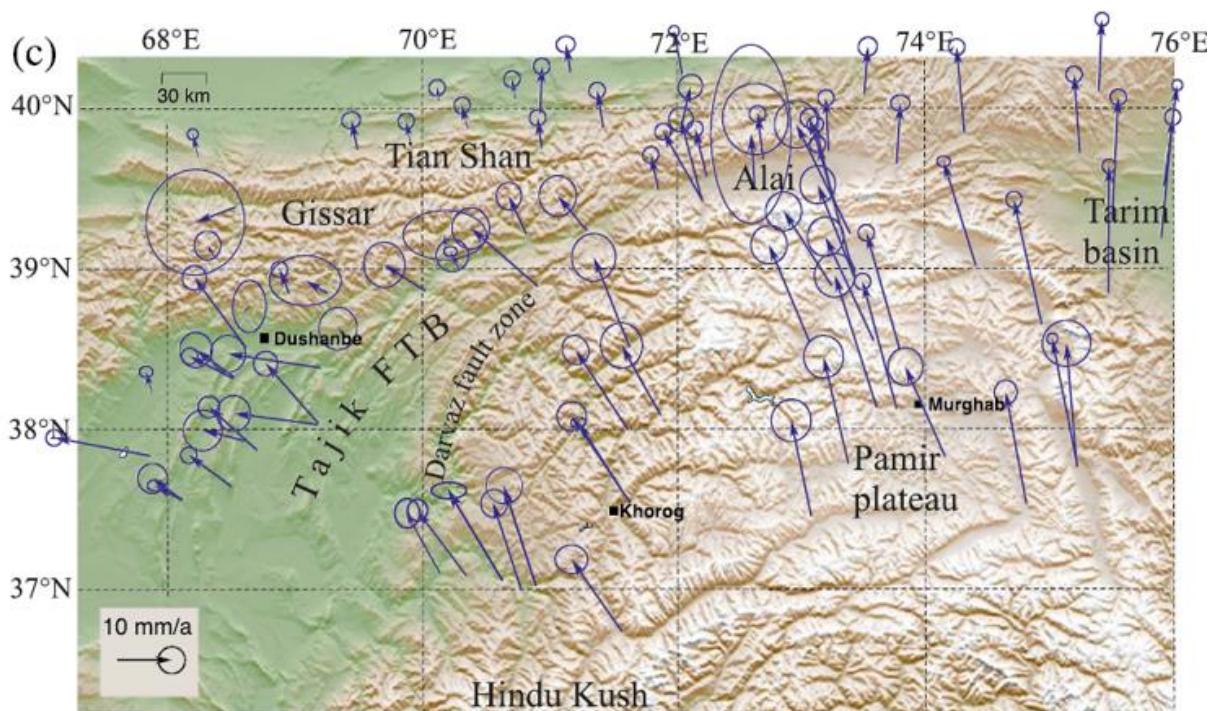
2. ábra: A Pamír és a Nyugati-Tien-san elhelyezkedése és kapcsolata Közép-Ázsia lánchegységeivel.
(Metrak et al. 2015)

Ez a terület az Indiai- és az Eurázsiai-közetlemez ütközési zónájában, csomópontjában található. A Pamírt paleozoikumi és mezozoikumi varratok alkotják, amelyek a kainozoikum óta egy fennsíkot zárnak közre. A Pamírt alkotó dómok a hegység 30%-át fedik le, ezeket kristályos metamorf kőzeteket építik fel (gneisz dómok) (3. ábra) (Fuchs et al., 2014). A dómokat felépítő kőzetek kora eltérő. Az Északi-Pamír Kurgovat-dómja metamorfizált triász kőzetekből, a Középső- és Déli-Pamír dómjai pedig oligocén-miocén metamorf kőzetekből állnak (Schmidt et al., 2011; Stubner et al., 2013). A Pamírban a törésvonalak majdnem 180°-os szöget írnak le, Észak-Afganisztántól Nyugat-Kína felé tartanak, érintve a felsorolt hegységek peremeit. A közetlemezek a leggyorsabb térrövidülést a Main Pamir Thrust (MPT) mentén GPS mérésekkel határozták meg. A vizsgálatok 15 mm/év-es rövidülést mutattak, amely erősen befolyásolja a Nyugati-Tien-san területét is, ezen irányba valamelyest csökken a vízszintes elmozdulás (4. ábra). A térrövidüléssel párhuzamosan a közetlemezek felgyűrődnek

és erősen eldeformálódnak. A Nyugati-Tien-sant leginkább kristályos kőzetek uralkodnak, de megjelennek karbontartalmú devon, szilur üledékes és metaüledékes kőzetek is. (például: vörös homokkő, kvarclencsés mészkő, pala, kvarcit) (Grin et al. 2018)



3. ábra: Pamír területén található jelentősebb törésvonalak. (Tang et al. 2021)



4. ábra: A Pamír és a Nyugati-Tien-san térségében meghatározott vízszintes elmozdulások, melyek a tektonikus aktivitásra és a felgyűrődés mértékére utalnak. (Gagala et al. 2019)

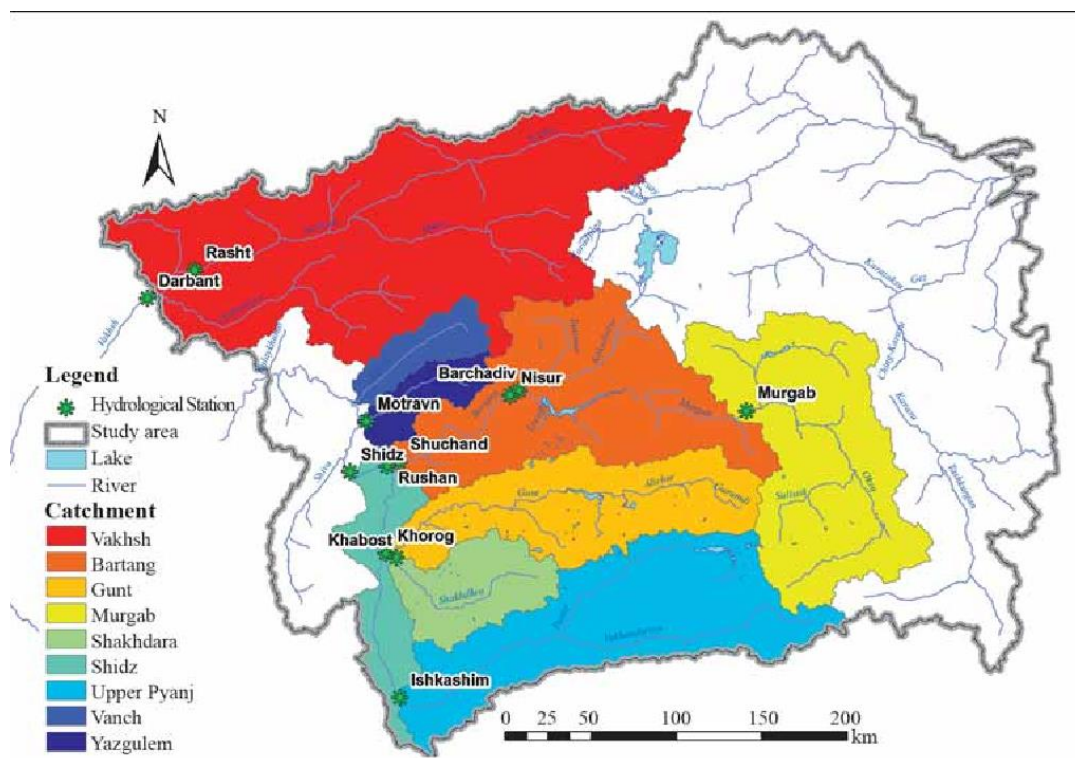
A Pamírban és a Nyugati-Tien-san-ban futó folyók folyásiránya kelet-nyugati irányú. A folyók meredek völgyoldalak között folynak, több ezer m-es szintkülönbség alakul ki a völgytalp és a hegygerinc között néhány km alatt (Stubner et al. 2021). A vízfolyások nagy esésűek és gyakoriak a töréspontok hossz-szelvényekben. A Pamírban található vízfolyások jobb és bal parti vízgyűjtőterülete általában aszimmetrikus. A Nyugati-Tien-san-ban viszont ez kiegyenlített, szinte szimmetrikus a vízgyűjtőterületek alakja.

A terület átmeneti éghajlati zónában található. A nyugatias szelek és az indiai monszunszelek határozzák meg a klímáját. A hegység nyugati részén a mérsékelt övet alakító nyugatias szelek, míg a déli, keleti területeken a monszunszelek határozzák meg a csapadék mennyiségét. A csapadék eloszlása egyenetlen, ugyanis a csapadékokot hozó szelek magas hegyláncokat kereszteznek, így a belső részek, a Pamír-fennsík, igen szárazak (Fuchs et al. 2015). A Pamír északkeleti, legmagasabb része, valamivel csapadékosabb, de a monszunszelek által uralt területeken is több csapadék esik, igaz a monszun a Himalája, Hindukus, Karakorum hegységeken átkelve legyengül a csapadék mennyisége csökken (Dey et al., 2016). A hegység területén a csapadék formája nagyrészt hó (Fuchs et al., 2014). A csapadék eloszlása nemcsak térben, de időben is eltérő. Ahol a nyugatias szelek hozzák a csapadék nagy részét, ott a téli félév (október-április) alatt hull a legtöbb, míg ahol a monszunszelek uralkodnak ott nyáron jellemző a csapadékhullás (Song et al., 2021). A csapadék mennyiségében is nagy különbségek figyelhetők meg. A hegység legmagasabb, északkeleti részén a csapadék éves mennyisége az 500 mm-t is eléri, míg a legszárazabb keleti és középső területeken a 0 mm-hez közelít (Fuchs et al., 2015).

A Nyugati-Tien-san a Pamírtól északnyugatra található, így itt több csapadék jellemző, éves mennyisége 400-450 mm/év. Bár a hőmérséklet is magasabb ezen a területen a csapadék itt is nagy arányaiban hó formájában hullik. A hegység éghajlatát egyértelműen a nyugatias szelek határozzák meg. Az éghajlati diagramon is ez látható. A tavaszi hónapokban hullik a legtöbb csapadék. Az óceántól való nagy távolság az évi közepes hőingásban is megmutatkozik. A legmelegebb és a leghidegebb hónapok átlaghőmérséklete között 20°C különbség jellemző (Opala et al. 2017).

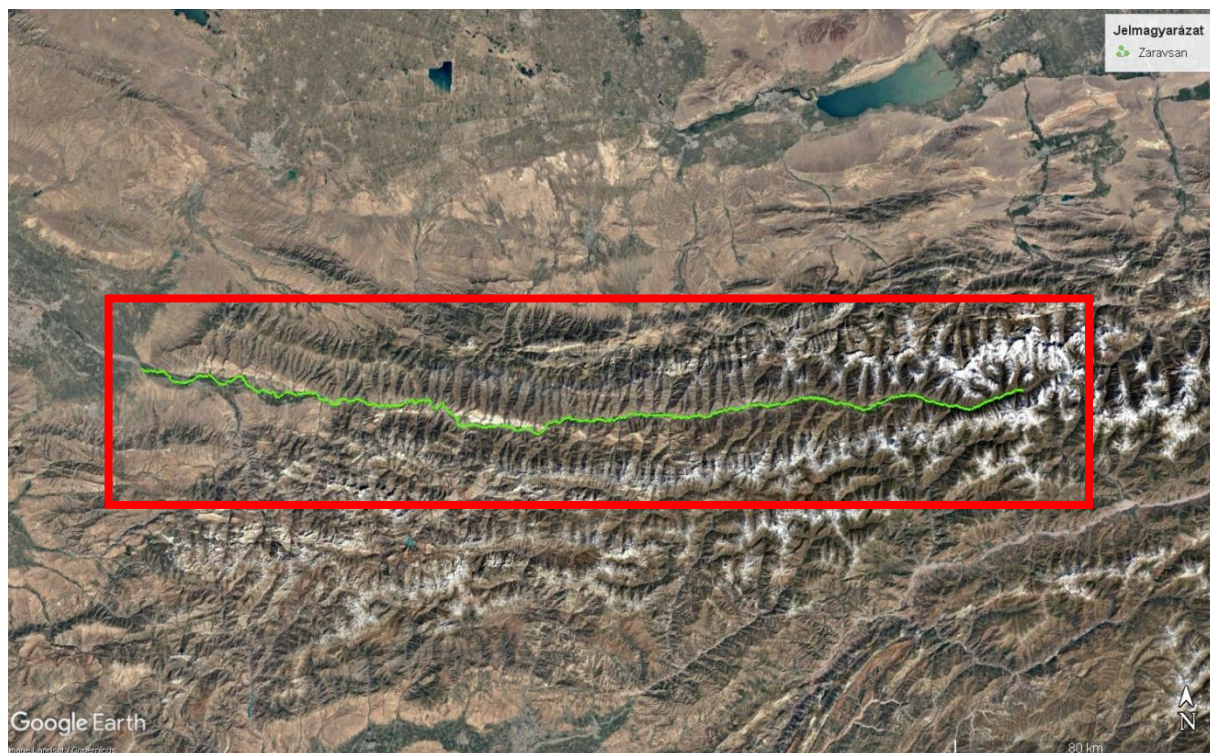
A Pamír területén vizsgált völgy magában foglalja a Bartang folyó völgyét majd a Gudara folyó torkolatától a Gudara völgyet és a Tanyas folyó torkolatától egészen a Tanyas folyót tápláló gleccsernyelig futó völgyet (5. ábra). A vizsgált terület vízgyűjtőterületének nagy része a Pamír-fennsíkhöz, míg kisebb része az Északi-Pamírhoz tartozik (5. ábra). A mellékfolyók

esése aszimmetrikus a a völgy két oldalán. A bal parti vízfolyások esése kisebb, míg a jobb partiaké nagyobb. Vizének nagy részét a jobb parti mellékvízfolyásokból szerzi. A vizsgált terület vízgyűjtőjének 14%-a jéggel borított, amely a legmagasabb érték a Pamírban található más folyók vízgyűjtőjéhez képest (Pohl et al., 2015). A Tanyas folyó vize a Grum-Grshimailo gleccserből származik, amely a második leghosszabb gleccser a Pamírban a Fedchenko gleccser után. Az évszakok váltakozása miatt a vízfolyás vízjárása ingadozó. A pleisztocén során számos terasz-szint alakulhatott ki a területen (Cunha et al. 2019).



