

A BÜKKALJAI VÍZFOLYÁSOK KANYARULAT- FEJLETTSÉGÉNEK VIZSGÁLATA: SZERKEZETFÖLDTANI OKOK ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

PECSMÁNY PÉTER

AN ANALYSIS OF THE SINUOSITY INDEX OF STREAM CHANNELS
IN THE BÜKKALJA:
STRUCTURAL GEOLOGICAL CAUSES AND CONCLUSIONS

Abstract

Rivers react relatively quickly to epirogenetic movements. This is also confirmed through laboratory experiments (OUCHI, S. 1985; MARPLE, R. T.–TALWANI, P. 1993; TWIDALE, P. 1996, 2004). Many river-related surface-forming processes and forms are used for studying fault activity, for example: channel formation, channel braided, variation of channel width, change of channel depth and river terraces (etc.). However, these processes and forms can be caused by climate change, so the form alone does not prove the structural activity of the area (SCHUMM, S. A. 1986, 2005; PINTER, N. C. 1996; PETROVSZKI J. 2013). Such morphological change is the development of river sinuosity, which is often used to justify the activity of faults. Several Hungarian and foreign researchers have been investigating this phenomenon, but have mainly examined larger rivers. The purpose of this work is to examine the sinuosity of the Bükkalja creeks. I tested and refined the procedure associated with scaling in order to explain the possible causes of changes in the sinuosity of the creeks.

Keywords: neotectonics, fault activity, morphotectonics, river morphology, river sinuosity, GIS, landscape evaluation

Bevezetés

A vízfolyások viszonylag gyorsan reagálnak a szerkezeti mozgások okozta süllyedésre és/vagy emelkedésre, ezt a terepasztalon végzett kísérletek is bizonyítják (OUCHI, S. 1985; MARPLE, R. T.–TALWANI, P. 1993; TWIDALE, P. 1996, 2004). A szerkezeti aktivitás vizsgálatára számos, vízfolyásokhoz köthető felszínalakító folyamatot, formát használnak. Ezek a teljesség igénye nélkül: mederképződés, fonatosodás, mederszélesség-változás, mocsarak feltöltődése, medermélység-változás, hordaléklerakás, degradáció, folyóvízi teraszok. A munkavégző képességet azonban az éghajlatváltozások is módosíthatják, így az alakítópólya önmagában nem bizonyítja, csak sejteti a terület szerkezeti aktivitását (SCHUMM, S. A. 1986, 2005; PINTER, N. C. 1996; PETROVSZKI J. 2013). Mindezek ellenére a nemzetközi szakirodalomban igen elterjedt a vízfolyás hossz menti kanyargósság-változásának (TIMÁR G. [2003a] szerint kanyarfejltség) tektonikai szempontú vizsgálata (HOLBROOK, J.–SCHUMM, S. A. 1999; KELLER E. A.–PINTER, N. 2002; MARPLE, R. T.–TALWANI, P. 2010; PIŠÚT, P. 2006; RAJ, R. 2007; SCHUMM, S. A. 1986, 2005), amivel a közelmúltban számos magyar kutató is foglalkozott (TIMÁR G. 2003a, 2003b; PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. 2010; ZÁMOLYI, A. et al. 2010; GÁL, J. et al. 2010; PETROVSZKI, J. et al. 2012; KOVÁCS G. 2013; PETROVSZKI J. 2013). Számunkra is kimagasló TIMÁR G. (2003a, 2003b) és PETROVSZKI J. (2013) munkássága, akik a Kárpát-Pannon-térség alluviális folyóinak kanyarulat-fejltségét vizsgálva igazolták az egyes vetőzónák szerkezeti aktivitását. E kutatások jelentős hányada azonban csak a nagyobb vízfolyásokkal foglalkozott és nem egy adott törés, hanem sok esetben egy vetőzóna aktivitására vontak le következtetéseket.

Munkám során célom az volt, hogy a sokkal kisebb bükkaljai vízfolyások kanyarulat-fejlettségét megvizsgáljam, rávilágítsak az ilyen léptékben történő vizsgálatok problémáira, valamint magyarázatot adjak e vízfolyások kanyarulat-fejlettségében bekövetkezett változások lehetséges okára.

