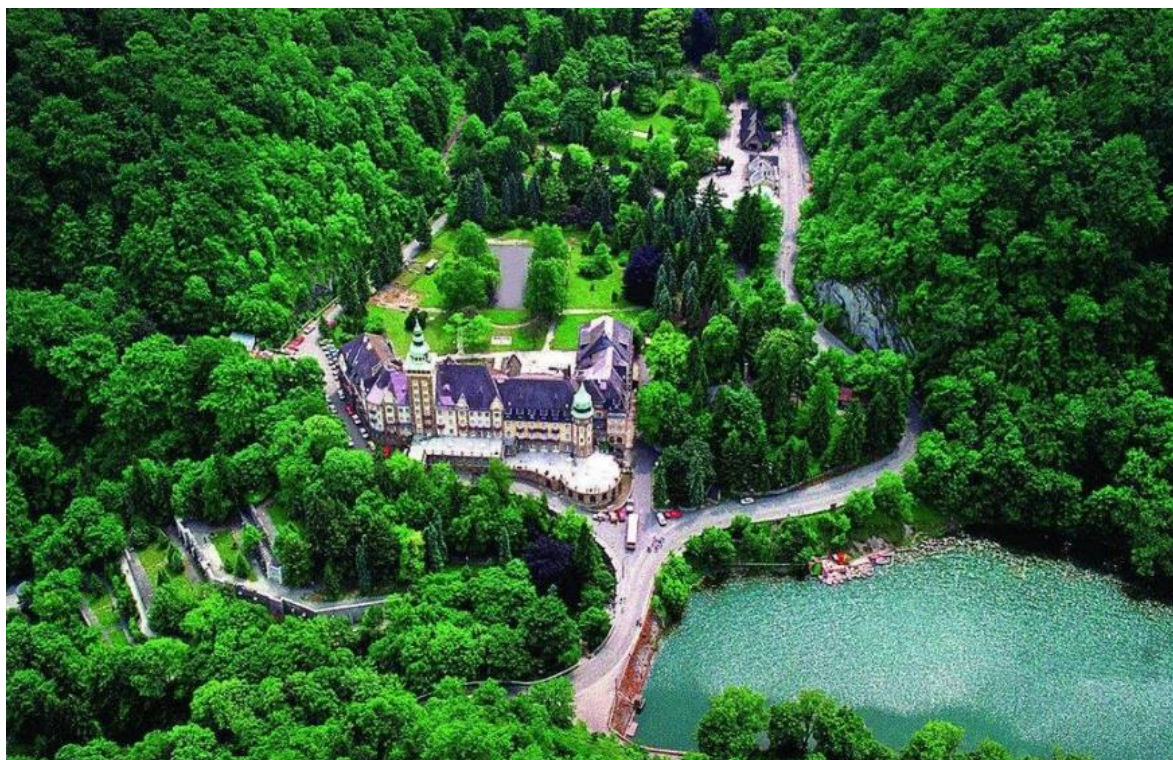


VII. MAGYAR FÖLDRAJZI KONFERENCIA KIADVÁNYA

2014 Miskolc

**Kiadó: Miskolci Egyetem
Földrajz – Geoinformatika Intézet**



*Szerkesztette:
Kóródi Tibor
Sansumné Molnár Judit
Siskáné Szilasi Beáta
Dobos Endre*

ISBN 978-963-358-063-9

DUNATERASZOK HELYZETE A VISEGRÁDI-SZOROSBAN ¹⁴⁹

BEVEZETÉS, KUTATÁSI HÁTTÉR, CÉLKITŰZÉS

A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulására elsőként Szabó (1862) keresett magyarázatot, így a kutatástörténet már több mint 150 éves múltra tekint vissza. A Duna-völgy legtöbb vitát kiváltó szakasza a Visegrádi-szoros, melynek fejlődését többféleképpen is magyarázták. Salamon (1878) korábbi tengerszorosként, Böckh (1898), Halaváts (1898) és Sóbányi (1906) felvidéki ösfolyók által preformált völgyszakaszként értelmezték, Vendl (1928) antiklinális mentén történő kialakulást feltételezett, míg Kádár (1955) regresszióval magyarázta. Legtöbbször (Cholnoky 1910, 1923, 1925; Strömpl 1913; Schaffarzik 1918; Noszky 1935; Kéz 1934, 1942; Bulla 1941, Pécsi 1959) azonban az antecedens völgyképződést valószínűsítették, melyet klimatikus és/vagy tektonikus okokra vezettek vissza. Láng (1952, 1955) ezt módosítva részben antecedens, részben ösfolyók által preformált eredetet feltételezett.

A geomorfológiai fejlődés mérföldköveit a folyóvízi teraszok jelentik, az ezekre vonatkozó ismeretanyagot a fent említett kutatók lépésről lépésre bővítették. A Visegrádi-szoros napjainkban is elfogadott teraszrendszerének elmélete Pécsi (1959) nevéhez fűződik, aki a korábbi kutatások eredményeit rendszerezte és a magyarországi Duna szakaszra vonatkozó új kutatásokkal egészítette ki. (1. ábra). Pécsi a Visegrádi-szorost antecedens völgynek tartja, mely klimatikus és tektonikus okok együttes hatására alakult ki.

Teraszok jele	I.		II.		III.	IV.
	a.	b.	a.	b.		
Pilismarótnál	–	6 m	15 m	25 m	70 - 80 m	110 - 130 m
Nagymarosnál	4 m	6 m	15 m	27 m	80 m	110 - 130 m
Kismarosnál	4 m	6 m	14 m	25 m	70 - 80 m	–
Teraszok jele	V.		VI.		VII.	VIII.
Pilismarótnál	140 - 160 m		180 - 220 m		240 - 260 m	–
Nagymarosnál	150 - 160 m		210 - 230 m		260 - 280 m	360 - 370 m
Kismarosnál	140 - 170 m		180 - 220 m		240 - 260 m	–

1. ábra: A Visegrádi-szoros teraszainak és szintjeinek rendszerezése relatív magasság alapján. Pécsi (1959)

¹⁴⁰ Szeberényi József: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet e-mail: szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu

¹⁴¹ Józsa Sándor: sandor.jozsa@geology.elte.hu

¹⁴² Alžbeta Medved'ová: FPV Univerzity Mateja Bela, Banská Bystrica e-mail: Alzbeta.Medvedova@umb.sk

¹⁴³ Juraj Holec: PríF Univerzity Komenského, Bratislava juraj.holec@uniba.sk

¹⁴⁴ Balogh János: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet e-mail: balogh.janos@csfk.mta.hu

¹⁴⁵ Fábíán Szabolcs Ákos: e-mail: smafu@gamma.ttk.pte.hu

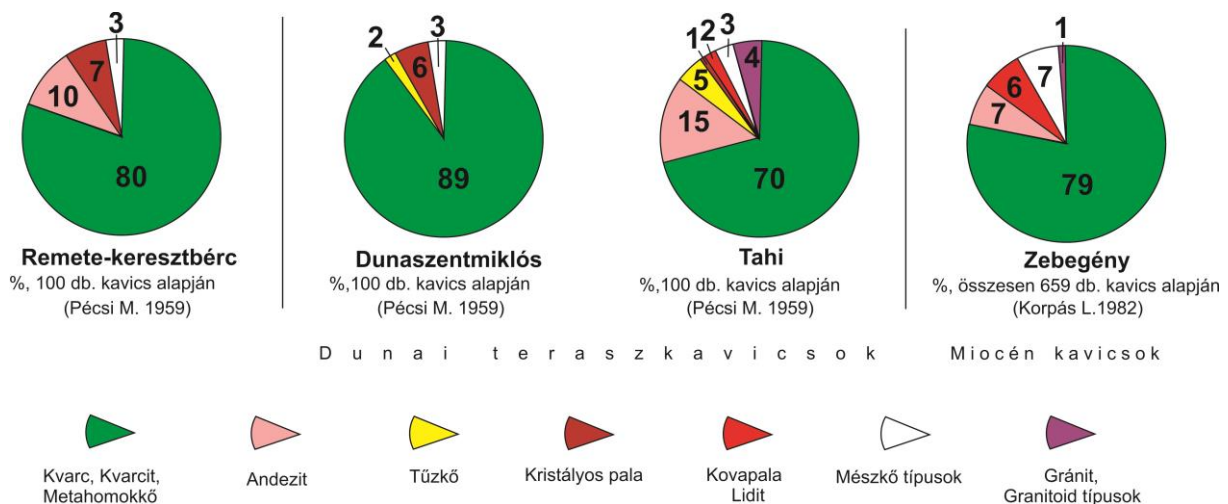
¹⁴⁶ Kis Éva: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet e-mail: kis.eva@csfk.mta.hu

¹⁴⁷ Varga György: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet. e-mail: varga.gyorgy@csfk.mta.hu

¹⁴⁸ Viczián István: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet e-mail: viczian.istvan@csfk.mta.hu

¹⁴⁹ A kutatást a Nemzetközi Visegrádi Alap ID 11410020 sz. pályázata, illetve a Szlovák Kutatási és Fejlesztési Ügynökség (Agentúra na podporu výskumu a vývoja) APVV-0625-11 sz. pályázata támogatta.