5. ábra: A Pamír területén található nagyobb folyók vízgyűjtőterületei. (Finaek et al. 2016)

A másik vizsgált völgy a Nyugati-Tien-sanban található Zaravsan folyó völgye (6. ábra). Ez a völgy Zaravsan gleccser gleccsornyelvétől egészen a tádzsik-üzbégi határig tart, és 334 km hosszú. A folyó vízgyűjtőterülete hozzávetőleg 12000 km². Vizét nagyrészt a vízgyűjtőterületre lehulló csapadékból szerzi, azonban a lefolyás mértéke nagyban függ a magasabb területen található hó és jég olvadásától is. Vízjárása ennek megfelelően évszakai ingadozást mutat. A pleisztocén klímaváltozások és a kiemelkedés miatt ezen a területen is jelentős volt a teraszképződés.



6. ábra: A Zaravsan folyó völgye Tádzsikisztánban.

4. Módszerek

4.1. Esésgörbe és völgytalpszélesség meghatározása

Ahhoz, hogy különböző szakaszokra lehessen bontani a vizsgált völgyeket, meghatároztam esésüket és a völgytalpak szélességének változását. Az **esés** meghatározásához először Google Earth-ben **digitalizáltam** a folyó futásvonalát. Ezt .kmz fájlba mentve QGIS-be importáltam .shp formátumban. A futásvonalat a japán Alos-2 műhold (Advanced Land Observation Satellite) által készített domborzatmodellre helyeztem és a vonal mentén metszetet készítettem, a magasság adatokat Excelbe másoltam. A domborzatmodell 2006 és 2010 között készült, horizontális felbontása 12,5 m-es, és mivel a völgyek egy tektonikailag nagyon aktív területen fekszenek, ezért sok hibalehetőség lehet az adatokban. Ezért először a nagyon kiugró magasság adatokat kitöröltem a hossz-szelvény adatsorból, majd 500 m-enként átlagoltam az adatokat. Ezen adatok alapján fejeztem ki a völgy esését (m/m). További simítás érdekében az átlagos esés adatokon 2,5 km-es mozgóátlagot alkalmaztam. Mind a magasságadatokról, mind pedig az esésadatokról Excelben egy-egy vonaldiagramot készítettem.

A **völgytalpszélesség** változásaihoz QGIS-ben vonal réteget hoztam létre. Majd 1 km-enként a völgytalpra merőlegesen szakaszokat húztam. Ezekből az attribútumtáblában \$length függvény alkalmazásával a hosszadatokat nyertem ki, melyeket Excelbe másoltam, és oszlopdiagramon ábrázoltam.

4.2. Formák térképezése

Azonosítottam a Bartang torkolatától a Gudarán keresztül a Tanyason át a Grum-Grshimailo gleccsernyelvéig a vizuálisan azonosítható **felszínformákat (törmelékkúp, törmeléklejtő, hordalékkúp, teraszperem)**. Ugyanezt a Zaravsan folyó völgye esetében is megtettem. A formák peremét Google Earth-ben digitalizáltam. A formákhoz vízfolyások futásvonalát alapul véve távolságot rendeltem, így vizsgálhatóvá vált, hogy térben hol sűrűsödnek össze az egyes formák, miből található több vagy kevesebb egy-egy szakaszon, van-e tendencia számuk változásában. Esetleg van-e a két part között különbség ezek számában?

4.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából

A vizsgált vízfolyások két partján külön-külön bejelöltem a látható **teraszperemeket**. Ehhez szintén a Google Earth felvételeit használtam. A digitalizált peremeket .kmz fájlba mentettem és QGIS-ben .shp fájlba konvertáltam. Minden teraszperemekhez egy folyamkilométert rendeltem hozzá és ezeket az adatokat Excelbe másoltam, majd diagramot

készítettem belőle, hogy mely fkm-nél hányas szintű teraszperemek vehetők észre a két parton külön. Van-e különbség a két part között a teraszok mennyiségében, szintjeiben és eloszlásában a vizsgált völgyek mentén. Majd a domborzatmodell segítségével néhány helyen a magasságukat is meghatároztam és vizsgáltam a bevágódás mértékét.

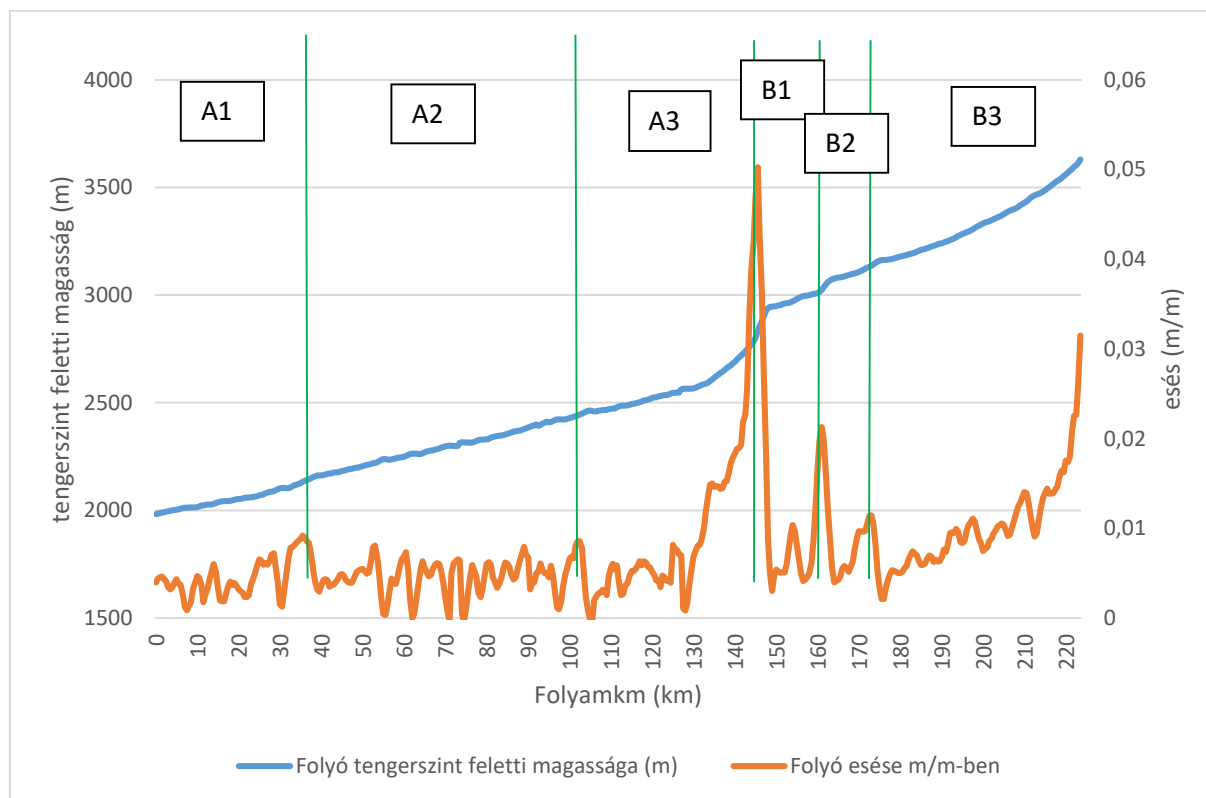
A **völgyoldal-mereedség** vizsgálatához a futásvonalra folyamkilométerenként mérőleges szakaszokat szerkesztettem. A szakaszok mentén a domborzatmodell segítségével meghatároztam a kétoldali hegygerincek relatív magasságát a völgytalphoz képest, valamint a gerincek légvonalbeli távolságát a völgytalptól. Excelben a fenti adatok alapján meghatároztam a jobb és bal parti völgyoldalak átlagos merekségét. A kapott értékeket diagramon ábrázoltam. A diagramon mindkét part adataira egy-egy negyed fokú polinomiális trendvonalat illesztettem.

5. A Bartang-Gudara-Tanymas-völgy morfológiai sajátosságai

5.1. Elterő morfológiájú szakaszok azonosítása és jellemzése

5.1.1. Esésgörbe

Az elkészített diagramon látszanak az esések. Ahhoz, hogy ezeket még jobban láthatóak legyenek egy diagramon ábrázoltam a m/m-es eséssel. Azok alapján, ahol nagyobb esésváltozás alakult ki szakaszokra bontottam, amelyeket a diagramokon bejelöltem. (7. ábra)



7. ábra: A Bartang, Gudara és Tanymas esésgörbéje, esése.

Ezek a változások azokon a helyeken fordulnak elő, ahol **töréspontok találhatók**. Ezek alapján a folyót **2 nagyobb és 6 kisebb (3+3) szakaszra bontottam** (zöld vonallal jelölve a diagramon). Ezeket a szakaszokat az alábbi módon neveztem el: 'A' ('A1', 'A2', 'A3') és 'B' ('B1', 'B2', 'B3').

1. Táblázat: A Bartang, Gudara és Tanymas folyók szakaszokra bontása és esése.

Alsó szakasz	Szakasz kezdete (fkm)	Szakasz vége (fkm)	Esése (m/m)
A	0 km	147 km	0,0064 m/m
A1	0 km	38 km	0,0045 m/m
A2	38 km	103 km	0,0046 m/m
A3	103 km	147 km	0,0108 m/m

Felső szakasz	Szakasz kezdete (fkm)	Szakasz vége (fkm)	Esése (m/m)
B	147 km	223 km	0,0094 m/m
B1	147 km	163 km	0,0080 m/m
B2	163 km	175 km	0,0074 m/m
B3	175 km	223 km	0,0101 m/m

Az összes szakaszon (a 'B3' kivételével) megfigyelhető az a jellegzetesség, hogy a **szakasz legelején a mintázat meanderező**, és a folyó bevágódik az esés hirtelen megnövekedése miatt. A szakaszok végén pedig a **csökkenő esés miatt mindenhol fonatos és/vagy anasztomizáló** mintázatot vesz fel, ugyanis a munkavégzőképesség csökken, ezáltal hordalékát lerakja, a völgyet feltölti, zátonyok és szigeteket képez.

A **torkolathoz legközelebbi, 'A1' szakaszon** a legalacsonyabb a vizsgált vízfolyás esése. Ezen a szakaszon a folyó a 38 fkm-től lefelé bevágódik. A völgy szélessége is kis értékeket vesz fel. Ez annak is köszönhető, hogy a beérkező hordalékkúpok, törmelékkúpok és törmeléklejtők akadályozzák a széles völgytalp kialakulását. Néhol, ahol szélesebb ott fonatos, anasztomizáló mintázat figyelhető meg, azonban nem ez a jellemző.

Az **'A2' szakasz** viszonylag hosszú, esése alacsony (0,0046 m/m). A szakasz mentén sok kisebb töréspont is megfigyelhető, ami miatt a **legváltozatosabb mintázat** itt jelenik meg. Felváltva meanderező illetve fonatos. A két végpontnál itt is elmondható, hogy a felső részén bevágódik, míg az alsó részén lerakja hordalékját.