A vizsgált terület elhelyezkedése, földtani és felszínalaktani bemutatása

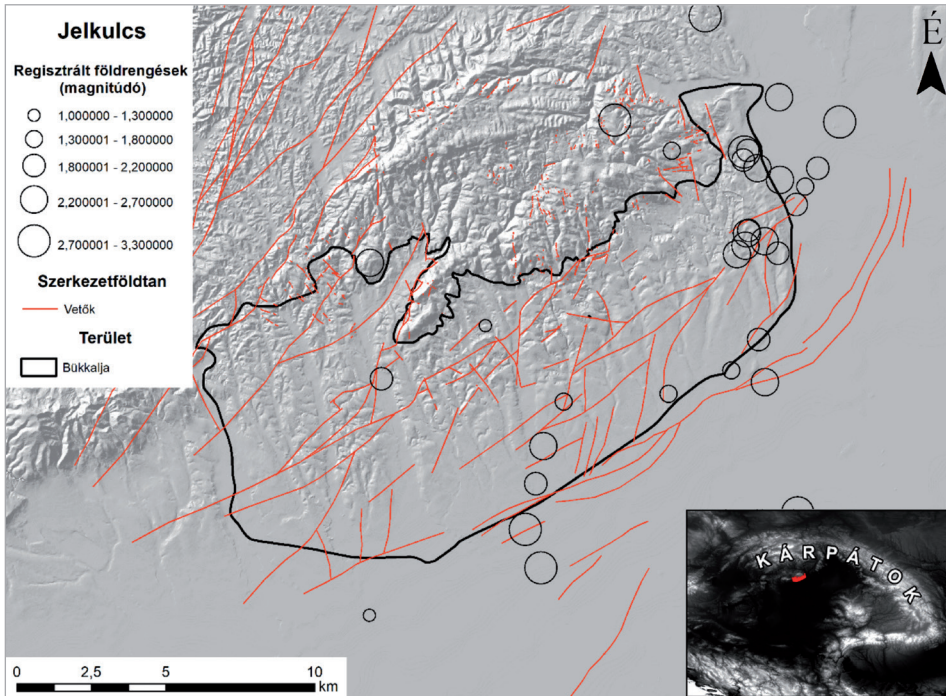
A Bükkalja a Mátraerdő (Észak-magyarországi-középhegység), azon belül a Bükkvidék egyik kistája (HAJDÚ-MOHAROS J.–HEVESI A. 1997). Az akadémiai tájbeosztás a Kács–Tibolddaróc-vonal mentén Egri- és Miskolci-Bükkaljára, valamint a DNy-i Bükkbe beöblösödő Tárkányi-medencére tagolja (DÖVÉNYI Z. [szerk.] 2010). É-i határát a középidői kőzetek megjelenésénél húzhatjuk meg, D felé fokozatosan megy át a Heves–Borsodi Mezőségbe. K-i és Ny-i határát a Sajó és a Tarna szerkezetileg előrejelzett völgye jelöli ki, a Bükkháttól pedig a Színva völgye választja el (HEVESI, A. – PAPP, S. 1979).

Földtani értelemben a Bükkalján a Miskolctól Demjénig, ÉK–DNy-i irányba húzódó, a Bükköt D-DK-ről határoló, 8–10 km széles dombvidéket értjük, amely DDK felé fokozatosan simul az Alföldbe (PENTELENYI L. 2002).

A Bükk hegység fő tömegét adó középidői kőzetek a Bükkalja É-i peremén még a felszínen vannak, azonban a terület nagy részén az eocén-oligocén szerkezeti mozgások következtében a mélybe zökkentek (HEVESI A. 2002; PENTELENYI L. 2002). Rájuk az óharmadidőszak változó kiterjedésű és mélységű tengerének tengeri és tengerparti üledékei települtek. A miocénban lezajlott robbanásos tűzhányótevékenység (18,2–14,4 millió éve) hozta létre azt a helyenként 700 m vastagságot is elérő horzsaköves piroklaszt-ár kőzeteket (ignimbrít) és tufaréteget, amely ÉK–DNy-i csapásirányban, majdnem 50 km hosszú és 10 km széles sávban húzódik a Bükkalján (LUKÁCS R. et al. 2018). A vulkáni tevékenység erőssége, anyagmennyisége és minősége az évmilliók során folyamatosan változott (LUKÁCS R. 2009; LUKÁCS, R. et al. 2018). A Bükkalja harmadán a késő-miocénban (főként pannonban) agyagos, homokos rétegek váltakozásából felépülő tengeri, tavi és folyóvízi üledékek települtek (LESS GY. et al. 2002). A pleisztocén lejtőüledékek helyenként 5 m vastagon borítják a felszínt; e rétegek vastagsága a Heves–Borsodi Mezőség felé folyamatosan nő (PINCZÉS Z. 1978; PÉCSI M. 1991).