Az azóta eltelt évtizedekben egyre több kérdés merült fel a teraszrendszerrel illetően. Leginkább a kronológia (Hahn 1989; Gábris 1997, 2006, 2007; Ruskiczay - Rüdiger et al. 2005), illetve a Visegrádi-szoros magas teraszainak kialakulásának tekintetében (Schweitzer 2009, 2013). A magas teraszokkal kapcsolatban már Pécsi is felismerte és problematikusnak találta, hogy a folyóvízi üledékek a magas teraszok felszínéről majdnem mindenhol lepusztultak. A Remete-keresztbércen – azon rika előfordulásban, ahol a magas teraszokat kavicsok fedik – görgetettségi- és a kavicsok anyagi összetételére vonatkozó vizsgálatokat végzett, majd azokat Dunaszentmiklós VII. és a Tahi II/B terasz kavicsaihoz hasonlította (2. ábra). Ez alapján egyértelműen dunai eredetet állapított meg. Ugyanezeket a kavicsokat korábban Böckh (1899) a lajtamészke (Rákosi Mészke Formáció) kavicsos részeiből kipergett, kimállott és felhalmozódott miocén anyagnak tartotta (a lelőhelyre utaló megnevezés – *Kohlplatten* – a Harmadik Katonai felmérés térképe alapján azonosítható).



2. ábra: A Remete-keresztbérc kavicsainak összevetése a dunai terasz kavicsokkal és a miocén kavicsokkal

Tény, hogy partszegélyi kifejlődésű Rákosi Mészke Formáció közeteiben zárványként jelennek meg behordódott terasztrikus üledékek pl.: andezit tufa, agyag, agyagmárga, kőzetliszt, diatomit, homok, homokkő és kavics. A formáció a miocén vulkáni kőzetekre közvetlenül és diszkordánsan települ (Korpás 1998), keletkezési ideje (13-16 M év) foraminiferák alapján jól meghatározható (Koreczné Laki 1980). Felszíni előfordulásai a Visegrádi-szoros tágabb környezetében, a Börzsöny nyugati előterében, dél-szlovákiai előfordulásai (Bajtai Formáció, *Bajtavské súvrstvie*) pedig a Helembai-hegység Garam és Ipoly által határolt északi előterében ismertek (Seneš et al. 1971; Vass 2002). A miocén mészkeből kimállott kavicsok a közvetlenül a felszínen (vagy talajréteggel fedve) könnyen felhalmozódhatnak, amelyre szemléletes példa a zebegényi mészkebánya felső részében látható feltárás (1. kép). Böckh Hugó és Pécsi Márton elméletei tehát ellentmondanak egymásnak, amelyet napjainkig sem lehet tisztázni az azóta megvalósult kutatások eredményeinek felhasználásával sem:

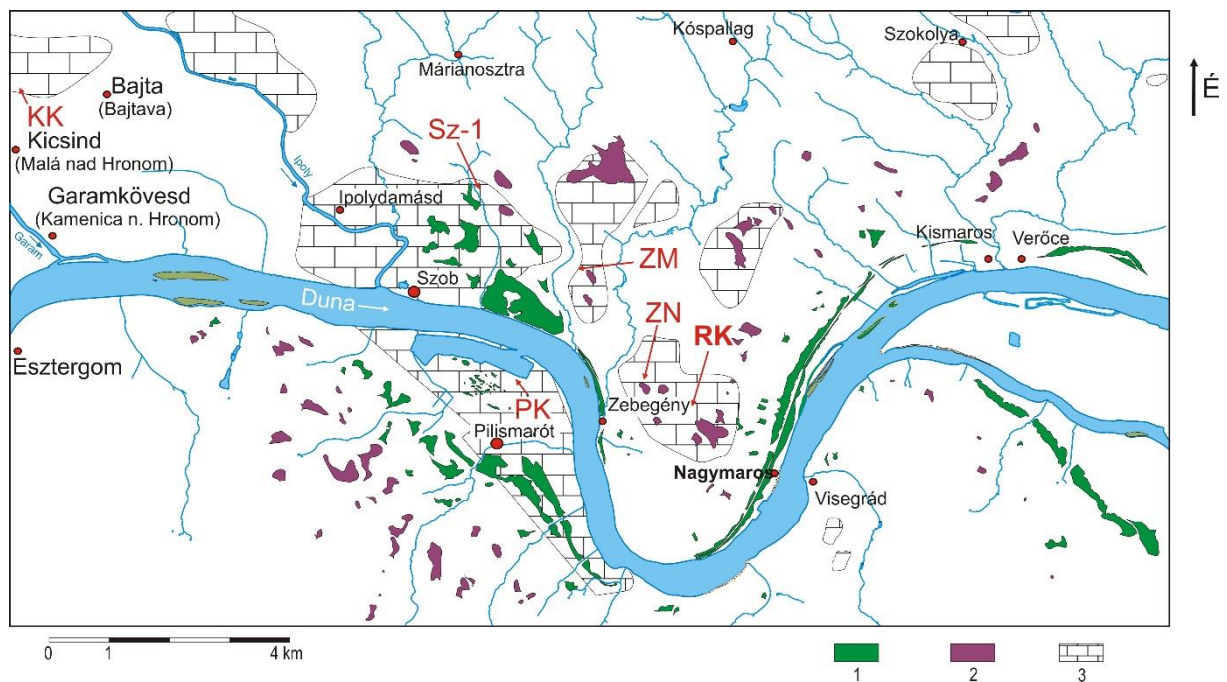
1. A földtani és a geomorfológiai térképek egymásra helyezésével megállapítható, hogy a Visegrádi-szoros teraszainak jelentős hányada – elsősorban a magas teraszok – a miocén mészke felszínén található (3. ábra). Ez egyszerre bizonyíthatja a dunai és a miocén eredet mellett, illetve előidézhette a kavicsok keveredését is.
2. A miocén kavicsok anyagi összetételét Korpás (1982) a zebegényi Nagykerék-hegyről, a zebegényi mészkebányából és a Szob-1 sz. fúrásból származó mintákban vizsgálta. Bár Pécsi eredményei szerint a Remete-keresztbérc kavicsai hasonlítanak a dunaszentmiklói és a tahi kavicsokhoz, Korpás (1982) vizsgálati eredményeit figyelembe véve mégsem lehet

kizárni a miocén eredetet, mert arányaiban és összetételében ennek is jól megfeleltethető (2. és 3. ábra).

3. Saját megfigyelések alapján elmondható, hogy Böckh elméletét a Remete-keresztbérc kavicsai között helyenként előforduló kisebb-nagyobb meszes konglomerátum-darabok (2. kép) támasztják alá.



1. kép: A Rákosi Mészke formáció kavicsos része és az abból kimállott kavicsok a zebegényi bánya feltárásában.
2. kép: A Rákosi Mészke Formáció kavicsos részének egy darabja a Remete-keresztbérc kavicsai között



3. ábra: A dunai teraszok (Pécsi M. 1959 alapján) és a Rákosi Mészke Formáció (Korpás és Csillagné 1999, Seneš et al. 1971 alapján) egymáshoz viszonyított helyzete.

Jelmagyarázat: 1= alacsony teraszok, 2= magas teraszok, 3= Rákosi Mészke Formáció, RK= Remete-keresztbérc, ZM= Zebegényi mészkőbánya, ZN= Zebegény, Nagykerek-hegy, PK= Pilismaróti kavicsbánya, KK= Kicsind, Köves-hegy, SZ-1= Szob-1 sz. fúrás.