Az **'A3' szakasz** egy 44 km-es része, amelynek az esése a legmagasabb az összes közül. Ez azzal magyarázható, hogy ugyanis a szakasz kezdetén viszonylag későn „nyugszik” meg az esése, nem vágódott még annyira vissza a folyó a töréspont után, emellett a 130-as fkm-nél egy újabb törés található. Ezzel arra lehet következtetni, hogy ezen a szakaszon található töréspontok fiatalabbak, **gyorsan emelkedő területei** a folyóvölgynek.

Az **'A' fölötti 'B' szakaszon az esés sokkal nagyobb**. A mintázat ezen a részen döntő **többségében fonatos**, egyedül a töréspontoknál nem jellemző, ahol megnövekszik az esés és bevágódik a folyó, és meanderező mintázatot vesz fel.

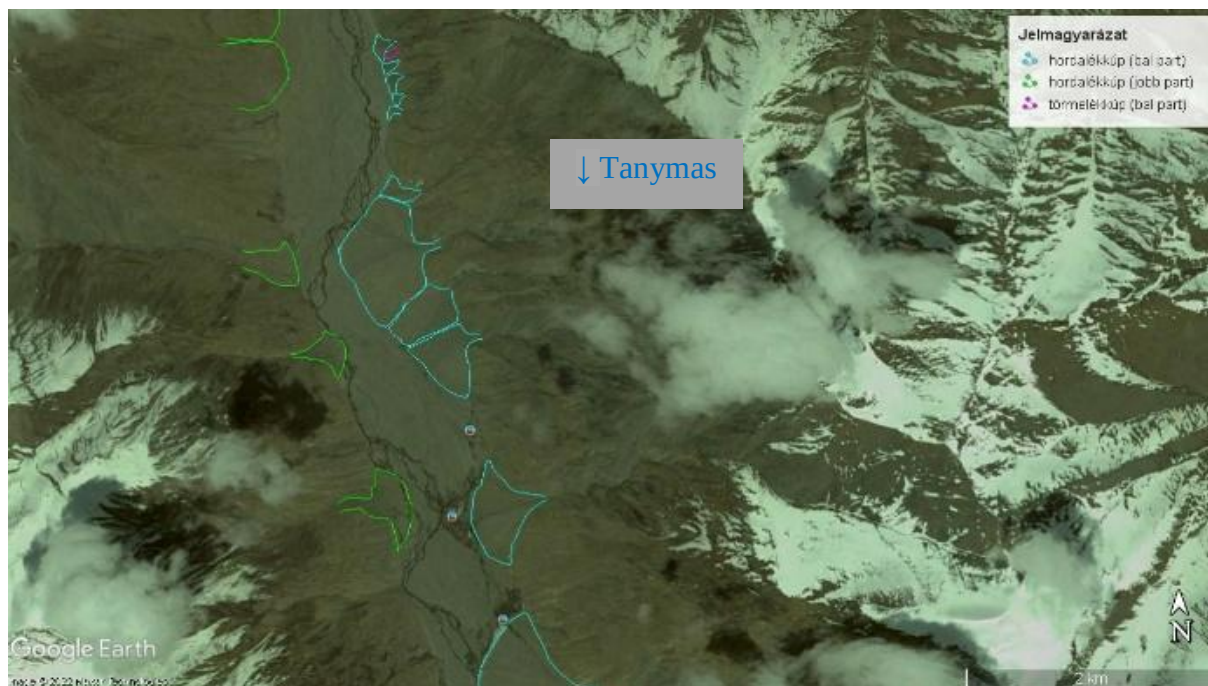
A **'B1' szakaszon** szinte már csak **fonatos mintázat** jelenik meg, egyedül a szakasz elején figyelhető meg meanderező mintázat. A folyó nagyon sok hordalékot szállít nem igazán tud bevágódni, az **akkumuláció van túlsúlyban**. A betorkoló vízfolyások is sok hordalékot szállítanak, a nagy legyezőszerűen szétterülő hordalékkúpjaik is ezt mutatják.

'B2' szakasz mintázati jellemzője átmenetet képez a 'B1' és 'B3' szakaszok között. A 'B1' szakaszhoz közeli részen, ahol az esés lecsökken fonatos mintázat, 'B3'-hoz közeli részén már meanderező, de már **nagyobb mértékben határozzák meg a Tanymas irányát a hordalékkúpok**. A szakaszon nagyon gyors a folyásirány megváltozása, pár év alatt több száz métert is vándorolhat a folyó a völgytalpon (8. ábra).

'B1' szakaszon végig a **fonatos mintázat** jellemző, azonban ahol a hordalékkúp majdnem betakarja az egész völgytalpat ott nem találunk fonatos mintázatot, inkább meanderezőre emlékeztet. A 'B2' szakasznál említett gyors irányváltozása a folyónak itt a leglátványosabb (8. ábra).

A két kép között majdnem 5 év telt el, és látványos, hogy a folyó a hordalékkúpok közötti völgytalpon a főága átvándorolt az egyik partról a másik partra több száz méterrel arrébb. Az üledék mennyisége nagyon magas ezen a szakaszon, a magas esés ellenére is az akkumuláció döntő, így nem tud bevágódni és fonatos minta a jellemző.

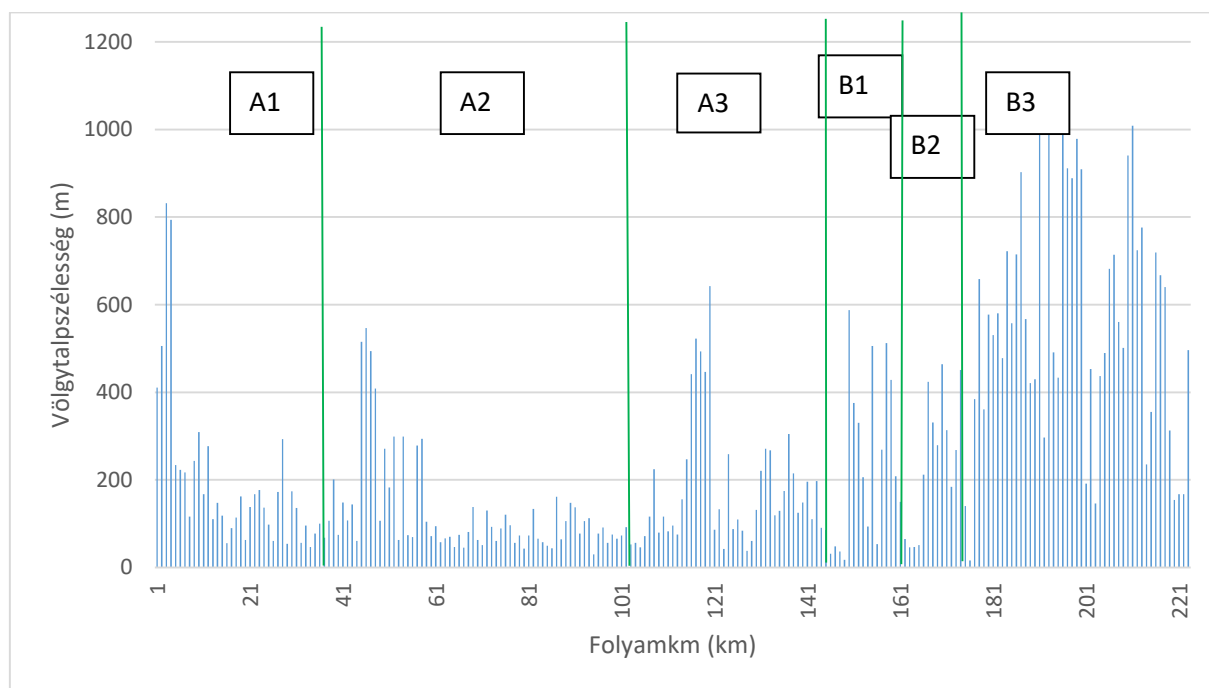




8. ábra: A 'B1' szakasz változása 2008. júniusa (felső kép) és 2013. májusa (alsó kép) között.

5.1.2. Völgytalpszélesség

A 9. ábrán jól kirajzolódnak a **nagyobb szakaszhatárok feletti szakaszok**. Ezeken a helyeken ugyanis lecsökken az esés mértéke és a munkavégzőképessége is a folyónak. A Bartang, a Gudara és a Tanyas itt kiszélesedik és lerakja hordalékát, **fonatos, anasztomizáló mintázatot vesz fel**. Ezeken a részeken a korábbi szélességekhez képest 3-4 vagy akár 5-szörösére is megnövekedhet. Emellett látszódik, hogy minden ilyen nagyobb szélességnövekedés után nagyon lecsökken a Bartang, Gudara és a Tanyas völgytalpja. Ez annak köszönhető, hogy a megnövekedik esés után és a szegényes hordaléktartalom miatt a munkavégzőképessége megnövekedett a folyónak és bevégyődik, a korábbi részhez képest mélyebb meder a jellemző, és meredekebb partfalak. Emellett meglátszódnak a kisebb töréspontok is a nagyobbak között, illetve a folyóvölgybe torkolló hordalék- és törmelékkúpok is.



9. ábra: Völgytalpszélesség a Bartang, Gudara és Tanyas mentén.

Ezek a **formák akadályozzák a folyó könnyebb lefolyását** és akár minimálisra is csökkenthetik a völgytalp szélességét. Ez legjobban a legfelső 'A3' szakaszon figyelhető is meg, ahol a végén nem is lehet elkülöníteni a völgytalpszélességének határát. Ez annak köszönhető, hogy az egész szakaszon a völgyoldalak közti szakaszt széles üledéktakaró fedi be. Néhol akár 1 km-nél is szélesebb völgytalp figyelhető meg, míg máshol csak pár száz méter vagy még kevesebb. A nagy változatosság pedig a hordalékkúpok miatt köszönhető (10. ábra), amelyek erősen befolyásolni tudják ezt.



10. ábra: Hordalékkúpok szerepe a folyó völgytalpszélességének változásában.

5.2. Azonosított formák

A Bartang, a Gudara és a Tanymas folyó mentén 4 különböző formát azonosítottam. Ezek a hordalékkúpok, a törmelékkúpok, a törmelékletjtők és a teraszok (ezekről majd a későbbiekben).

5.2.1. Hordalékkúpok

Hordalékkúpokból a jobb parton nagyjából 70 db-ot, míg a bal parton körülbelül 100 db-ot jelöltem be. A gleccsernyelvtől a torkolatig bárhol megtalálhatjuk ezeket. A felső szakaszon, azon belül is az **'A3'-on megnövekszik az arányuk és méretük** is. Ezen a területen magas a fagy okozta aprózódás hatása. A növényborítottság szegényes vagy nincs, illetve a folyamatos vízutánpótlás miatt tud kialakulni. Emellett a meredek völgyoldal és a széles közel sík völgytalpra érkező nagy eséscsökkenés hatására könnyen ki tud alakulni.

A hordalékkúpok **a felső szakaszon** akkorák, hogy a folyó völgyét néhol majdnem teljesen befedik (11. ábra). Ezzel befolyásolni tudja a folyó munkavégzőképességét, ugyanis beszűkülhet és a fonatos mintázatból rövid szakaszokon meanderező is lehet. Ezáltal a tavaszi hóolvadás idején például a lefolyó vízmennyiség itt beszorul és megnőhet a munkavégző képessége is. A hordalékkúpokból több hordalékot is el tud szállítani, amelyek később elülepedhetnek.



11. ábra: Hordalékkúpok a felső szakaszon.

Az **alsó szakaszokon** is találhatunk hordalékkúpokat, azonban kisebb mennyiségben. Ez annak is köszönhető, hogy az aprózódás mértéke kisebb, a mállás és a vegetáció is nagyobb mértékben megjelenik.

A műholdképen is jól látszódik (12. ábra), hogy a vegetáció már sokkal nagyobb mértékben megtalálható, és a **hordalékkúpok száma is lecsökken**. A hordalékkúpokon az emberek is megtelepszenek és ezek a hordalékkúpok fontos ivóvízforrásként is szolgálnak. Azonban a folyót a kialakult hordalékkúpok továbbra is befolyásolni tudják, mert ezeken a helyeken a völgy beszűkül és felduzzaszthatja a vizét.



12. ábra: Hordalékkúpok az alsó szakaszon.

5.2.2. Törmelékűp

A **törmelékűp**ok száma hasonló a hordalékkúpok számához. A bal parton 86 db-ot, a jobb parton 102 db-ot jelöltem. Ezek a törmelékűpok az alsó szakaszon jellemzőek, illetve kisebb arányban, de a felső szakaszon egy ideig. A vizsgált terület **legmagasabban fekvő részein már nem találhatunk** törmelékűpokat. Ezt a völgyoldal meredekségével lehet magyarázni. A törmelékűpok hasonló módon tudják befolyásolni a vízfolyást, mint a hordalékkúpok, könnyedén leszűkíthetik a völgytalpszélességet, és változtathatják a folyó mintázatát.