Szerkezetföldtani szempontok alapján a Bükkalja Ny-on a Darnó Deformációs Zónáig, D-en és DK-en a Vatta–Maklár-árkon túl, a Tisza–Sajó összefolyásáig terjed (PETRIK, A. et al. 2014; PETRIK, A. et al. 2016; PETRIK A. 2016). A terület a Bükki Szerkezeti Egység részét képezi, amely a Közép-magyarországi nyírózóna és a Balaton-vonal között található Közép-magyarországi-főegységen helyezkedik el (HAAS J. et al. 2014). A Bükkalján az eddigi kutatások 11 deformációs fázist különítettek el a paleogéntől napjainkig (PETRIK A. 2016). A törésvonalak nagy része párhuzamos az Észak-magyarországi-középhegység csapásirányával, emellett erre merőleges ÉNy–DK-i csapásirányú törések alakultak ki. Ezekre a D-i irányú lépcsőzetes lezökkenés (PINCZÉS. Z. 1978; PENTELENYI L. 2002; LESS GY. et al. 2002) jellemző. A pannon elején a D8-as fázis normálvetős mozgásokat jelez, de erre nincs közvetlen bizonyíték, viszont nagy valószínűséggel ekkor az ún. mesztervetők normálvetőként működtek, ennek következtében süllyedt a mélybe a Vatta–Maklár-árok, amelyet nagyjából 1 km vastag üledék töltött ki. A süllyedés a D9/D10 fázisban is folytatódott, amit a deltaüledékek vastagsága is mutat (PETRIK A. 2016). A pliocéntól a medence litoszféra-léptékű deformációja eredményeként jelentős függőleges mozgások zajlottak a Kárpát-medence területén (HORVÁTH, F.–CLOETINGH, S. 1996; CLOETINGH,

S. et al. 2006; HORVÁTH, F. et al. 2006). A D11 fázis (pliocén-negyedidőszak) a Bükk fő kiemelkedési szakaszát jelzi, amikor a hegységet nem teljesen fedő pannon-pliocén (?) összleteket a vízfolyások lepusztították (PETRIK A. 2016). A terület jelenlegi szerkezeti aktivitásáról a közelmúlt földrengései is tanúskodnak (TÓTH, L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018) (1. ábra).



1. ábra A Bükkalja és környékének szerkezeti térképe (LESS GY. et al. 2002; GYALOG F.–SÍKHEGYI L. 2005; PETRIK A. 2016), az észlelt földrengések erőssége és epicentruma (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)
 Figure 1 Structural geological map of Bükkalja and surrounding (LESS GY. et al. 2002; GYALOG F.–SÍKHEGYI L. 2005, PETRIK A. 2016), magnitudes and epicenters of the detected (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)

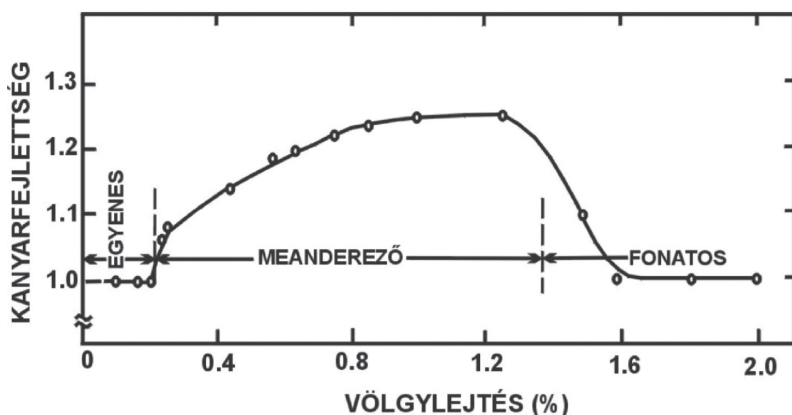
A Bükkalja felszínalaktani szempontból a Bükk hegység D-i, kettős osztatú hegyláb-felcsúcsa, amely a negyedidőszak során bekövetkezett szerkezeti és éghajlatváltozások következtében ÉÉNy–DDK-i irányú teraszos fővölgyekkel és azokra merőleges mellék-völgyekkel közepesen és enyhén feltagolódott (MARTONNÉ ERDŐS K. 2000; DOBOS A. 2002). A terület átlagos völgyűrűsége 1,8 km/km², a vízfolyások átlagos fajlagos esése pedig 7,70 m/km. Az átlagosnál nagyobb völgyűrűséget és fajlagos esést a már említett miocén vulkanitokkal fedett területen mérték (VÁGÓ, J. 2010; VÁGÓ J. 2012).

Hazánk e legkiterjedtebb hegységelőtéri dombsága (HEVESI, A.–PAPP, S. 1979; MARTONNÉ ERDŐS K. 2000) 90 és 524 m közötti tszf-i magasságú domborzattal rendelkezik, a terület átlagos függőleges tagoltsága (relatív relief) (saját számítások alapján) 77 m/km², míg az általános lejtés DDK-i irányú, ami megegyezik a fővölgyek futásirányával (VÁGÓ J. 2012).