A remete-keresztbérci kavicsok dunai eredetének bizonytalansága mindazonáltal kihatással lehet a Visegrádi-szoros teraszrendszerével – elsődlegesen a magas teraszok eredetével – kapcsolatos eddigi ismereteinkre is. Amennyiben a kavicsok nem dunai eredetűek,

úgy felvetődik a kérdés, hogy a magas teraszokként ismert geomorfológiai szintek valóban folyóvízi teraszok-e. Kutatásunk célja ezért a Visegrádi-szoros kialakulási körülményeire vonatkozó minél több információ megszerzése:

1. Eldönteni, hogy a Remete-keresztbérc kavicsai dunai terasz-, vagy miocén tengeri eredetre vezethetők vissza.
2. Megvizsgálni, hogy milyen viszony áll fent a magas- és alacsony teraszokhoz kapcsolódó geomorfológiai szintek, illetve a Duna-völgy között.

MÓDSZEREK

Petrográfiai módszer elmélete és vázlata: Vizsgálatunkkal arra a kérdésre kerestünk választ, hogy a Remete-keresztbérc környezetében talált felszíni kavicsanyag lehet-e dunai eredetű. Erre a célra általunk legalkalmasabbnak ítélt módszer az egyes kiválasztott lelőhelyek anyagának egymással történő összehasonlítása. A módszer alkalmazása során három csoportot hoztunk létre. A miocén tengeri környezetben lerakódott kavicsanyagának, pleisztocén dunai terazon lerakódott kavicsanyagának és a Remete-keresztbérc kérdéses eredetű kavicsanyagának összehasonlító vizsgálatát végeztük el.

Petrográfiai módszer leírása: A Visegrádi-szorosban végzett korábbi munkánk (Bradák et al. 2014) során használt „aprókavics-módszert” alkalmaztuk az egyes lelőhelyek anyagának egymással történő összehasonlításra. A módszer előnye, hogy az előzetesen meghatározott legkisebb kavics szemcseméret-tartomány egyidejűleg adja a legszélesebb spektrumot és a legmegbízhatóbb azonosítás lehetőségét. Tapasztalat alapján elmondható ugyanis, hogy az apró kavicszemcsék között még előfordulnak olyan ásványok és kőzetek, amelyek a nagyobb kavicsok közül már hiányoznak (elkoptak); de egyes összetevők sokkal biztosabban meghatározhatók, mint az ennél kisebb szemcseméret (homok) esetén.

Első fázisban a terepmunka során az apró kavicsot minden egyes mintavételi helyről begyűjtöttük. Mivel legmegfelelőbb a 2 mm körüli méret és egyben törekedni kell a lehető legszűkebb mérettartomány elérésére, jelen esetben a 2-2,5 mm-es alkalmaztuk.

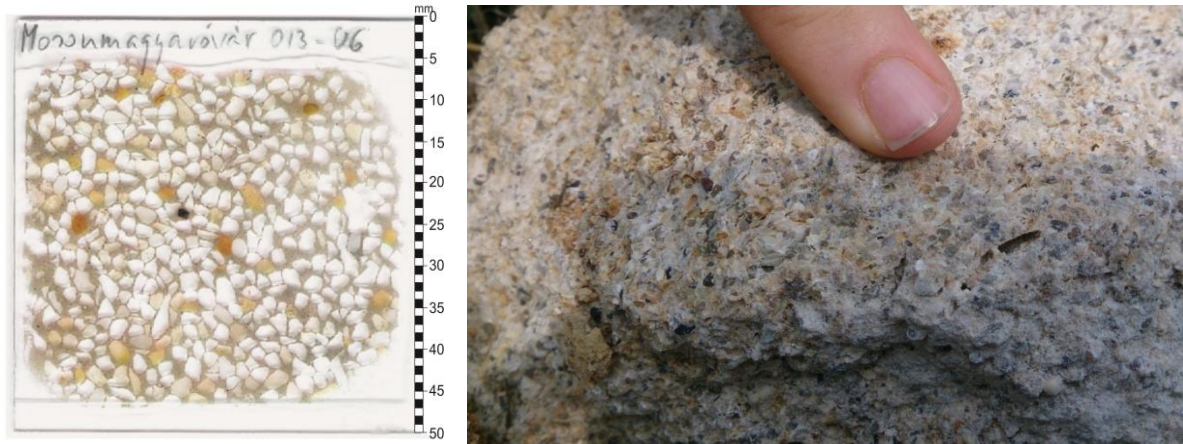
Második fázisban a minta előkészítése során az apró kavicsot tartalmazó mintákból száraz-nedves-száraz szitálással kinyertük a 2-2,5 mm-es frakciót. A kapott szemcséket megfelelő mennyiségű folyékony kötőanyaggal összekevertük és legalább 1 cm magas, 4×4,5 mm-es alapterületű vízhatlan edénybe tömködtük és hagytuk teljesen megkötni. Az így nyert szemcsevázú mesterséges konglomerátum anyagú téglatestekből 5x5 mm-es tárgylemezű vékonycsiszolatot készítettünk, amely legalább 350-400 szemcsét tartalmaz (3. kép).

Harmadik fázisban, az értékelés során, az elkészített vékonycsiszolatokat polarizációs mikroszkóppal tanulmányoztuk, a kavicsok anyagát azonosítottuk, mennyiségét megszámláltuk. A módszer alkalmazásával vált lehetővé minden egyes mintavételi helyen nagyszámú (több száz) törmelék szemcse nagy részének kőzetként való egyenkénti jellemzése.

Petrográfiai módszer lelőhelyeinek kijelölése: A mintavételi helyek kijelölése során törekedtünk arra, hogy pontosan visszakövethető, illetve a környezetet és a dunai magas teraszokat jól reprezentáló helyről vegyünk mintát. Fontosnak tartottuk továbbá, hogy az összehasonlításhoz olyan lelőhelyeket is bevonjunk a vizsgálatba, amelyek nem kapcsolhatók közvetlenül a Visegrádi-szoroshoz, kiküszöbölve ezzel olyan hibákat, amelyek a kavicsok utólagos áthalmazódásából származó keveredésből adódhatnak.

1. **Miocén kavicsanyag lelőhelye:** A miocén meszes konglomerátum a Visegrádi-szorosban több helyen is előfordul. A kavicsanyag nagyobb mennyiségben kerülhetett a Dunába, így ezek összehasonlítása során nem kívánt egyezések zavarhatják a vizsgálatok eredményeit. Az Ipolyon túli előfordulások esetén is természetesen lehet kapcsolat a dunai terasz kavicsok felhalmozódása során, de ez több áttételen keresztül történhetett, ami jelentősen

csökkenti az eredmények hibalehetőségeit. Igyekeztünk a formáció legtávolabbi előfordulásából mintát venni. Így esett a választás a Kicsind település felett magasodó Köves-hegy (Kamence) oldalában lévő előfordulásra. A kőzet-előfordulás előnye, hogy eleve apró kavicsos, így az összehasonlításra alkalmas, illetve a Visegrádi-szoroson kívül (Dunától független területen) van (4. kép).



3. kép: Az apró kavics módszer elkészült vékonycsiszolata

4. kép: A miocén meszes konglomerátum felszíni előfordulása Kicsind (Malá nad Hronom) felett.

2. *Pleisztocén teraszanyag lelőhelyei:* A dunai teraszanyag mintáit két helyről gyűjtöttük be, mely során cél volt a miocén kavicsanyaggal való keveredés lehetőségének elkerülése. Első esetben a Visegrádi-szorostól távol eső Mosonmagyaróvár, a másikkban a Visegrádi-szoros bejárati szakaszán található pilismaróti kavicsbánya anyaga lett megmintázva. A két teraszanyag együttesen nagyon jól reprezentálja a pleisztocén dunai kavicsok összetételét. Ellenőrzés céljából egy harmadik mintavételi pont kijelölésére is sor került Garamkövesdnél. Ennek célja, hogy a kicsindi miocén kavicsok és a pilismaróti dunai terasz kavicsok közötti esetleges kapcsolatot is megismerjük, ezáltal az esetleges egyezések miatti keveredés is tetten érhető, illetve a Remete-keresztbérc kavicsait így össze lehet vetni a Garam kavicsaival is.

3. A Remete-keresztbérc kavicsait a 350-360 m. tszf. magasságon található felszínről vettük. Ennek oka, hogy ez egyértelműen azonosítható Pécsi (1959) által meghatározott VII. sz. terasz szintjével.