5.2.3. Törmeléklejtő

Törmeléklejtők azokon a helyeken jön létre, ahol a törmelékkúpok egybeolvadnak. Ezeknél a formáknál **ugyanazt lehet elmondani, mint a törmelékkúpoknál**. Az alsó szakaszon nagyon gyakoriak, azonban a gleccsernyelvhez közeledve elkezdi csökkenni a számuk. Itt is a völgyoldal meredekségével lehet összefüggésbe hozni ezt. Befolyásuk pedig hasonló a törmelékkúpokhoz és hordalékkúpokhoz.

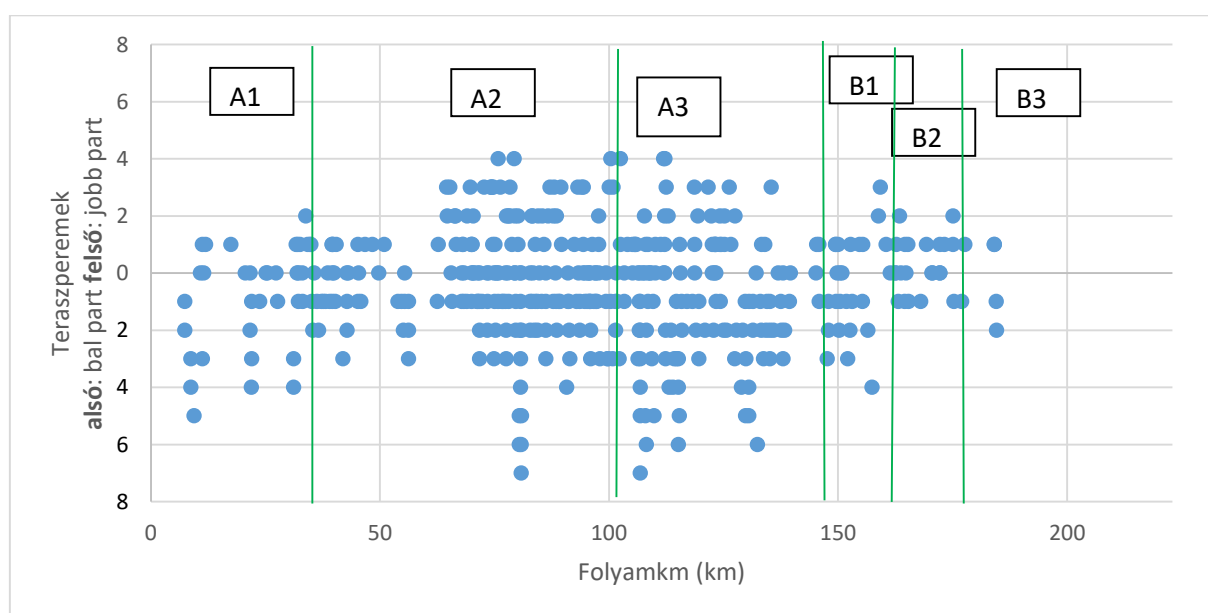
5.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából

5.3.1. Terasz

Mivel a Pamír a világ egyik leggyorsabban fejlődő területe a Földön, ezért a teraszperemek kijelölésénél ez nehézséget okozott. Az erózió miatt ugyanis gyors a lepusztulása a magasabb térszíneken található szinteknek, vagy nagyon kicsi, legellenállóbb részei látszódnak ki. Emellett **a völgybe futó formák** (hordalékkúpok, törmelékkúpok) **betakarják** ezeket, ezért nem vehetők észre. A látható teraszperemek közül megpróbáltam a lehető legtöbbet bejelölni, és az alábbi diagramot készítettem el belőlük (13. ábra).

A folyó két partján a tél végi megnövekedő vízmennyiség által könnyen folyóvízi erózióknak kitett partmenti részeket 0-ás értékkel jelöltem, áteraszként. Majd az efölötti részeket, amely területeken már nem jár ilyen időszakban sem a folyó 1-2-3-stb. szintű teraszoknak, számozásukat felfelé növelve. Azonban a törmelékkúpok néhány esetben segítettek a teraszszintek elkülönítésében. Ugyanis a peremeknél a szintkülönbség és meredekség miatt könnyebben alakul ki itt törmelékkúp, törmeléklejtő és ahol megszakad ott látszódnak a kiálló sziklaperemek.

A diagramot látva, feltűnik, hogy a **bal parton sokkal gyakoribbak a teraszok száma**, és magasabb szintjei is könnyebben megmaradtak. Ezt magyarázni lehet, hogy a **folyóvölgy is egy törésvonal mentén, vagy annak közelében található**. A bal parti terület gyorsabban emelkedik ki a jobb partihoz képest. Emiatt a folyó az északi-északnyugati irányban elkezdett bevágódni, és a bal parti területek kiemelkedtek, szárazulatok lettek. A jobb parton a folyóvízi oldalazó erózió miatt is eltűntek a teraszok, ez is magyarázata a teraszok hiányának, és bizonyítéka a terület gyors lepusztulásának.



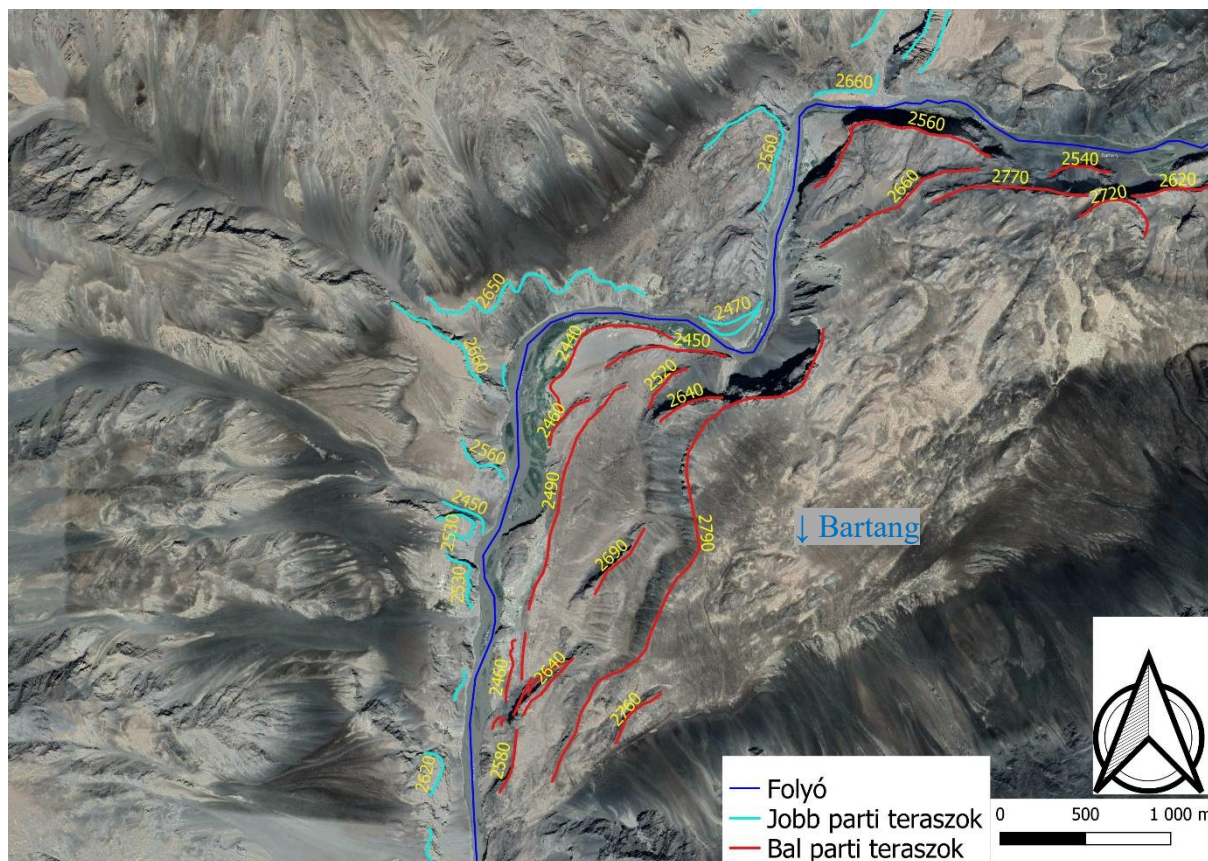
13. ábra: Teraszperemek elhelyezkedése a Bartang, Gudara és Tanyas mentén.

Ez a műholdképen is látszódik (14. ábra), amelyet a 110-es fkm környékéről készítettem a Google Earth-ben. Ezen a területen sikerült a legtöbb teraszszintet elkülöníteni (13. ábra). Itt leginkább feltűnő az az, hogy a jobb parton a teraszperemek száma jóval kevesebb. A bal parti terület valószínűleg gyorsabban emelkedik ki és itt északnyugati irányban elkezdett vándorolni a folyó. A jobb parton itt kevés helyen maradtak meg a legalsó teraszperemek, és csak a magasabb második és harmadik peremet lehet csak megtalálni. Jól látszik a törmelékkúpok, törmeléklejtők elhelyezkedése a teraszperemeknél.



14. ábra: Teraszperemek a 110-es fkm közelében.

Ezen a területen tudtam a legtöbb teraszszintet elkülöníteni. Összesen 3 párost és 6 páratlant. Míg a fiatalabb teraszperemeknél **a völgy aljához legközelebbi részen néhol csak 20-30 m a magasságkülönbség**, addig **az idősebb teraszperemek között van, ahol 100 m-es magasságkülönbség** figyelhető meg. Azonban meglehet, hogy több bevágódási időszak is volt a területen, csak a gyors lepusztulás miatt ezek már nem figyelhetők meg vagy a törmelékkúpok, törmeléklejtők ezeket betakarják. Azokat, amelyeket a műholdkép alapján látszódott, a legmagasabb teraszszint, ~350 m-rel található a folyó jelenlegi szintje fölött. (15. ábra)



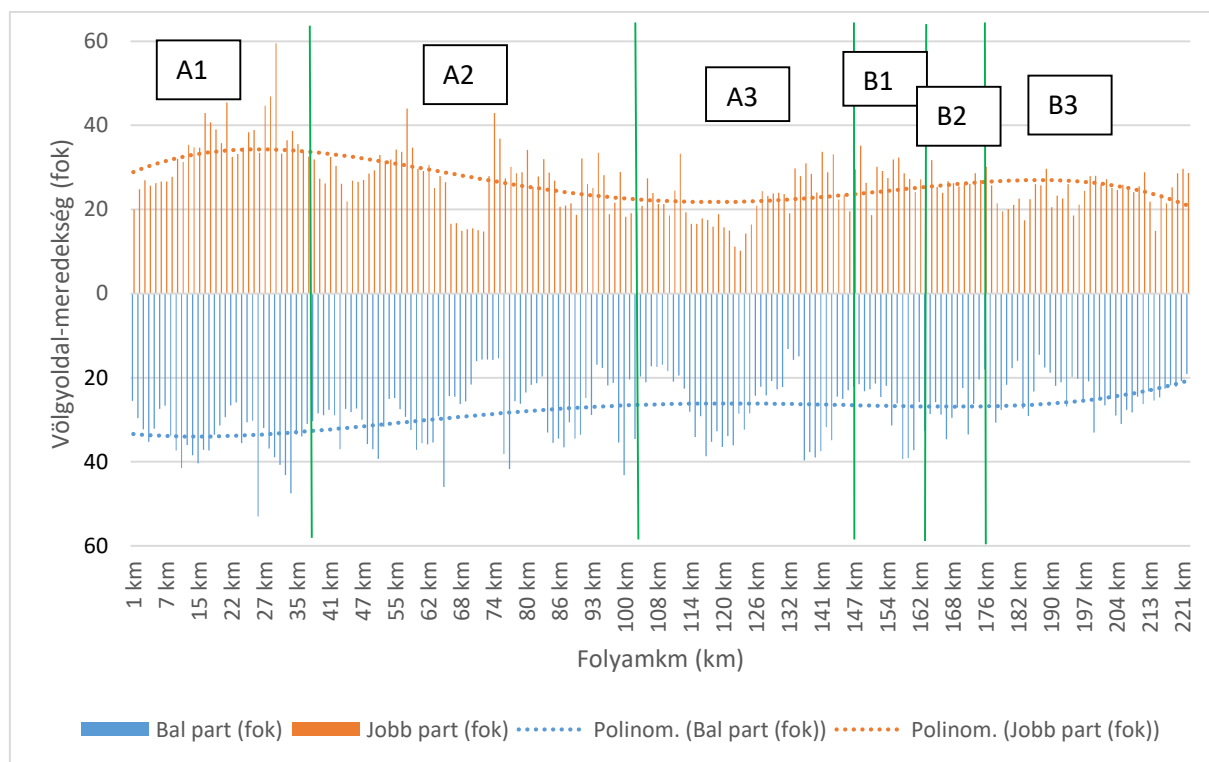
15. ábra: Teraszperemek a Bartang folyó mentén a 110 és 120 fkm között.