A szerkezeti mozgások vízfolyásokra gyakorolt hatása – kutatástörténeti áttekintés

Könyvében CHOLNOKY J. (1926) mutatott rá arra, hogy a kéregmozgások befolyásolják a völgyfejlődést és ezzel karöltve a vízfolyás alakrajzi sajátosságait. A munkavégző képesség és az elvégzendő munka aránya alapján három szakaszjellet különített el egymástól. A munkavégző képességet és az elvégzendő munkát azonban számos tényező, például a medret kitöltő vízhozam, a hordalék mennyisége, a meder szélessége, mélysége, a víz sebessége, a meder esése és érdessége együttesen befolyásolja (ROSGEN, D. L. 1994), ezekre azonban a környezeti tényezők megváltozása is hatást gyakorol (SCHUMM, S. A.–LICHTY, R. W. 1965).

SCHUMM, S. A. és KHAN, H. R. (1972) modellkád-kísérlettel bizonyították, hogy az esés és a hordalékhozam szorosan összefügg a vízfolyás alaktípusával. Kévs esés esetében a folyó egyenes marad, majd e tényezők növekedésével a vízfolyás először kanyarulatot kezd fejleszteni, meanderezővé válik. A kanyarulat megjelenésekor a kanyarulat fejlettsége az 1,3-at meghaladja, majd növekedésével folyamatosan fonatossá válik a meder (2. ábra). Az általuk elvégzett kísérlet eredménye jól illeszkedik LANE, E. W. (1957), ACKERS, P. és CHARLTON, F. G. (1971) terepi megfigyeléseihez (PETROVSZKI J. 2013).

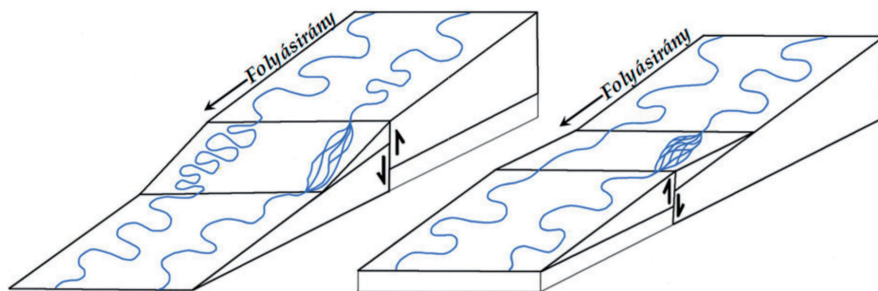


2. ábra A völgylejtés és kanyarulat-fejlettség kapcsolata SCHUMM, S. A. és KHAN, H. R. modellkád-kísérlete alapján. *Forrás:* PETROVSZKI J. 2013.

Figure 2 The connection between valley slope and sinuosity index according to the flume experiments of SCHUMM, S. A. and KHAN, H. R. *Source:* PETROVSZKI J. 2013.

OUCHI, S. (1985) szintén modellkád-kísérleteivel, valamint terepi megfigyeléseivel igazolta, hogy a deformáció környezetében a vízfolyás alaktípusa megváltozik (3. ábra). A vízfolyás a lejtés növekedésével törekszik az esésének megtartására a vízfolyás hosszának megnövelésével, ezért elkezd kanyarulatot fejleszteni (OUCHI, S. 1985) vagy fonatossá fejlődik (HOLBROOK, J.–SCHUMM, S. A. 1999; KELLER, E. A.–PINTER, N. 2002). Ezt a jelenséget jómagam is tapasztaltam az általunk készített folyóvízes terepasztalon. Nagy lejtés esetében fonatos jelleg alakul ki, míg ellenkező esetben szövedékes (OUCHI, S. 1985; MARPLE, R. T.–TALWANI, P. 1993; TWIDALE, P. 1996, 2004; PETROVSZKI J. 2013). A jelenség természetesen függ a hordalék típusától és a terület földtani környezetétől (OUCHI, S. 1985; PETROVSZKI J. 2013).

ADAMS, J. (1980) az eddigi kanyarulat-fejlettség és mederlejtés közötti kapcsolat eredményeire alapozva vizsgálta meg a Mississipp, Missouri, Kansas, Illinois vízfolyások



3. ábra A vertikális felszínmozgások hatása a folyók alakjára, alaktípusára OUCHI, S. (1985) alapján.
 Forrás: PETROVSZKI J. 2013.