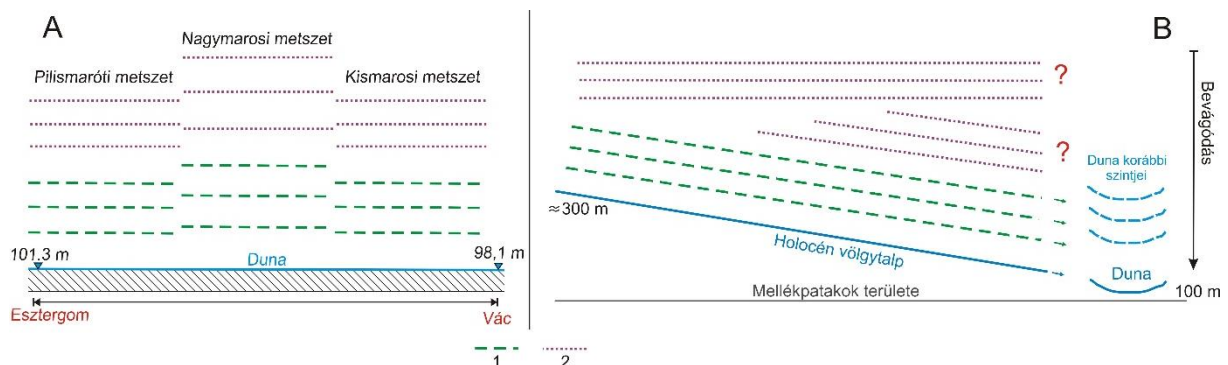
Geomorfológiai-Geoinformatikai módszer elmélete és vázlata: Vizsgálatunkkal arra a kérdésre kerestünk választ, hogy a magas teraszok kialakulása köthető-e a Dunához, vagy ezeket már Duna bevágódása előtti domborzat maradványfelszíneként lehet-e értelmezni. Amennyiben folyóvízi teraszokról van szó, a geomorfológiai szintek vonalának követnie kell a völgytalp esésgörbéjét, vagyis az egyes felszínek relatív magasság alapján rendszerbe illeszthetők. Egy korábbi domborzat maradványfelszínei esetén rendszer relatív magasság alapján nem állítható fel, de abszolút magasság alapján esetleg értelmezhető.

Az egyszerűnek tűnő módszer közvetlen alkalmazásának két akadálya van. Egyik probléma, hogy a Visegrádi-szoros Esztergom-Vác közötti 32 kilométeres szakaszán a Duna esése mindössze 3,2 méter, míg a magas teraszok egyes felszínei Pécsi (1959) által meghatározott geomorfológiai szintjeiben 20-30 méteres intervallumon belül szóródnak, ezért a két adat egymással nem vehető össze. Másik probléma, hogy a tektonikai mozgások hatására az egymással korrelálható szintek eltolódtak, így a szoros egyes metszeteiben egymástól eltérő magasságban jelennek meg (4/A ábra). Az eltolódás mértékét nem ismerjük pontosan.

Megoldást jelenthet a mellékpatakok területének vizsgálata, ugyanis a Duna közvetlen mellékvizei a folyó bevágódásának ritmusát követve alakították ki patakteraszukat. A

mellékpatakok völgytalpainak esése a Magas-Börzsönyből való kilépésük és a dunai torkolat között 200 méter körül van. A tektonikai töredezettség mértéke – kisebb terület lévén – várhatóan mérsékeltebb, mint a Visegrádi-szoros teljes területén. Érdeemes megvizsgálni ezen a területen, hogy milyen rendszer szerint rendeződnek a felszínek (4/B ábra), illetve ez a rendszer összekapcsolható-e a Visegrádi-szoros teraszrendszerével.

A vizsgálathoz mintaterületként a Visegrádi-szoros tágabb környezetének egy részét, a Délkeleti-Börzsönyt választottuk ki. Ennek oka, hogy a 144 km²-es dombsági-alacsony középhegységi terület jelentős része 100 (a Duna szintje) és 600 méter tszf. közötti, melynek 88%-a a dunai teraszok szintjében (100–370 méter tszf.) van. A domborzat – kisebb völgyszakaszoktól eltekintve – általánosan enyhe lejtésviszonyokkal rendelkezik, emiatt a már kialakult patakeraszok és maradványfelszínek kevésbé erodálódnak, így könnyebben felismerhetők a vizsgálat során.



4 ábra: A=Az alacsony és a magas teraszok Dunához való viszonya Visegrádi-szorosban. B=Az alacsony és magas teraszokhoz kapcsolódó geomorfológiai szintek völgytalpához való viszonya a Visegrádi-szoros mellékpatakok által felszabdalt tágabb környezetében. A vázlat magassági értékei tengerszint feletti magasságban értendők

Jelmagyarázat: 1= Alacsony teraszok és az ahhoz kapcsolódó geomorfológiai szintek, 2= Magas teraszok és az ahhoz kapcsolódó geomorfológiai szintek.

A mintaterület szintjeinek felismeréséhez a geoinformatika segítségével elkülöníthetők azok a részek, amelyek potenciálisan magukban hordozzák a maradványfelszínek és patakeraszok lehetőségét. A terület digitális domborzatmodelljéről leválogatott felszíneket abszolút vagy relatív magassági helyzetük alapján intervallumokba rendeztük és hisztogramon ábrázoltuk. Geomorfológiai szinteket akkor lehet meghúzni, ha a hisztogramon egyfajta szabályos elrendeződés tapasztalható. Erről akkor beszélhetünk, ha bizonyos intervallumokban kiugróan magas, a köztük lévőkben pedig alacsony értékek jelennek meg. A magas értékű intervallumokba rendeződött felszínek jelenthetik az egyes geomorfológiai szinteket. A vizsgálat ellenőrzéseként meg kell nézni, hogy a felállított rendszer kapcsolatba hozható-e a Visegrádi-szoros geomorfológiai szintjeivel. Amennyiben igen, ez az eredményeket erősíteni fogja.

Geomorfológiai-Geoinformatikai módszer leírása:

A digitális domborzatmodell Magyarország 1: 10 000 EOTR térképlapjai alapján, a szintvonalak bedigitalizálásával Józsa Edina segítségével készült, *Quantum GIS* környezetben. A DDM megbízhatóságának próbájaként 10 m-es szintközökkel újrageneráltattuk a szintvonalakat és összevetettük az eredeti állománnyal. A domborzatmodell vertikális felbontása 1,25-2,5 m, horizontális felbontása 10 m.

Vizsgálatunk során a dunai teraszok szintje (110–370 m. tszf) volt érdekes számunkra, így a terület ettől eltérő részeit kivettük az adatbázisból, újraosztályozás során 0 értéket kapott. Az adatbázisból kivettük a terület holocén ártereit és völgytalpait is, ugyanis ezek is közel sík felszíneket képeznek, de a vizsgálat szempontjából érdektelenek. Ezek kijelölését Telbisz

(2009) módszerével lehet végrehajtani, a „szomszédsági statisztikák” minimum szűrőjének alkalmazásával.

A hagyományos geomorfológiai térképezésnél 2,5 fok a sík felszín felső határa (Lovász 1965, 1968; Balogh 1983; Ádám és Pécsi 1985), ezért a lejtőkategória térképről ez alapján válogattuk le a felszíneket. A kapott adatbázis elemeit először abszolút, majd relatív magasság alapján 10 méteres intervallumokba soroltuk, végül ezek alapján meghúztuk a geomorfológiai szinteket.