Továbbá látni lehet, hogy a 'C4' szakasz legmagasabb részein a 180-as fkm fölött már nem igazán, sőt **190-estől** pedig egyáltalán **nem lehet teraszokat találni**. Bár az esése ezen a területen igen magas, az nem nagyon ingadozó és **hordalékokban gazdag a folyóvölgy**. A völgytalp több száz méter széles és több száz méter vastagon fedve van üledékkel. Bevágódás nemigen figyelhető meg, az akkumuláció nagyobb arányban jelenik meg.

5.3.2. Völgyoldal-mereedség

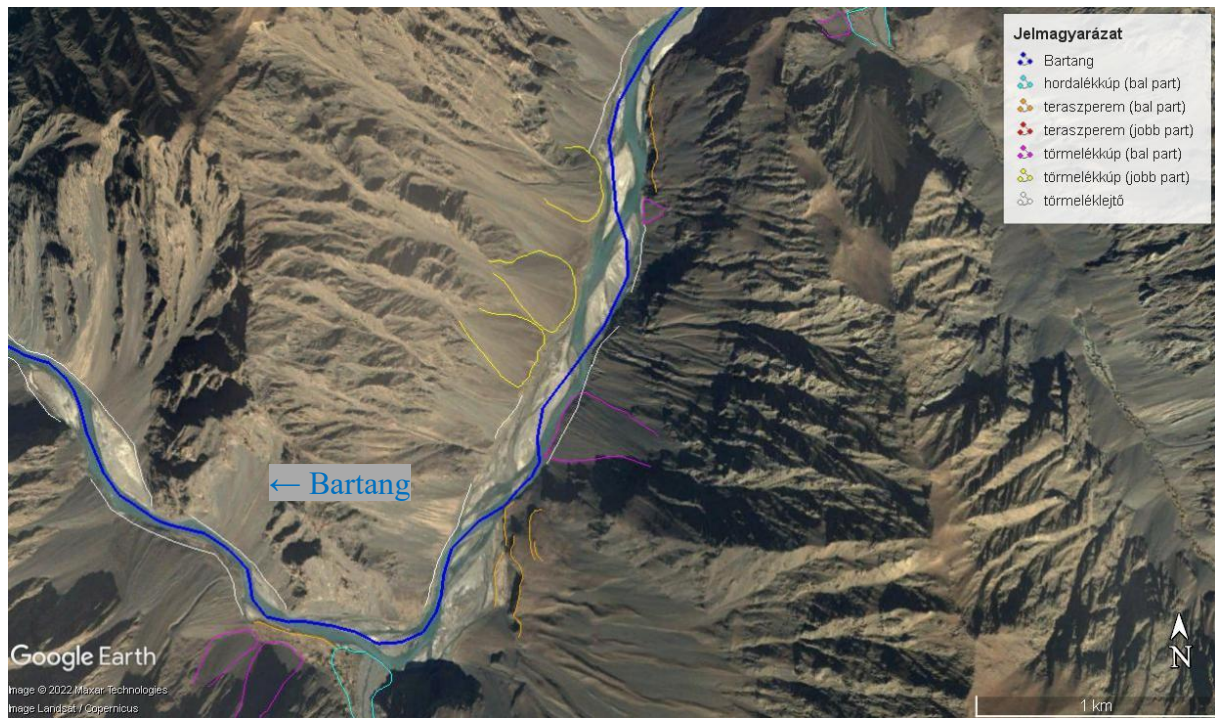
Völgyoldal-mereedségnél összefüggéseket lehet találni lejtős tömegmozgásokban a folyó mentén. Ugyanis minél nagyobb a mereedség, annál nagyobb eséllyel fog ilyen tömegmozgás megindulni, és akár a folyó vízfolyását befolyásolni, ha eléri a völgytalpat.

A diagram alapján két dolog látszódik nagyon jól (16. ábra). A **bal parton a völgyoldal mereksége magasabb** (átlag: $28,2^\circ$), mint a jobb parton (átlag: $26,8^\circ$). Ezzel lehet összefüggést találni, ahogyan a teraszoknál is látszódott, hogy a bal parton jóval több teraszperem látszódik. A **bal parton a kiemelkedés magasabb értékeket vesz fel.** Nagyobb merekség alakul ki ezáltal.



16. ábra: Völgyoldal merekségének változása a Bartang, Gudara és Tanymas mentén.

A másik szembevető pedig az, hogy a völgyoldal mereksége a **torkolattól távolodva csökken**. A torkolathoz közel míg ez az érték közel 40° -os merekségű, a gleccsnyelvhez közeli részen ez lecsökken 25° -ra. A bevágódás mértéke is átlagosan szinte végig folyamatosan növekszik a torkolatig. Ez a műholdképen is látszódik (17. ábra), közel a torkolathoz 20-25-ös fkm környékén is sok törmeléklejtő és törmelékkúp jelenik meg. A felső szakaszon, ahogyan fentebb is említettem az akkumuláció dominál, ezt a széles völgytalp is mutatja. A merekséget pedig összefüggésbe lehet hozni a törmelékkúpok és törmeléklejtők megjelenésével. Ugyanis a felső szakaszon, ahol kisebb a lejtőszög ott nincs akkora lehetősége a völgyoldalnak megindulnia, hogy tömegmozgás jöjjön létre.



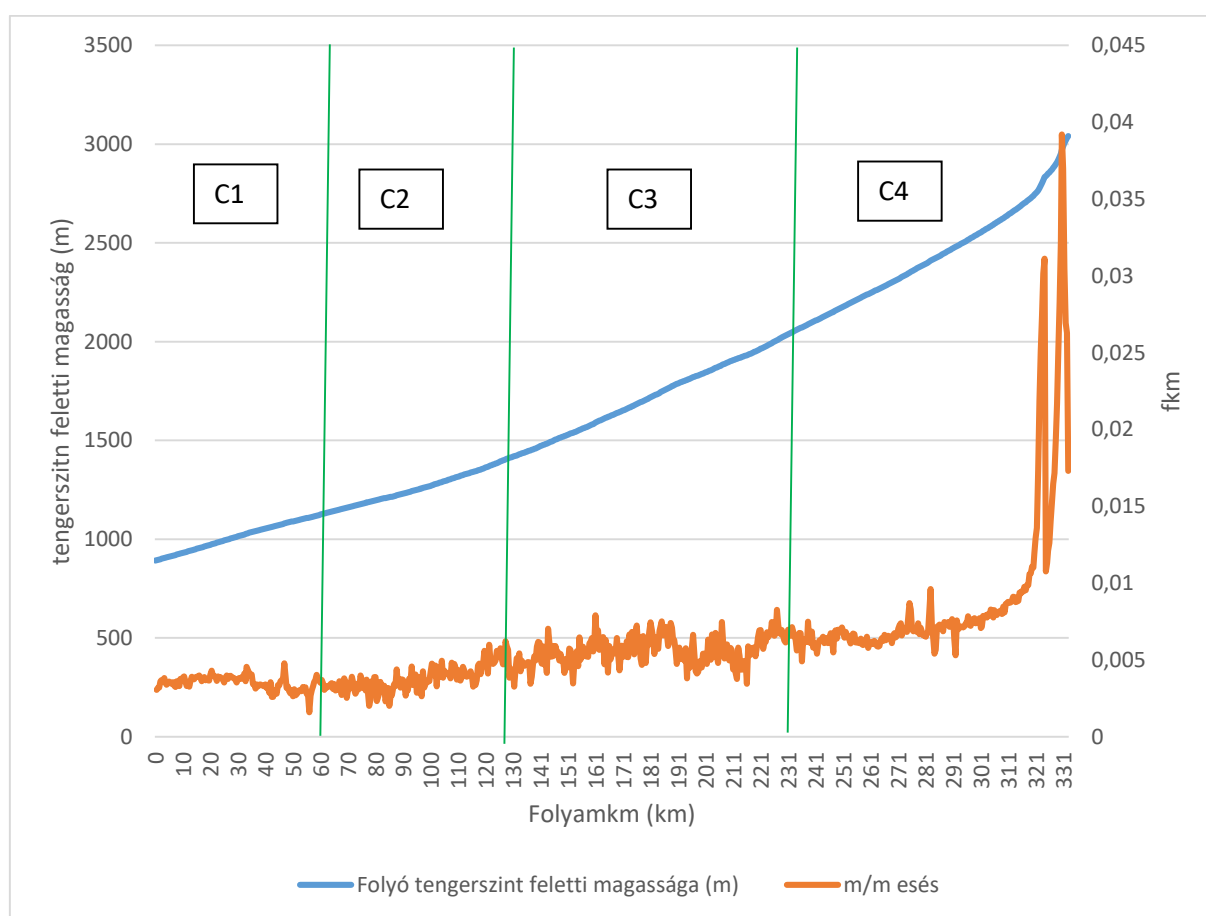
17. ábra: Formák a Bartang 20-25-ös fkm-énél.

6. A Zaravsan-völgy morfológiai sajátosságai

6.1. Eltérő morfológiájú szakaszok azonosítása és jellemzése

6.1.1. Esésgörbe

A Zaravsan völgyét a gleccsernyelvtől kezdve egészen a tádzsikisztáni határig található szakaszon az esésváltozások alapján 4 szakaszra lehet bontani. Ezeket 'C1', 'C2', 'C3' és 'C4' szakaszoknak neveztem el. Ezeket a szakaszhatárokat az esésgörbe diagramon is látni lehet. A távolságokat folyamkilométerekben adtam meg. A 0 fkm a tádzsikisztáni határ. (18. ábra)



18. ábra: A Zaravsan folyó esése.

2. Táblázat: A Zaravsan szakaszokra bontása és esése.

	Szakasz kezdete (fkm)	Szakasz vége (fkm)	Esése (m/m)
C1	0 km	60 km	0,0035 m/m
C2	60 km	129 km	0,0037 m/m
C3	129 km	230 km	0,0055 m/m
C4	230 km	334 km	0,0088 m/m

A Zaravsan esésében nincsenek nagy ingadozások, a szakaszok **esése folyamatosan csökken**. Az átlagesése is kisebb, mint az előzőleg vizsgált Tanyas, Gudara, Bartang folyók völgyének esése. Ez azzal magyarázható, hogy tektonikailag már kevésbé aktív és lassabb kiemelkedés jellemzi. Az Nyugati-Tien-sanban található folyó völgyében a szakaszhatárok is töréspontokhoz köthetők, amelyek után az esés jobban megnövekszik.

A legalacsonyabban található **'C1' szakaszt** jellemzi a **legkisebb esés**. Ezért a folyó ezen a szakaszon szinte végig **fonatos és/vagy anasztomizáló mintázatot** vesz fel, rengeteg zátonnyal és szigettel, az **akkumuláció a döntő** ezen a részen. Egyedül a szakasz legfelső szakaszán meanderező, amely annak köszönhető, hogy megnövekszik a **'C2'** szakasz vége után az esése és megnő a munkavégzőképessége.

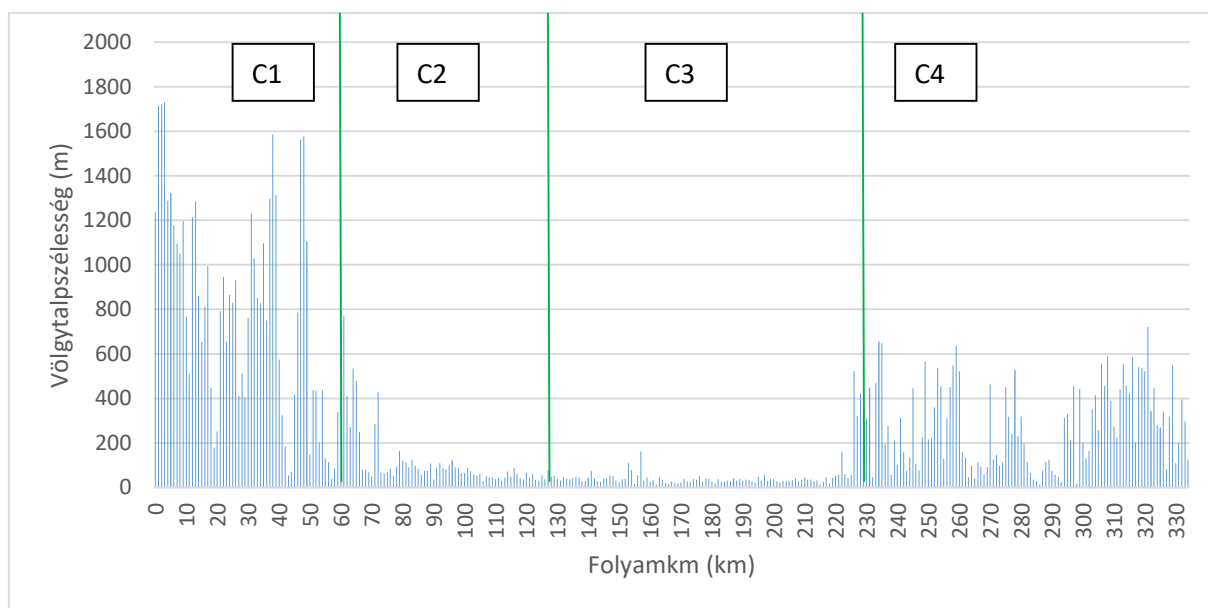
Az efölött található **'C2' szakasznak** minimálisan nagyobb az esése, azonban ezen részen a **folyó mintázata meanderező**, már kisebb mértékben jelenik meg az akkumuláció. Egyedül a szakasz alacsonyabb részein, mikor lecsökken a töréspontnál az esése vált át fonatosra.