Figure 3 The effects of structural movements on the rivers shapetype, according to the experiences of OUCHI, S. (1985). Source: PETROVSZKI J. 2013.

egyes szakaszait. A Mississippi New Madrid és Memphis közötti szakaszának szerkezeti aktivitását később geofizikai vizsgálatokkal és a fiatal üledékekben megjelenő szeizmikus eredetű üledék-folyósodási jelenségekkel is megerősítették, igazolva a New Madrid vetőzóna meglétét (LANGENHEIM, V. E. 1995; POLLITZ, F. F. et al. 2001; TUTTLE, M. P. et al. 2002; VAN ARSDALE, R.–ELLIS, M. A. 2004; WANG, Z. 2007).

MARPLE, R. T. és TALWANI, P. (1993, 2000) a Parti-síkságot (USA) keresztülvágó Keleti Parti Vetőrendszer neotektonikai aktivitását próbálta bizonyítani geomorfológiai vizsgálatokkal, köztük a vízfolyások morfológiájában tapasztalható anomáliákkal. A vetőrendszer meglétét később TALWANI, P. és DURA-GOMEZ, I. (2009) geofizikai módszerekkel is bizonyította.

A Pannon-medence vízfolyásai és mélyszerkezet-aktivitása közötti kapcsolatot számos hazai kutató vizsgálta. Közülük is kiemelkedő TIMÁR G. (2003a, 2003b) és PETROVSZKI, J. (2013) és társainak (2010, 2012) munkássága, akik a kanyarulat-fejlettség és a szerkezet közötti kapcsolatot vizsgálták. PETROVSZKI J. (2013) eredményei is igazolják SCHUMM, S. A. (1977) azon feltevését, hogy az esés és a kanyarulat-fejlettség között kapcsolat áll fenn és a kanyarulat-fejlettség kiszámítása alkalmazható a függőleges irányú kéregmozgások vizsgálatára. Vizsgálata során 38 metszéspontban mintegy 28 vető tektonikai aktivitását igazolta (73%-os eredmény).

Az esettanulmányokból kitűnik, hogy síkságokon, völgyek alluviumán folyó vízfolyások kanyarulat-levégásait függőleges kéregmozgások, földrengések is előidézhetik. E szerkezetmozgások jelentősen befolyásolják a vízfolyás alaktani sajátosságait. Ha kanyarulat-levégás nem is történik, a vízfolyás kanyarulat-fejlettsége (szinuszitása) akkor is megváltozik. Az eséstől függően változik az is, hogy a vízfolyás adott szakasza fonatossá vagy szövedékessé válik-e (OUCHI, S. 1985; MARPLE, R. T.–TALWANI, P. 1993; TWIDALE, P. 1996, 2004; PETROVSZKI J. 2013). Fontos azonban megjegyezni, hogy a szerkezeti mozgások, habár jelentős befolyást gyakorolnak a meder morfológiai változására, azonban ezt a víz- és hordalékmennyiség megváltozása is előidézhetheti, így a mellékfolyóknak, mellék völgyeknek, valamint az éghajlatnak is hatása van a mederre, ezen kívül az alapközet szerepe sem elhanyagolható (PETROVSZKI J. 2013).

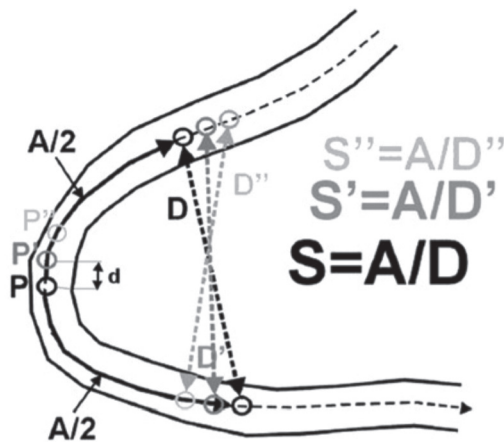
A kanyarulatfejlettség kiszámítása és ábrázolása

A kanyarulat fejlettségét (TIMÁR G, [2003a] szerint kanyarfejlettség/vízfolyás szinuszitása) (S) a meder menti távolság (A) és a légvonalbeli távolság (D) hányadosaként adhatjuk meg (SCHUMM, S. A. 2005; PETROVSZKI J. 2013) (1. képlet).