EREDMÉNYEK

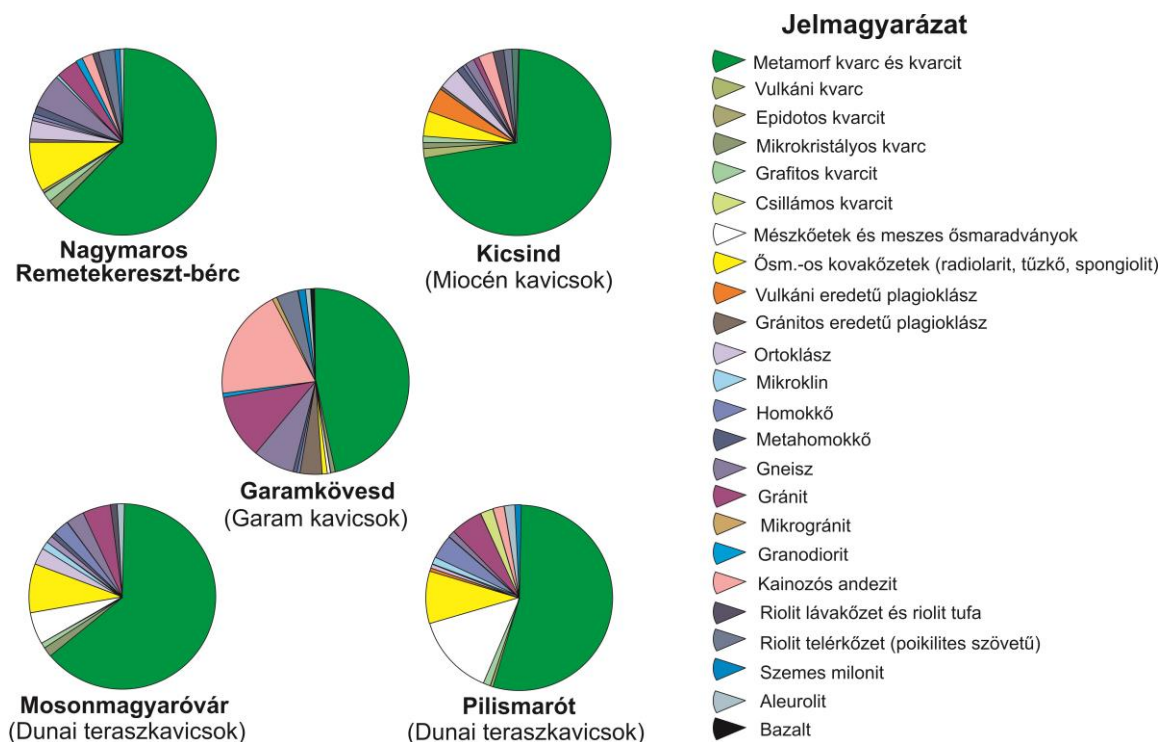
Petrográfiai módszer eredményei

A vizsgálat során az öt mintaterületről összesen 24 ásvány- és kőzetfajta különböztettünk meg (5. ábra), amely a korábbi vizsgálatok eredményeihez képest lényegesen sokszínűbb, így az összehasonlítás lehetőségét tágítja. Az egyes minták összetételének arányait tekintve egyértelműen megállapítható, hogy a Garam üledékében a többihez képest jelentős mennyiség- és minőségbeli különbség ismerhető fel, így a Remete-keresztbérc kavicsaival való hasonlóság kizárható. Ennek okai:

1. Olyan összetevők is megjelennek, amelyek máshol nem (pl.: bazalt vagy gránitos eredetű plagioklász),
2. A többi lelőhely bizonyos jellegadó elegyrészeinek teljes hiánya tapasztalható (pl.: ősmaradványos kovaközetek)
3. A gyakoribb kőzettípusok (kvarcitok, kainozoos andezit, gránit) teljesen eltérő arányát lehet felismerni.

A többi négy minta nagyobb hasonlóságot mutat egymással, így ezek összevetéséhez részletesebb vizsgálatot végeztünk. Az egyes mintákban található jellegzetesebb elegyrészek alapján meghatároztuk az alapvető paramétereket, illetve számos olyan anyagot különítettünk el, amelyek nem alkalmazhatók ilyen célra:

1. *Kvarcitok (más ásványmentes, grafitos- és muszkovitos)*. A kőzettípusok széles elterjedése és hasonló megjelenése miatt nincs olyan jellegzetes minőségi különbség, amely alapján az egyes lelőhelyek anyagát határozottan azonosítani lehetne.
2. *Kainozoos andezitek*. A Visegrádi-szorost vizsgálva túlzottan gyakori és változatos kőzet, így pontos azonosításukhoz további vizsgálatokra lenne szükség; továbbá a Visegrádi-szoros neogén üledékeinek alapkőzete, így az erózió hatására bármelyik mintában könnyen előfordulhat és keveredhet.
3. *Gneiszek, gránitok*. Az egyes mintákban nagyon változatosak és sok esetben durvaszemcsések, így rokonsági viszonyaik pontos megítéléséhez további részletes petrográfiai vizsgálatok lennének szükségesek. A vizsgálat jelen állása szerint nem mérvadóak.
4. *Riolittufa, epidotos kvarcit, mikrokristályos kvarc, csillámos kvarcit, mikrogránit, granodiorit, aleurolit*. Kis mennyiségük miatt nem jellegadóak.



5. ábra: Az öt lelőhely anyagának összetétele.

A dunai terasz kavicsok jellegzetességei a mosonmagyaróvári és pilismaróti minták alapján

A várakozásoknak megfelelően a két dunai lelőhely anyaga nagymértékben hasonlít egymásra. A két minta összesen 19 féle felismerhető ásvány- és közettípust tartalmaz. Az egyes közettípusok aránya és szöveti jellemzőik általában hasonlítanak. E tekintetben kivételt képeznek a karbonátok és a kvarcitok. A mosonmagyaróvári mintában a kvarcitok az összlet 65,8%-át, a karbonátok 4,94%-át teszik ki, míg a pilismaróti minta esetén a kvarcitok az összlet 56,8%-át, a karbonátok 12,5%-át adják. Ez a különbség azonban jól magyarázható a Gerecse környéki kőzetek behordódásával. Vizsgálataink alapján a dunai teraszüledékekből vett minták alkalmasak a miocén anyaggal való összehasonlításra. A minták jelentős része kvarc és kvarcit, amely mellett az alábbi jellegadó elegyrészek jelennek meg:

1. *Karbonátos kőzetek:* Az elsősorban mezozoos, jól koptatott szemcsék gyakran tartalmaznak ősmaradványokat, esetenként kovásodást mutató nagy mennyiségben jelennek meg.
2. *Homokkövek és metahomokkövek (6%):* változatosak, de egyes fajtái szöveti jellegzetességeik alapján azonosíthatóak (6/A. ábra).
3. *Radiolarit, spongiolit és mikrokvarcit (összefoglalóan tűzkő; 7,6%):* A radiolaritok két alapvető típusa különböztethető meg. Kisebb része világos színű és gyakran mutatnak karbonátosodást, nagyobb része sokkal sötétebb színű (sötétvörös és sötétbarna), egyes fajtái szöveti jellegzetességeik alapján jól azonosíthatóak (6/C. ábra).
4. *Káliföldpátok:* A leggyakoribb kristályos kőzetekben, mint pl. a gránitokban és a gneiszekben a kvarc mellett ez a legelterjedtebb ásvány, ennek megfelelően az ortoklász (2,7%) és a mikroclin (3,6%) is jellegadó mennyiségben jelenik meg.

A miocén kavicsok jellegzetességei a kicsindi minta alapján

A Rákosi Mésző Formáció kavicsos tagozatából készített vékonycsiszolat 52,7%-ban tartalmazott a befogadó kőzetből származó apró törmelék szemcséket. A vizsgálati eredményekbe ezt értelemszerűen nem számítottuk bele, így a kicsindi minta 17 féle ásvány- és közettípust tartalmaz. Vizsgálataink alapján a miocén anyag a dunai teraszüledékekkel való

összehasonlításra alkalmas. A minták jelentős része (64,7%) kvarc és kvarcit, amely mellett az alábbi jellegadó elegyrészek jelennek meg:

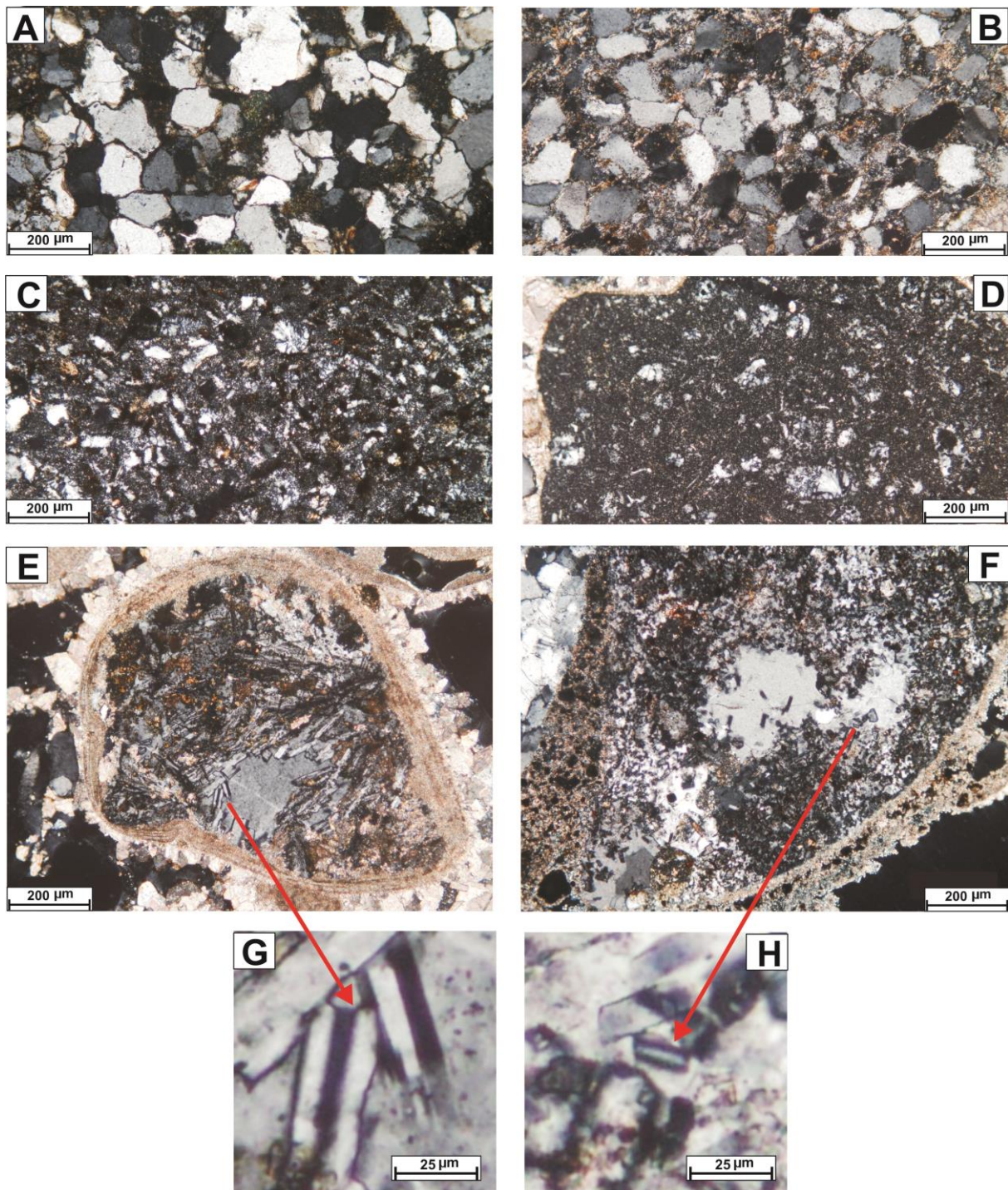
1. *Karbonátos kőzetek*: Kizárólag kainozoos ősmaradványgazdag társaság formájában, igen nagy mennyiségben jelenik meg. Az anyag jól azonosítható a Rákosi Mészke Formáció karbonátos kőzeteivel. Feltűnő a mezozoos karbonátok teljes hiánya, ami a dunai teraszanyagtól jól megkülönbözteti.
2. *Homokkövek és metahomokkövek (8,8%)* változatosak, de szöveti jellegzetességeik alapján azonosíthatóak és a dunai anyagtól elkülöníthetőek (6/B. ábra).
3. *Radiolarit, spogiolit és mikrokvarcit (összefoglalóan tűzkő; 3,9%)*: A dunai teraszanyag radiolaritjaival ellentétben itt a sötétebb színűek nem találhatóak meg, a világos színűek pedig nem mutatnak karbonátosodást. Szövege jól elkülöníthető a dunai anyag radiolaritjaitól (6/D. ábra).
4. *Káliföldpátok* A leggyakoribb kristályos kőzetekben, mint pl. a gránitokban és a gneiszekben a kvarc mellett ez a legelterjedtebb ásvány, ennek megfelelően az ortoklász jellegadó mennyiségben (3,4 %) jelenik meg. A mikroklin teljes hiánya éppen az ásvány általános gyakorisága miatt feltűnő, ennél fogva a dunai teraszanyagtól jól megkülönböztethető.
5. *Poikilites mozaikos szövetű riolit*: A szubvulkáni teléreként értelmezhető anyag ezen típusa általában ritka és különleges, ennél fogva kiválóan azonosítható szöveti jellegzetességgel rendelkezik. Alapanyaga durva szemcsés kevés porfiroz elegyrésszel. Poikilites szövetében a mozaikot adó kvarc vékony földpát léceket (legvalószínűbben szanidinek vagy albitos összetételű plagioklászok) foglal magában (6/G-H. ábra).

Remete-keresztbérc kavicsainak jellemzői és összehasonlító elemzése

A Remete-keresztbérc kavicsai 18 féle ásvány- és kőzettípust tartalmaznak. Vizsgálataink alapján tehát a miocén anyag a dunai teraszüledékekkel való összehasonlításra alkalmas. A minták jelentős része (59,7%) kvarc és kvarcit, amely mellett az alábbi jellegadó elegyrészek jelennek meg:

1. *Karbonátos kőzetek*: A minta nem tartalmaz mezozoos karbonátos kőzeteket, amely alapján egyértelműen elkülöníthető a mosonmagyaróvári és pilismaróti dunai teraszanyagtól, ugyanakkor jól összeegyeztethető a kicsindi miocén kavicsokkal.
2. *Radiolarit, spogiolit és mikrokvarcit (összefoglalóan tűzkő; 7,8%)*: A sötétebb színű radiolaritok nem találhatóak meg, a világos színűek pedig nem mutatnak karbonátosodást. Ez a kicsindi miocén kavicsok radiolaritjainak jellegzetességét mutatja.
3. *Homokkövek és metahomokkövek (4,7%)*: Változatosak, de szöveti jellegzetességeik alapján a kicsindi miocén kavicsok jellegzetességeit mutatják.
4. *Káliföldpátok* Az ortoklász jellegadó (3,4%), a mikroklin (0,4%) elenyésző mennyiségben jelenik meg. Ez az ásvány általános gyakorisága miatt feltűnő, ennél fogva a dunai teraszanyagtól jól megkülönböztethető, bár a jelenléte miatt a miocén kavicsanyaggal fenntartás nélkül sem párhuzamosítható.
5. *Poikilites mozaikos szövetű riolit*: Ritka előfordulása és szöveti jellegzetessége miatt jól azonosítható és a kicsindi miocén kavicsanyaggal egyértelműen párhuzamosítható.

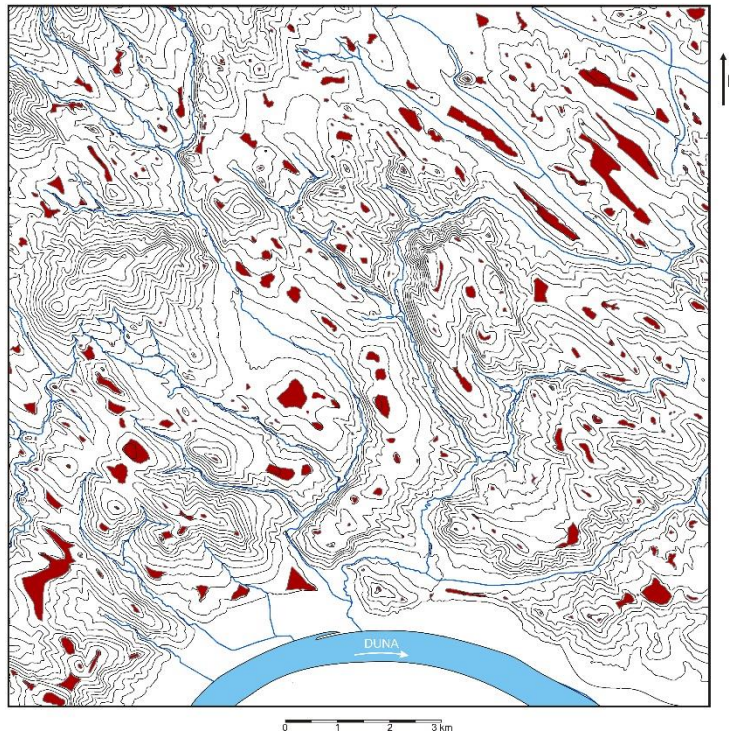
Összességében elmondható, hogy a Remete-keresztbérc kőzetanyaga a dunai teraszanyagtól jól megkülönböztethető, egyúttal a miocén kavicsokhoz hasonlítható.