A **'C3' szakasz** esése már jóval magasabb, így nem meglepő a **meanderező**, bevágódó mintázat, de a szakasz alsó szakaszán, a **'C2'**-höz közel, **itt nem figyelhető meg a fonatos mintázatba váltás**.

A **'C4' szakaszra** szinte végig **fonatos mintázat** jellemző. Sok hordalékot szállít, és a legmagasabb esésértékek mellett sem vágódik be nagyon a völgytalpba. A völgyben meanderező mintázat nemigen figyelhető meg, továbbá a völgytalp szélességét és a folyó futását könnyen befolyásolni tudja a legyezőszerűen elterülő hordalékkúpok. Ezáltal a hordalékkúpok miatt is szállíthat sok hordalékot, amely miatt a legmagasabb esésértékek mellett a mintázat mégis fonatos.

6.1.2. Völgytalpszélesség

A Zaravsan **völgytalpszélességeinek** változásainál (19. ábra) **kivehetők a szakaszhatárok** (kivéve 'C2' és 'C3' között). Könnyedén észrevehető az alsó szakasznál a sokkal szélesebb völgytalp a többi szakaszhoz képest. Ez azzal magyarázható, hogy a szakaszt a legalacsonyabb esésértékek jellemzik, ezáltal a munkavégzőképessége is lecsökken a vízfolyásnak és a hordalékot már nem tudja szállítani, lerakja. A felsőbb szakaszon ez a nagyobb esésértékek miatt nem tud létrejönni és egy alacsony völgytalpszélességű rész alakult ki. A **'C3' szakaszon találkozhatunk a legszűkebb völgytalppal**, átlagosan 50-60 m szélességű ezen a szakaszon. Feltehetően **itt lehet a legintenzívebb a bevágódásnak** a mértéke, emellett a későbbiekben a teraszperemeknél is látható lesz, hogy itt lehetett a legkevesebb nullás szintű teraszperemet elkülöníteni. A legfelső ('C4') szakaszon a völgytalpszélesség ismét megnövekszik, amelyek igen változatosak. A völgy aljára legyezőszerűen elterülő hordalékkúpok befolyásolni tudják a völgy alján futó folyó völgytalpjának szélességét.



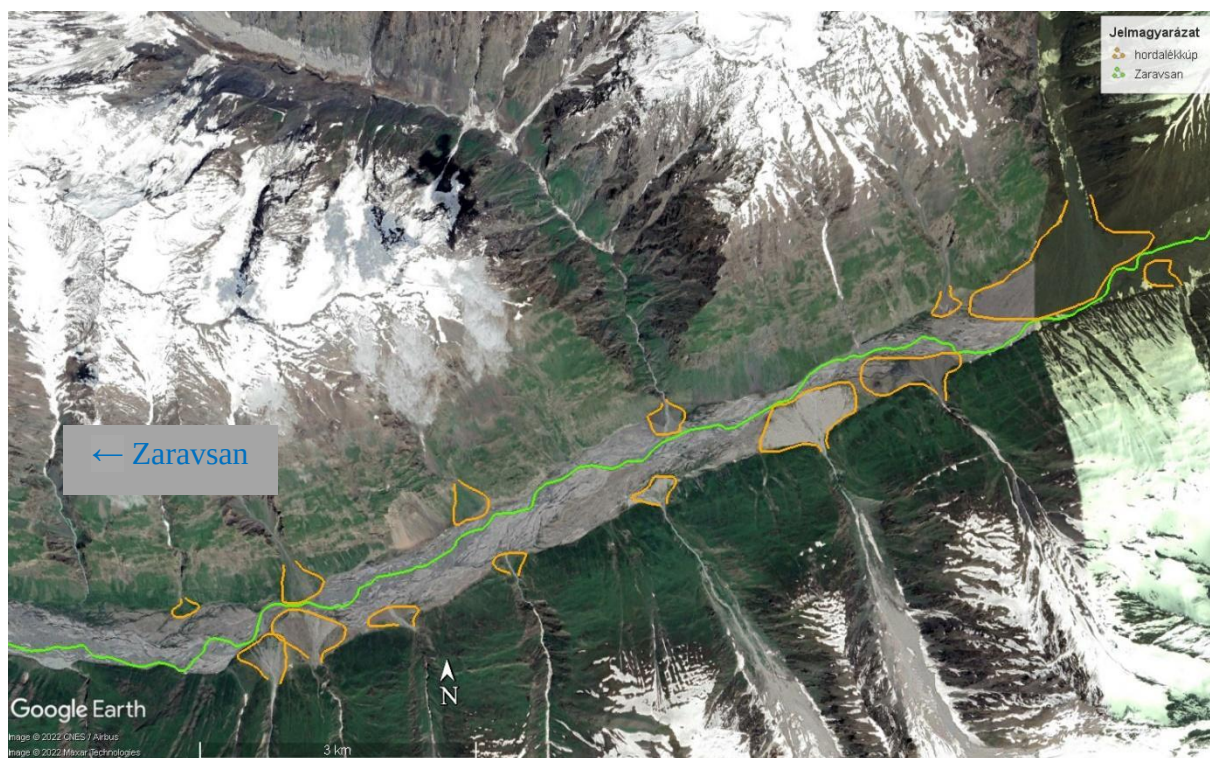
19. ábra: Völgytalpszélesség a Zaravsan folyó mentén.

6.2. Azonosított formák

6.2.1. Hordalékkúpok

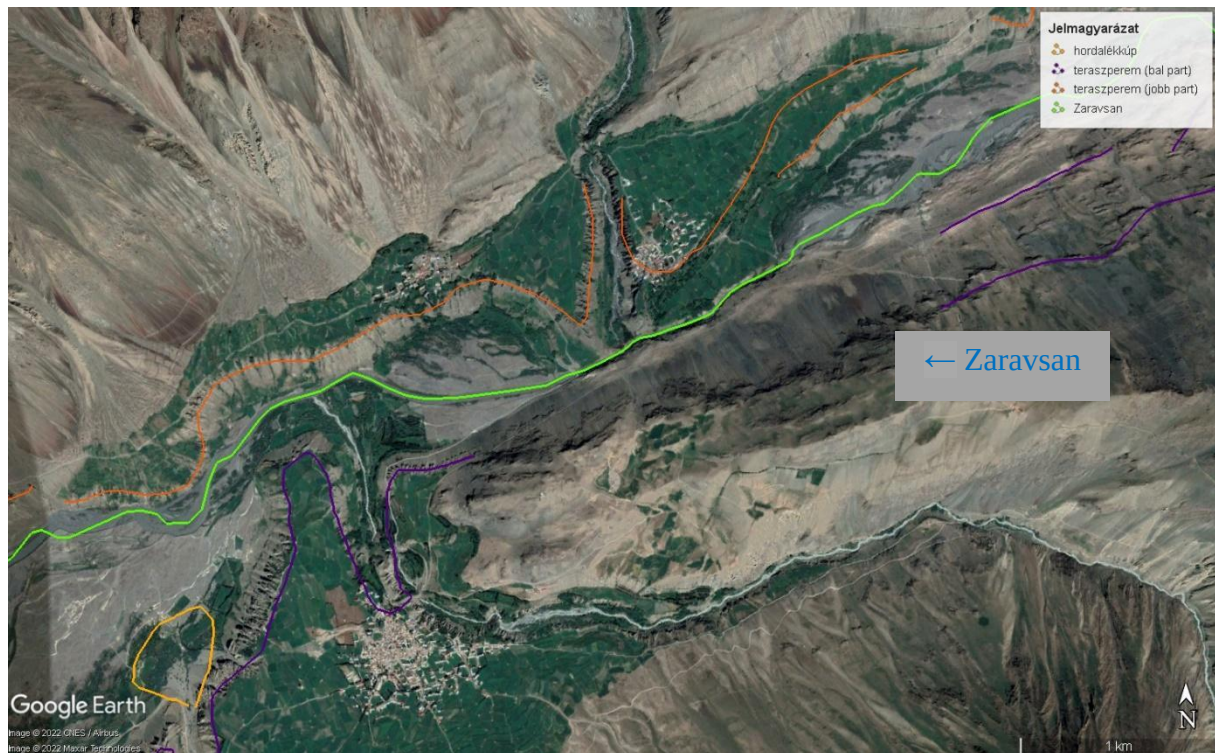
A Zaravsan völgyében a **hordalékkúpok** viszonylag kevés helyen található, amelyek befolyásolták a folyó völgytalpjának a szélességét. A hegyoldalak meredeksége is kisebb, és a hirtelen eséscsökkenés is viszonylag alacsony. Emellett az éghajlat sem annyira hideg és a vegetáció is nagyobb mértékben jelenik meg a nagyobb csapadékmennyiség miatt is.

Ezek a hordalékkúpok **legnagyobb számban a felső szakaszon ('C4')** jelennek meg. Az itt kialakult hordalékkúpok nagymértékben befolyásolják a folyó folyását és a völgytalp szélességét (20. ábra). Az alsóbb szakaszokon kisebb mértékben, ugyanis a nagyobb eséscsökkenés nem a völgytalpra érkezve jut, hanem egy teraszperemre és hordalékját ezen rakja le.



20. ábra: Fiatal hordalékkúpok a Zaravsan felső szakaszán.

Továbbá láthatunk a vizsgált területen olyan részeket is, amelyek régebben kiterjedt nagy hordalékkúpok voltak, azonban a kiemelkedés hatására a vízfolyás bevágódott és egy teraszszintként jelenik meg a régi hordalékkúp. (21. ábra)



21. ábra: Idős hordalékkúpok a Zaravsan völgyében.

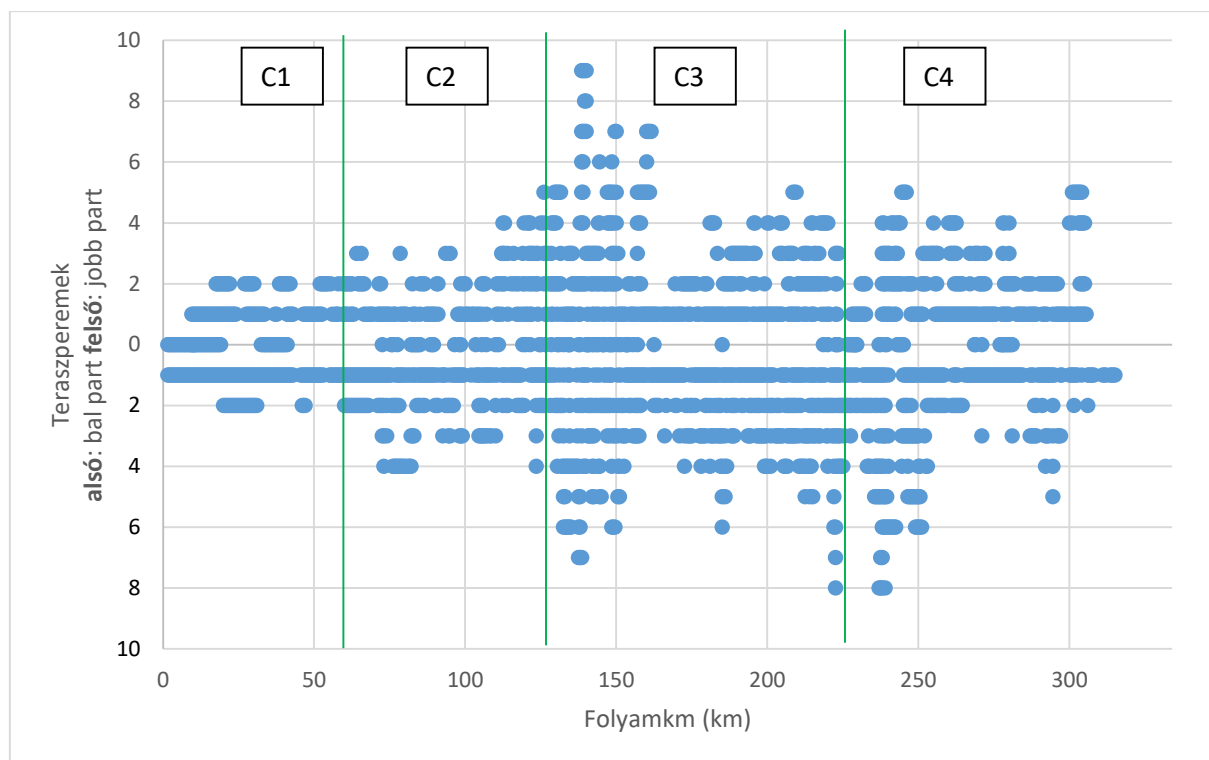
6.2.2. Törmelékkúpok és törmeléklejtők

A völgyben a törmelékkúpokkal és törmeléklejtőkkel ritkábban találkozhatunk ugyanis ez egy csapadékosabb és melegebb terület, így az aprózódás mértéke kisebb mértékben jelenik meg, és nagyobb részt vesz itt a mállás a lepusztulásban. Emellett a kevésbé meredek völgyoldalak miatt a helyzeti energia is kisebb és **kevesebb ilyen forma tud létrejönni**. Amíg vizsgált területen belül az alsó szakaszon kevéssel (ahol egyébként is kisebb a völgyoldal meredeksége), addig a középső 'C2' és 'C3' szakaszokon **találkozhatunk a legtöbb törmelékkúppal és törmeléklejtővel**. Ahol ilyen formakincsek alakultak ki ott előfordulhat, hogy ezek **betakarják a teraszperemeket**, így meglehet, hogy néhol kevesebb teraszperemet lehet látni, mint amennyi valójában kialakult.