$$S = \frac{A}{D} \quad (1)$$

A módszertan a következő volt: először is a PETROVSZKI, J. és TIMÁR, G. (2010) által is használt Második Katonai Felmérés (HOFSTÄTTER, E. 1989; JANKÓ A. 2001; TIMÁR, G. 2004; TIMÁR, G. et al. 2006) térképeinek felhasználásával bedigitalizáltam a vízhálózatot, hiszen az ebből az időszakból származó térképeken még a mederrendezés előtti állapotokat tudjuk megfigyelni. A térképek felvételezésének és georeferálásának pontossága ~150–200 m között alakult a vizsgálati területen (TIMÁR G. et al. 2006). Fontos azonban megjegyeznünk, hogy a terület D-i részén, valamint egyes patakoknál még a Bükkalja területén a vízfolyások egyenes, mondhatni vonalzószerű meghúzott szakaszai medermunkálatokra utalnak, így a digitalizálás D-i határát a „mederrendezéses” szakasz megjelenése jelentette (kicsit tovább digitalizáltam, az esetleges adathiány kiküszöbölése érdekében). Az É-i határt a VÁGÓ J. (2012) általi lehatárolás képezte. A kanyarulat-fejlettség adatait pedig a LESS Gy. és munkatársai (2002) 1:50 000-es, valamint GYALOG L. és SÍKHEGYI F. (2005), valamint PETRIK A. (2016) 1:100 000-es méretarányú földtani térképein megjelenített szerkezeti vonalakkal vettem össze.

Minden vízfolyást külön digitalizáltam, majd a PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. (2010) által használt módszert alkalmaztam, aminek lényege, hogy a bedigitalizált vízfolyást először meghatározott egyenközű egyenlő szakaszokra (d) osztottam fel (az én esetemben $d = 10$ m), majd ezek után a vonalas (polyline) állományt pont-állománnyá alakítottam át. Mivel a pontok egyenlő távolságra helyezkedtek el egymástól, ezért A kanyar menti távolságot (A) a d többszöröséből meg lehetett adni ($d = 10$ m; $P = 10$ pont akkor $A = 100$ m). A pontok x és y koordinátáinak meghatározásával pedig két pont eukleidészi-távolságát lehetett meghatározni (D). E két érték hányadosa adja meg a kanyarulat-fejlettséget (S), ami a $P/2 + 1$ pontra vonatkozik (4. ábra).



4. ábra A vízfolyás kanyarfejltségének számítása. Forrás: PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. 2010.
Figure 4 Calculation of Sinuosity Index. Source: PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. 2010.

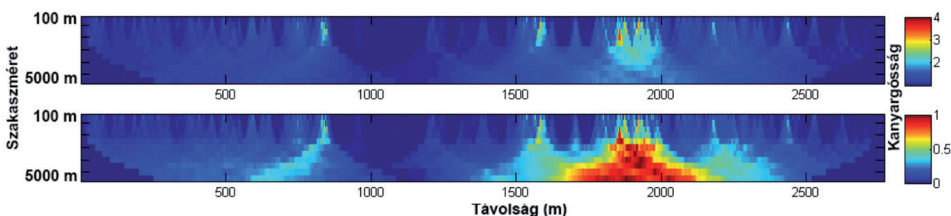
Az értéket minden pontra kiszámoltam, majd folyamatosan változtattam a szakaszméretet – PETROVSZKI J. és TIMÁR G. (2010) szerint ablakméretet – ($A = 100, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000$ m) és újraszámoltam a pontok szinusztitását. A módszertanból fakad, hogy a vízfolyás alsó és felső szakaszán szakaszmérettől (A) füg-

gően adathiánnyal (az én esetemben maximum 2500 m) kell számolnunk, hiszen a számított értékek a $P/2 + 1$ pontra vonatkoznak (l. 4. ábra).

PETROVSZKI J. (2013) munkájában normálást nem alkalmazott az adatrendszeren. Én azonban jobbnak láttam, hogy a kiszámolt kanyarulat-fejlettségi értékeket 0 és 1 közé skálázom. Az adatok [A; B] intervallumba való transzformálása:

$$d'_{ij} = A_j + (B_j - A_j) \cdot \frac{d_{ij} - \min(d_{ij})}{\max(d_{ij}) - \min(d_{ij})}$$

A skálázására véleményem szerint egyrészt azért volt szükség, hogy a kiugró értékeket kezeljem, így a kisebb és nagyobb változások is egységesen megjelennek az ábrázolás során, másrészt pedig, hogy a vízfolyásokat össze tudjam hasonlítani egymással, mivel nagyjából hasonló nagyságrendű vízfolyásokról van szó. Ezek után „heatmap-” (magyarul: hőtérkép-) szerűen ábrázoltam a skálázott értékeket (5. ábra), így minden szakaszméretet meg tudtam jeleníteni (PETROVSZKI, J. és TIMÁR, G. [2010] munkájukban ezt VAN BALEN, R. T. et al. [2008] féle „kanyarfejlettségi spektrumnak” nevezik).