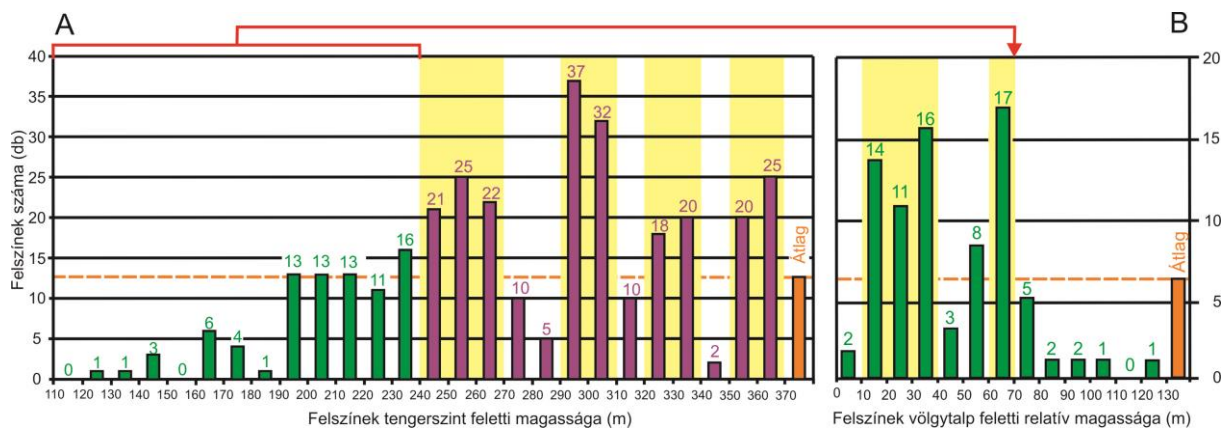
6. ábra: A miocén és a dunai kavicsanyag petrográfiai jellegzetességei. A= a miocén anyag jellemző homokköveinek szöveti jellege, B= a dunai anyag jellemző homokköveinek szöveti jellege, C= a miocén anyag jellemző radiolaritjainak szöveti jellege, D= a dunai anyag jellemző radiolaritjainak szöveti jellege, E= poikilites mozaikos szövetű riolit a kicsindi miocén anyagból, F= poikilites mozaikos szövetű riolit a Remete-keresztbérc anyagából, G= a mozaikot adó kvarc vékony földpát léceket tartalmaz (kicsind), H= a mozaikot adó kvarc vékony földpát léceket tartalmaz (Remete-keresztbérc).

Geomorfológiai-geoinformatikai módszer eredményei

A mintaterület digitális domborzatmodelljéről összesen 329 darab felszint különítettünk el (7. ábra), a leválogatott felszíneket tengerszint feletti magasságuk alapján intervallumokba rendeztük (8/A. ábra).



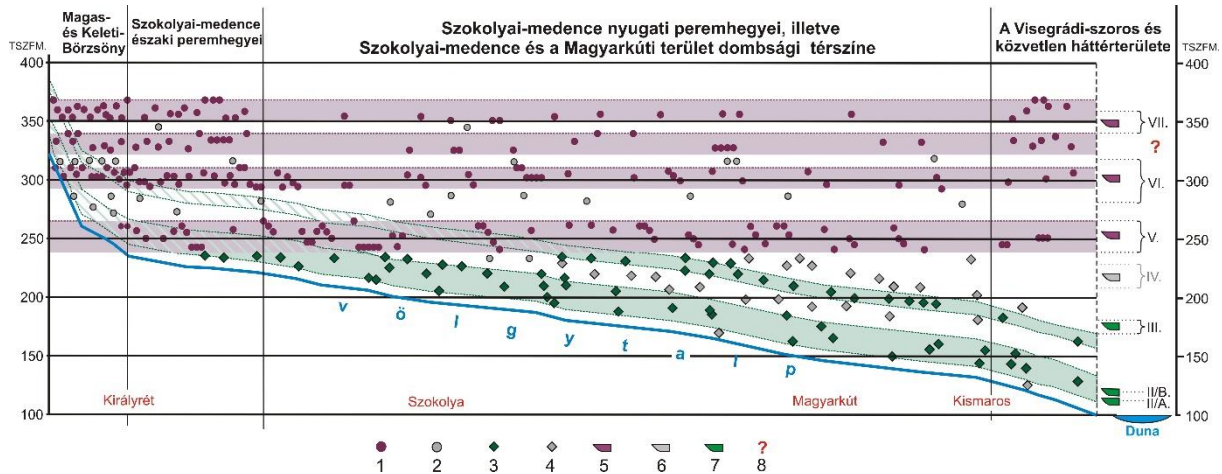
7. ábra: A kutatási terület maradványfelszínei a jelenlegi vízhálózat feltüntetésével.



8. ábra: A= A kutatási terület alacsony (zöld) és magas (lila) helyzetű felszíneinek 10 méteres szintközökben való megoszlása tengerszint feletti magasság szerint. B= A kutatási terület alacsony helyzetű felszíneinek 10 méteres szintközökben való megoszlása völgytalp feletti relatív magasság szerint

A hisztogram jobb oldalán (240–370 méter tszf) több oszlop is kiugró – az átlagot jelentős mértékben meghaladó – értéket vesz fel, amelyek kisebb csoportokba rendeződnek (240–270, 290–310, a 320–340 és a 350–370 méter tszf). Ezek között alacsony értékű intervallumok jelennek meg, így a magas helyzetű felszínek geomorfológiai szintjei meghúzhatók. A hisztogram bal oldalán (110-240 méter tszf) található oszlopok között nincsenek kiugróan magas értékek. Ezek az adatok nem illeszkednek az abszolút magasság alapján felállított rendszerbe, ezért ezekből az adatokból a völgytalp feletti relatív magasságot figyelembe véve újabb hisztogramot készítettünk (8/B. ábra). Ebben az elrendezésben két markáns kicsúcsosodás tapasztalható. Az egyik egy szélesebb (10-40 méter között), a másik szűkebb (60-70 méter között) tartomány. A két oszlopcsoportot alacsony értékű intervallum választja el egymástól, illetve a 80 méter feletti tartományban sincs értékelhető információ. Az eredmény alapján megállapítható, hogy az alacsony helyzetű felszínek relatív magasság alapján szabályosságot mutatnak.

Az alacsony helyzetű felszínek a völgytalp esésgörbéjéhez igazodó patakteraszokként, a magas felszínek a jelenlegi vízhalózati előtti domborzat maradványfelszíneiként értelmezhetők. A vizsgálati módszer nem tisztázza egyértelműen a patak völgyek felső szakaszán található felszínek helyzetét, ahol a völgytalp vonala a korábbi domborzati felszíneinek vonalait metszi, az ide eső felszínek eredetének pontosításához további vizsgálatok szükségesek. Jól látható azonban az, hogy a Délkeleti-Börzsöny területén lévő felszínek két különböző rendszer szerint jeleníthetők meg, amely a domborzat fejlődése szempontjából is jelentős.



9. ábra: A Délkeleti-Börzsöny felszínei és azok elhelyezkedése abszolút és relatív magasság szerint, összevetve Pécsi (1959) által meghatározott teraszokkal.

Jelmagyarázat: 1= Szintekhez illeszkedő magas helyzetű felszínek, 2= Szintekhez nem illeszkedő magas helyzetű felszínek, 3= Szintekhez illeszkedő alacsony helyzetű felszínek, 4= Szintekhez nem illeszkedő alacsony helyzetű felszínek, 5= Magas teraszok, 6= Alacsony teraszok, 7= A Kismarosi metszetben hiányzó terasz-szint, 8= dunai teraszhoz nem kapcsolható geomorfológiai szint.

A vizsgálat eredményének a Visegrádi-szoros Duna-teraszaiával való összevetése során – kisebb eltérésekkel – két egymáshoz alapvetően jól kapcsolódó rendszer vázolható fel (9. ábra). A magas helyzetű felszínek közül a 240–270, a 290–310 méteres felszínek jól összeegyeztethetők a Duna V. és VI. teraszaiával, illetve a 350–370 méteres szint 10 méteres eltéréssel kapcsolható a VII. teraszhoz. A Délkeleti-Börzsöny 320-340 méteres felszínei nem kapcsolódnak dunai teraszhoz. Az alacsony helyzetű felszínek közül a 10-40 méteres geomorfológiai szint intervalluma lefedi a II/A és a II/B terasz szintjét, a 60–70 méteres pedig 10 méteres eltéréssel kapcsolható a Visegrádi-szoros III. teraszához. Az fiatal szintek közül a dunai IV. teraszhoz kapcsolódó felszíneket a vizsgálat során nem találtunk, bár ezt a teraszt Pécsi sem mutatta ki a Visegrádi-szoros ide vonatkozó *Kismarosi metszetében* (lásd 1. ábra).

KÖVETKEZTETÉSEK, DISZKUZZIÓ

Kutatásunk során olyan tisztázatlan kérdésekre kerestük a választ, amely a jelentős hatással van a Visegrádi-szoros jelenleg érvényben lévő teraszrendszer idősebb szintjeinek eredetére nézve.