6.3. Szakaszok értékelése a bevágódás szempontjából

6.3.1. Teraszok

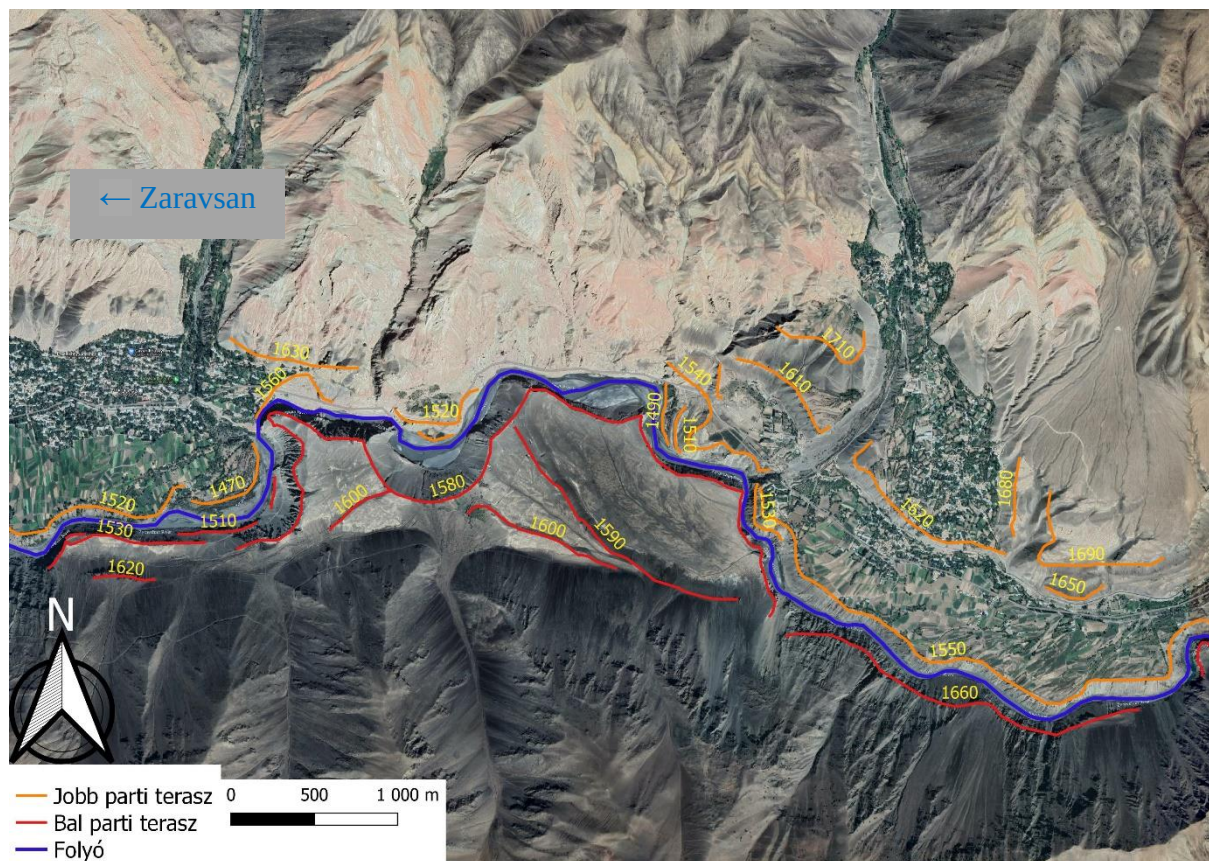
A völgyben sok teraszt sikerült kijelölni, amely köszönhető a viszonylag kevés formának, amely betakarhatta ezeket, a masszív ellenálló kőzeteket, amelyeket nem sikerült elpusztítania az erózióknak. Az észrevehető, hogy a **legkevesebb teraszperemmel az alsó 'C1' szakaszon** láthatunk, a **legtöbbet pedig a középső 'C2' és 'C3' szakaszokon**. (22. ábra) Magyarázható ez azzal, hogy az alsó szakaszon a feltöltődés dominál így, elfedi a teraszszinteket és a tektonikai aktivizmus is kisebb, tehát a kisebb esély van, hogy terasz alakuljon ki. A középső szakaszokon ez az aktivizmus megnövekszik, és a kiemelkedés változásával teraszok jönnek létre, amely két területen maradtak fent legjobban. Ezek a 140-es fkm, illetve a 230-as fkm környékén találhatóak. Ezeken a területek a magasságát és a relatív magasságát is megmértem. Ezen a két részletesebben megvizsgált területen 8-9 bevágódási szakaszt sikerült elkülöníteni.



22. ábra: Különböző terasz-szintek megjelenése a Zaravsan folyó jobb és bal partja mentén.

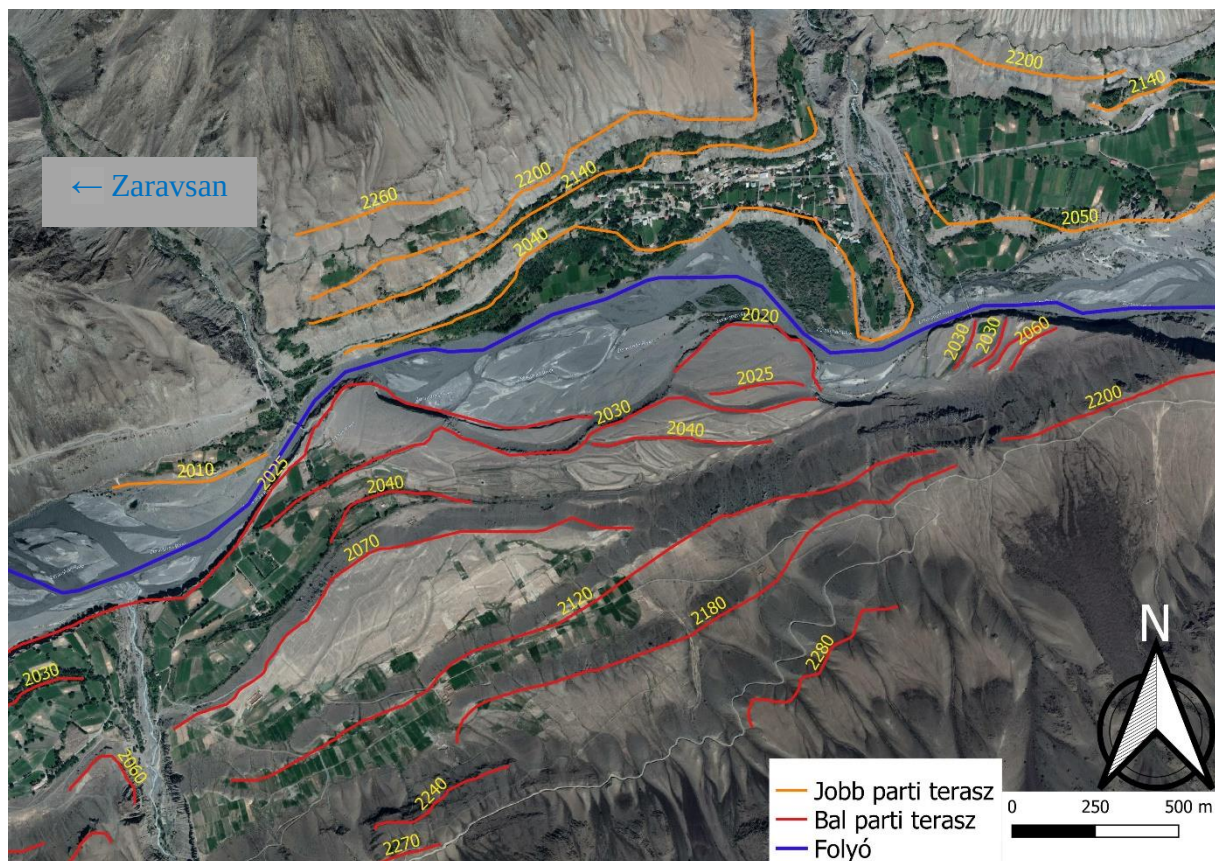
A **155-ös fkm-nél** a kijelölt teraszok 5 esetben párosak, mindkét partoldalon megjelennek, míg további 3 páratlan teraszperemet sikerült elkülöníteni. Tehát összesen **9 bevágódási időszakot sikerült itt elkülöníteni**. Ezeknek a mértéke változó, alacsonyabb szinteken, amelyek fiatalabbak és nem sikerült még lepusztulniuk több 10-20 m-es bevágódásokat lehet megfigyelni. Míg a fentebb található idősebb teraszperemek között akár

50-60 m-es különbségeket sikerült mérni. Azonban feltehetően lehetnek ezek között is még teraszperemek azonban az idők során ezek lepusztulhattak. A legmagasabb teraszperem relatív magassága a folyóhoz képest itt 220 m-rel van magasabban. (23. ábra)



23. ábra: Teraszperemek a Zaravsan folyó mentén a 150 és 160 fkm között.

A **240-es fkm**-nél sikerült a legösszefüggőbb teraszszinteket bejelölni, amelyek a másik parton is hasonló magasságokban futnak és még nem pusztultak le. Itt 8 különböző teraszszintet különítettem el, **8 bevágódási időszak** maradt fent, amelyek közül 4 mindkét parton megjelenik, 4 pedig csak az egyik oldalon. A jobb parton található teraszszintekhez mind tudtam kapcsolni a bal parton található teraszszintet. A különbségek itt is hasonlóak a teraszszintek között, mint a 155-ös fkm-nél található résznek a völgyben. Az alacsonyabban találhatóaknál 10-20 m, míg a fentebb találhatóak között akár 60 m-es különbség is kialakult. (24. ábra)



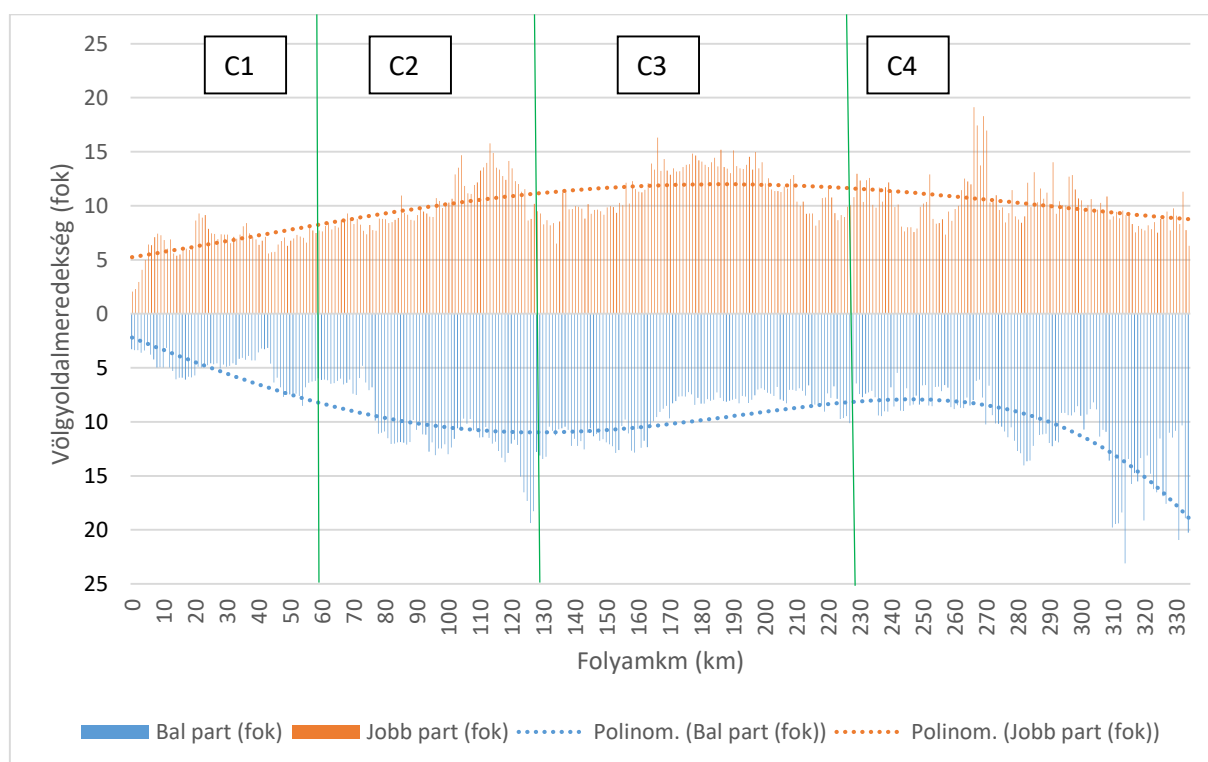
24. ábra: Teraszperemek a Zaravsan folyó mentén a 235 és 240 fkm között.