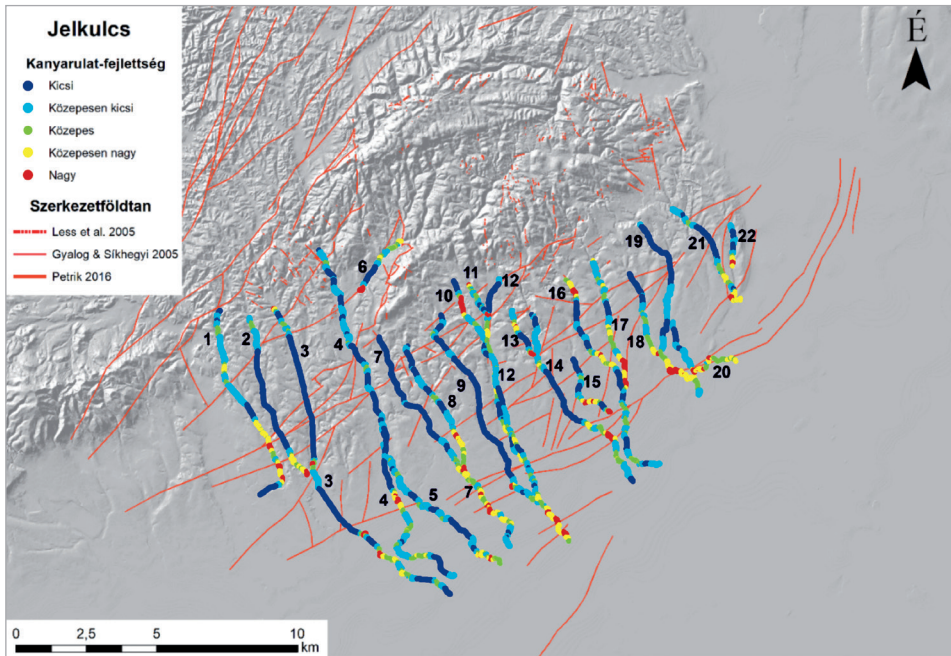
5. ábra A Tardi-patak kanyarulat-fejlettségének „heatmap” szerű ábrázolása. A felső a skálázatlan kanyarulatfejlettség, az alsó az 0 és 1 közé skálázott értékek

Figure 5 Sinuosity heatmap (spectral) of Tard creek. Top is a normal sinuosity index and bottom is scaled values between 0 and 1

Az ábrázolás ebben az esetben kulcsfontosságú bír, hiszen ha a kanyarulat-fejlettség változása a kisebb és a nagyobb szakaszméret mellett is megjelenik (5. ábra – piramisszerű formák kirajzolódása a kanyarulat-fejlettségi spektrumon), akkor lehetséges, hogy szerkezeti okok is közrejátszanak a kanyarulat-fejlettség megváltozásában (PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. 2010; PETROVSZKI, J. et al. 2012). Ez a piramisszerű alakzat mind a skálázott, mind pedig a skálázatlan adatok esetében is megnyilvánult.

A „heatmap”-szerű ábrázolás mellett lehetőségünk van a kanyarulat-fejlettségek térképi ábrázolására is.

LACZAY J. (1982) a kanyarulat-fejlettség alapján meghatározott fejletlen (< 1,1), fejlett (1,1–1,4), érett (1,4–3,5) és túlfejlett (> 3,5) kanyarulatokat. Ez azonban nem alkalmazható az általam vizsgált vízfolyásoknál. Sok esetben 3,5-nél nagyobb kanyarulat-fejlettséget nem sikerült mérni. A térképi ábrázolás során minden vízfolyásnál 5 intervallumot határoztam meg, az optimális szakaszméret hisztogramjában bekövetkező megtörések alapján. PETROVSZKI J. (2013) az adott szakaszméret hisztogramjának vizuális vizsgálata alapján határozta meg ezeket az értékeket, jómagam ennek szubjektivitását kiküszöbölve a Natural Breaks (Jenks) parancs segítségével ArcGIS 10.1 szoftverben automatikusan határoztam meg határokat minden patak esetében külön-külön, majd PETROVSZKI J.-hoz (2013) hasonlóan azonos színnel ábrázoltam azokat, így minden vízfolyás esetében meg tudtam különböztetni kis, közepesen kicsi, közepes, közepesen nagy és nagy kanyarulatokat (6. ábra).



6. ábra Vízfolyások kanyarulat-fejlettsége és a Bükkalja szerkezetföldtani térképe.

Forrás: LESS GY. et al. 2002; GYALOG F.–SÍKHEGYI L. 2005; PETRIK A. 2016.