Petrográfiai elemzés során összehasonlításos módszerrel kimutattuk, hogy a *Remete-keresztbérc magas felszíneit fedő kavicsok miocén eredetűek, minden bizonnyal a Rákosi Mésző Formáció kavicsos részeinek erodálódása után halmozódtak fel*. Véleményünk szerint tehát a kavicsok akkumulációja nem köthető a Dunához. Ez alapján kérdésessé válik a Visegrádi-szoros magas helyzetű geomorfológiai szintjeinek folyóvízi eredete is, de további vizsgálatokig fent kell tartanunk a kavicsok utólagos áthalmozódásának lehetőségét is.

Geomorfológiai-geoinformatikai vizsgálatunk során mintaterületünkön felismertük a Visegrádi-szoros közvetlen vízválasztóján túli terület geomorfológiai szint-rendszerét, majd ezt összekapcsoltuk a dunai teraszrendszerrel. Vizsgálatunk eredménye, *hogy a Visegrádi-szoros magas teraszaihoz kapcsolódó háttérterület felszínei a jelenlegi vízhálózat kialakulása előtti domborzat erodált maradványaiként értelmezhetőek*. Véleményünk szerint az eredmény a földrajzi közelség, a közvetlen vízrajzi viszony és a vizsgálat során kimutatott közvetlen geomorfológiai kapcsolat mentén – első közelítésben – a Visegrádi-szoros teraszaira kiterjeszhető. Ez alapján kérdésessé válik a magas helyzetű geomorfológiai szintek dunai eredete is, de eredményeink egyértelmű általánosításához ugyanezeket a vizsgálatokat el kell végezni a Visegrádi-szoros bal parti bejárati szakaszán, illetve a jobb parti be- és kijárati szakaszán egyaránt.

Mindkét egymástól független vizsgálat eredményével kapcsolatban vannak még kérdések, de egymást erősítve leszögezik annak lehetőségét, hogy a Visegrádi-szoros magas teraszai a Duna bevágódása előtt már létrejöttek. Ezzel ellenkező – vizsgálatokkal alátámasztott véleményt – eddig kizárólag Pécsi (1959) fogalmazott meg a Remete-keresztbérc kavicsai alapján, amit ő dunai eredetűnek határozott meg. Pécsi következtetéseit jelen kutatás petrográfiai eredményei alapján megcáfoltuk tartjuk.

Vizsgálataink eredményei mindenképpen új megvilágításba helyezik és megfontolás fontolás tárgyává teszik a magas teraszok eredetének kérdését, illetve tovább erősítik a korábban felmerült lehetőség szükségességét: a Visegrádi-szoros teraszrendszerének újragondolását.

FELHASZNÁLT IRODALOM

ÁDÁM L., PÉCSI M. (szerk.) 1985. Mérnökgeomorfológiai térképezés. MTA-Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. 189 p.

BALOGH J. 1983. Lejtőszög és lejtőkitettségi viszonyok a Pannonhalmi-dombság és a Bakony északi előterében. *Földrajzi Értesítő* (32) 3-4. pp. 515-517.

BRADÁK B., KISS K., BARTA G., VARGA GY., SZEBERÉNYI J., JÓZSA S., NOVOTHNY Á., KOVÁCS J., MARKÓ A., MÉSZÁROS E., SZALAI Z. 2014. Different facieses and palaeoenvironments of Late Pleistocene, Verőce outcrop, Hungary – Preliminary results. – *Quaternary International* (319) pp. 119-136.

BÖCKH H. 1899. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve - XIII. kötet, Franklin Társulat Könyvnyomdája, Budapest, 1899-1902. pp.1–59.

BULLA B. (1941): A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. *Földrajzi Közlemények*, (69), pp. 199–230.

CHOLNOKY J. (1910): Az Alföld felszíne. *Földrajzi közlemények*, (38), pp. 413-436.

CHOLNOKY J. (1923): Általános földrajz. – Tudományos Gyűjt. Pécs-Budapest. II. k.

CHOLNOKY J. (1925): A Folyóvölgyekről. – *MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő* 41, pp. 101–108.

GÁBRIS GY. 1997. Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi közlemények*, (125), pp. 3-16

- GÁBRIS GY. 2006. A Magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében. *Földrajzi közlemények*, (134), pp. 123-133.
- GÁBRIS GY. 2007. Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani közlöny*, (137), pp. 515-540.
- HAHN GY. 1989. A magyarországi kavicsszintek és teraszok kronológiai átértékelésének gyakorlati jelentősége. *Földtani Kutatás* 4. pp. 59-63.
- HAHN GY. 1989. Magyarországi löszök és teraszok új kronosztratigráfiai tagolásának alapjai. – *Földrajz* A sorozat, Bányászat 64, Miskolci Egyetemi kiadó. pp. 63-113.
- HALAVÁTS GY. (1898): A Budapest-vidéki kavicsok kora. *Földtani Közlöny*, (28), pp. 291–299.
- KÁDÁR L. 1955. A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. – Dunántúli Tudományos Gyűjtemény, Pécs, pp. 3–18.
127.
- KÉZ A. (1934): A Duna Visegrádi áttörése. *MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő* (50), Budapest, pp. 713–747.
- KÉZ A. (1942): Az erózióról és a terraszokról. *Földrajzi Közlemények*, (70), pp. 1–32.
- NOSZKY J. 1935. Budapest környékének helvétien rétegei. *Földtani közlöny*, (65), pp. 163–182.
- KORECZNÉ LAKY I. (1980): A Börzsöny-hegység miocén képződményeinek Foraminifera vizsgálata. – Kézirat MÁFI Adattára, Budapest.
- KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1982. Magyarázó a Börzsöny-Dunazug hegység földtani térképeihez I-II. MÁFI.
- KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999. A Börzsöny–Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe. Méretarány 1:50 000, MÁFI.
- KORPÁS L. (szerk.) 1998. Magyarázó a Börzsöny és Visegrádi-hegység földtani térképéhez. – MÁFI, Budapest, 178p.
- LÁNG S. (1952): A Börzsöny geomorfológiája. *Földrajzi Értesítő*, Budapest. 1 pp. 315-336, 443–465.
- LÁNG S. (1955): A Márta és a Börzsöny természeti földrajza. Akadémiai kiadó, Budapest, 512 p.
- LOVÁSZ GY. 1965. A reliefenergia új ábrázolása. *Földrajzi Értesítő* (14) 1. pp. 131-145.
- LOVÁSZ GY. 1968. A mezőgazdálkodásban hasznosítható természeti földrajzi kutatások célja és módszere. *Földrajzi Közlemények* (16) 4. pp. 314-328.

PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.

RUSZKICZAY RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ., HORVÁTH E. 2005. Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Band (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . *Tectonophysics*, 410. 1-4. pp. 173-187.

SALAMON F. 1878. Buda-Pest története, I. kötet – Buda-Pest az ókorban, 155 p.

SCHAFARZIK F. 1918. Vác városa fiatalabb pleisztocén (diluvális) terrasza. *Hidrológiai Közlöny*, (1), pp. 40–44.

SCHWEITZER F. 2009. Az Ős-Dunától a Duna-szabályozásig: A Duna magyarországi szakaszának korai története. *História* (31), 1. pp. 21.24

SCHWEITZER F. 2013. A Pannon-medencebeli folyóhálózat kialakulása. – In: Kis É. (szerk). Teresztrikus domborzatfejlődés a Vértes és a Gerecse környezetében a felső-miocéntól a holocénig. MTA-CSFK, Budapest. pp. 49-73.

SENEŠ, J. et al. 1971. Korrelation des Miozäns der Zentralen Paratethys (Stand, 1970). *Geol. Zbor.* 22, 1, SAV, Bratislava, 3-9.

SÓBÁNYI GY. 1906. A Duna balparti mellékfolyóinak hydrográfiája. Matematikai és Természettudományi közlemények. 28. Kötet.

STRÖMPL G. 1913. A Visegrádi Dunaszoros és a Pesti síkság fiatalabb kavicstelepei. *Földtani Közlöny*, 43, pp. 328-331.

SZABÓ J. 1862. Egy kontinentális emelkedés és süllyedésről Európa délkeleti részén. – A Magyar Tudományos Akadémia Évkönyve, (10), 93 p.

TELBISZ T. 2009. Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása a karsztos területek geomorfológiai térképezésében. A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai, ppt.

VASS, D. 2002. Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén, ŠGÚDŠ, Bratislava, 202.

VENDL A. 1928. Adatok a Duna nagymaros-szentendrei szakaszának ismertetéséhez. *Hidrológiai Közlöny*. VII-VIII. 26.

HARMADIK KATONAI FELMÉRÉS, OSZTRÁK-MAGYAR MONARCHIA 1869-1887, Méretarány: 1:75 000. Digitized maps of the Habsburg Empires, Arcanum 2007.