A legfelső szakaszon közeledve a gleccsernyelvhez egyre kevesebb teraszperemet lehet találni, amely a 290-es fkm környékén szinte meg is szűnik. A bevágódás nem igazán jellemző, nagyobb részt az akkumuláció a döntő, nem tudott terasz kialakulni.

6.3.2. Völgyoldal-meredekség

Összefüggést lehet találni a **lejtős tömegmozgásos formák számával és a völgyoldal-meredekség között**. Minél meredekebb a völgy, annál több ilyen forma található.

A völgyoldal meredeksége ezen a területen **átlagosan körülbelül 10°-os**. Feltehetően a **középső szakaszán a legaktívabb a kiemelkedés**, ahol többszörösére megnövekszik a völgyoldal meredeksége. A középső szakaszon talákoztam a legtöbb törmelékúppal és törmelékletjtővel, ahol a legmagasabb értékeket veszi fel a meredekség. Meg lehet állapítani, hogy az alsó szakaszon a legalacsonyabb a völgyoldal meredeksége és a két part között is hasonló értékekkel találkozunk. A felsőbb szakaszokon azonban nem találtam összefüggéseket a két partnak a völgyoldalának a meredekségei között. Azt lehet csak hasonlóságként találni, hogy a középső szakaszok a legmeredekebbek.



25. ábra: Völgyoldal-meredekség a Zaravsan folyó mentén.

7. Összegzés – a két vizsgált völgy sajátosságainak összehasonlítása

A két völgyben elvégzett vizsgálatok alapján olyan eredmények jöttek ki, amelyek igazolták a területek tektonikai aktivitását. A **Zaravsan völgyében az esésértékek jóval alacsonyabbak és nem voltak ingadozások** a Bartang–Gudara–Tanyas völgyhöz képest. Ez alapján elmondható előbbi völgy esetében **valószínűleg térben egyenletesebb a kiemelkedés**, illetve a szakirodalmi adatoknak megfelelően a Nyugati-Tien-san területén **kisebb lehet a kiemelkedés mértéke**.

Szintén ezt támasztja alá, hogy a **völgyoldalak meredeksége a Pamírban jóval magasabb** (átlagosan $\sim 20^\circ$), mint a Nyugati-Tien-sanban (átlagosan $\sim 10^\circ$). A Zaravsan völgye tehát tektonikai szempontból kevésbé aktív, a kiemelkedés mértéke is kisebb. Részben ennek köszönhetően, illetve a nagyjából 800 m-es tengerszint feletti magasság különbségnek és az éghajlati különbségeknek, hogy a **Zaravsan völgyében a törmelékkúpok kisebb számban jelennek meg**, mivel az aprózódás mértéke alacsonyabb. Ezzel szemben a **Bartang-Gudara-Tanyas völgyben a lepusztulás erőteljesebb**, és a völgyek is meredekebbek. Általánosságban így elmondható, hogy a formák és a völgyoldal-meredekség között összefüggés figyelhető meg. A kisebb völgyoldal-meredekségnél a vizsgált völgyekben kevesebb törmelékkúp, törmeléklejtő jelentkezik,

Ugyanakkor mindkét völgnél hasonlósággént jelenik meg, hogy **a hossz-szelvények töréspontjainál hasonlóképp változik a folyók mintázata**. Minden szakasz **alsó végénél fonatos** mintázat jelenik meg (kivéve a Zaravsan 'C2' és 'C3' határánál). **Esésük itt lecsökken** és munkavégzőképességükből is veszítenek így lerakják a hordalékukat. Ezen szakaszok alatt a **völgyek összesűkülése** jellemző, amit esetenként a völgybe **benyomuló hordalék- és törmelékkúpok** okoznak. Ez alapján elmondható, hogy az intenzív **esés növekedés** részben **az ezen pontokon felhalmozódó hordaléknak, völgykitöltésnek** köszönhető, azaz a töréspontokat megjelenéséhez nemcsak a tektonizmus, hanem a hordalék lerakódás is hozzájárulhat.

A **legtöbb teraszszintet és teraszperemet mindkét völgy esetében a középső szakaszoknál sikerült azonosítani**, mindkét területnek itt lehet a legintenzívebb a bevágódás. Mindkét esetben **8-9 bevágódási időszakot sikerült elkülöníteni**. A völgytalptól mért **relatív magasságkülönbségeket** nézve szintén kitűnik, hogy a **Pamír intenzívebb emelkedik**, ugyanis ezek az értékek itt jóval nagyobbak. Emellett megfigyelhető, hogy a Bartang-Gudara-Tanyas völgyében a **bal parton sokkal több teraszperem** látható, azaz aszimmetria figyelhető meg, hasonlóan a vízgyűjtők alakjához. A **bal oldali területeken tehát gyorsabb**

lehet a kiemelkedés mértéke, amit a völgyoldalak meredeksége is jelez. A völgyoldalak meredekségének eltérését ugyanakkor részben eltérő kitettségük is okozhatja. A **Zaravsan völgyénél ugyanakkor ilyen különbségek nem figyelhetők meg**, azaz nem találtam nagy eltéréseket a teraszperemek számának megjelenésében egyik oldalon sem. Ez alapján a Bartang-Gudara-Tanyas rendszerben is inkább a tektonikus okok magyarázhatják az eltéréseket.

Összeségében elmondható, hogy a vizsgálatok segítségével **sikerült kijelölni azokat a kulcs szakaszokat, amelynek további vizsgálatával mindkét völgy fejlődése feltárható**. A további vizsgálatok a fent felvázolt kérdések megválaszolására is lehetőséget adnak valószínűleg, mivel **a teraszszintek közötti kapcsolatokat a későbbiekben csak numerikus kormeghatározási módszerek alkalmazásával lehet felállítani, illetve a bevágódás mértékében fennálló különbségeket is így lehet megnyugtatóan tisztázni**.

8. Irodalomjegyzék

- Alexander F. Finaev, Liu Shiyin, Bao Weijia, Jing Li (2016): CLIMATE CHANGE AND WATER POTENTIAL OF THE PAMIR MOUNTAINS
- Cunha P.P., Martins A.A., Buylaert J.-P., Murray A.S., Gouveia M.P., Font E., Pereria T., Figueirido S., et al. (2019): The lowermost Tejo River terrace at foz do enxarrique, Portugal: A paleoenvironmental archive from c. 60-35 ka and its implications for the last neanderthals in Westernmost Iberia. *Quaternary* 2(1), 3.
- Dey, S., Thiede, R.C., Schildgen, T.F., Wittmann, H., Bookhagen, B., Scherler, D., Jain, V. and Strecker, M.R. (2016): Climate-driven sediment aggradation and incision since the late Pleistocene in the NW Himalaya, India. *Earth Planet. Sci. Lett.* 449, 321-331. pp.
- Elena Grin, Mirjam Schaller, Todd A. Ehlers (2018) Spatial distribution of cosmogenic ^{10}Be derived denudation rates between the Western Tian Shan and Northern Pamir, Tajikistan
- Fuchs, M. C., Gloaguen, R., Krbetschek, M., & Szulc, A. (2014). Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. *Geomorphology*, 216, 79-92.
- Fuchs, M. C., Gloaguen, R., Merchel, S., Pohl, E., Sulaymonova, V. A., Andermann, C., & Rugel, G. (2015). Denudation rates across the Pamir based on ^{10}Be concentrations in fluvial sediments: dominance of topographic over climatic factors. *Earth Surface Dynamics*, 3(3), 423-439.
- Gábris Gy. (2006): A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. *Földrajzi Közlemények* 130(54), 123-133. pp.
- Gągała, Ł., Ratschbacher, L., Ringenbach, J. C., Kufner, S. K., Schurr, B., Dedow, R., ... & Oimahmadov, I. (2020). Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India-Asia Collision Zone: 1. Structure, Kinematics, and Salt Tectonics in the Tajik Fold-and-Thrust Belt of the Western Foreland of the Pamir. *Tectonics*, 39(5), e2019TC005871.
- Gong-Jian Tang , Derek A. Wyman , Qiang Wang, Ji-Yuan Yin, Wei Dan, (2021) Long-Distance Lateral Magma Propagation and Pamir Plateau Uplift
- Metrak, M., Sulwinski, M., Chachulski, L., Wilk, M., & Suska-Malawska, M. (2015). Creeping environmental problems in the pamir mountains: Landscape conditions, climate change, wise use and threats. In *Climate Change Impacts on High-Altitude Ecosystems* (pp. 665-694). Springer, Cham.

- Metzger, S., Gągała, Ł., Ratschbacher, L., Lazecký, M., Maghsoudi, Y., & Schurr, B. (2021). Tajik depression and Greater Pamir neotectonics from InSAR rate maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12), e2021JB022775.
- Necea D., Fielitz W., Kadereit A., Andriessen P.A.M, Dinu C. (2013): Middle Pleistocene to Holocene fluvial terrace development and uplift-driven valley incision in the SE Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 602, 332-354. pp.
- Opała, M., Niedźwiedź, T., Rahmonov, O., Owczarek, P., & Małarzewski, Ł. (2017). Towards improving the Central Asian dendrochronological network—new data from Tajikistan, PamirAlay. *Dendrochronologia*, 41, 10-23.
- Pohl, E., Gloaguen, R., & Seiler, R. (2015). Remote sensing-based assessment of the variability of winter and summer precipitation in the Pamirs and their effects on hydrology and hazards using harmonic time series analysis. *Remote Sensing*, 7(8), 9727-9752.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Leel-Őssy Sz., Horváth E., Dunai TJ. (2005): Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics* 410, 157- 172 pp.
- Schanz S.A., Montgomery D.R., Collins B.D., Duvall A.R. (2018): Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. *Geomorphology* 312, 12-23. pp.
- Schmidt, J., Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Konstanze, S.b, Stearns, M., Kylander-Clark, A., Cottle, J.M., Alexander, A., Webb, G., Gehrels, G., Minaev, V., (2011). Cenozoic deep crust in the Pamir. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 411–421.
- Song, Y., Yang, S., Nie, J., Zan, J., & Song, C. (2021). Preface (volume I): Quaternary paleoclimate and paleoenvironmental changes in Central Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 568, 110319.
- Stübner, K., Ratschbacher, L., Weise, C., Chow, J., Hofmann, J., Khan, J., Rutte, D., Sperner, B., Pfänder, J.A., Hacker, B.R., Dunkl, I., Tichomirowa, M., Stearns, M.A., Bahram, I., Gadoev, M., Gloaguen, R., Jonckheere, R., Kanaev, E., Minaev, V., Oimahmadoc, I., Rajabov, N., Stanek, K.P., (2013). The giant Shakh dara migmatitic gneiss dome, Pamir, India–Asia collision zone, II: Timing of dome formation. *Tectonics* 32, 1404–1431.
- Tofelde S., Schildgen T.F., Savi S., Pingel H., Wickert A.D., Bookhagen B., Wittmann H., Alonso R.N., Cottle J., Strecker M.R. (2017): 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 473, 141-153. pp.
- Vandenberghe J. (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631-638. pp.