- 1 – Kígyós-, 2 – Szóláti-, 3 – Laskó-, 4 – Eger-, 5 – Rima-, 6 – Tárkányi-, 7 – Ostoros-, 8 – Novaji-, 9 – Kánya-, 10 – Szoros-, 11 – Cseresznyés-, 12 – Hór-, 13 – Cserépváraljai-, 14 – Tardi-patak, 15 – Száraz-tó-ér, 16 – Kács-, 17 – Sályi-, 18 – Geszti-, 19 – Csincse-, 20 – Kis-Csincse-, 21 – Kulcsárvölgyi-, 22 – Nyéki-patak

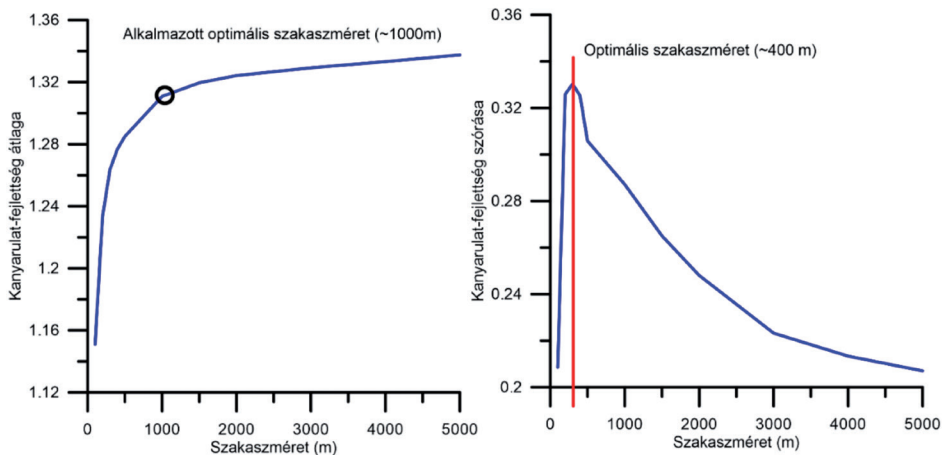
Figure 6 Sinuosity Index of Stream Channels and Structural Geological map of Bükkalja.

Source: LESS GY. et al. 2002; GYALOG F.–SÍKHEGYI L. 2005; PETRIK A. 2016.

- 1 – Kígyós-, 2 – Szólát-, 3 – Laskó-, 4 – Eger-, 5 – Rima-, 6 – Tárkány-, 7 – Ostoros-, 8 – Novaj-, 9 – Kánya-, 10 – Szoros-, 11 – Cseresznyés-, 12 – Hór-, 13 – Cserépváralja-, 14 – Tard-creek, 15 – Száraz-tó-ér, 16 – Kács-, 17 – Sály-, 18 – Geszt-, 19 – Csincse-, 20 – Kis-Csincse-, 21 – Kulcsárvölgy-, 22 – Nyék-creek

Térképi ábrázolás során felmerül a kérdés, milyen szakaszméretet ábrázoljunk, vizsgáljunk. LANCASTER, S. T. és BRASS, R. L. (2002) az eltérő szakaszméretekkel számított kanyarulat-fejlettségek elemzésével (l. később) határozta meg az optimális szakaszméretet, ami a neotektonikával hozható kapcsolatba. TIMÁR G. (2003a) ezt elsőnek alkalmazta a Kárpát-medencében a Tisza Tokaj és Szeged közötti szakaszán, PETROVSZKI J. (2013) pedig a Kárpát-Pannon-térség általa vizsgált alluviális vízfolyásaira. A módszer lényege az, hogy minden egyes szakaszméret esetében megvizsgáljuk az adatok szórását és átlagát. LANCASTER, S. T. és BRASS, R. L. (2002) alapján TIMÁR G (2003a) és PETROVSZKI J. (2013) azt a szakaszméretet választotta, ahol a legmagasabb volt a szórás, azonban az én esetemben ez nagyon kis szakaszméretet eredményezett (400 m), ami túlságosan is elaprózta volna a megjelenítést (valószínűleg ez a vízfolyás nagyságától és a felbontástól is függ). Ha egy vízfolyás különböző szakaszméretekkel számított átlagos kanyarulatfejlettség-értékeit a szakaszméret függvényében ábrázoljuk Descartes-féle derékszögű koordináta-rendszerben, akkor a szakaszméretetek növekedésével hirtelen megnő a kanyarulat-fejlettség átlagértéke, majd gyors emelkedés után „stagnálni” kezd, ezt követően kisebb léptékű átlagérték-emelkedés figyelhető meg (7. ábra). TIMÁR G. (2003a) ezt a kapcsolatot is ábrázolta a Tiszánál, és annál a szakaszméretnél, ahol kanyarulat-fejlettség átlagértéke „stagnálni” kezdett, nagyjából megegyezett a szórás alapján meghatározott optimális szakaszmérettel.

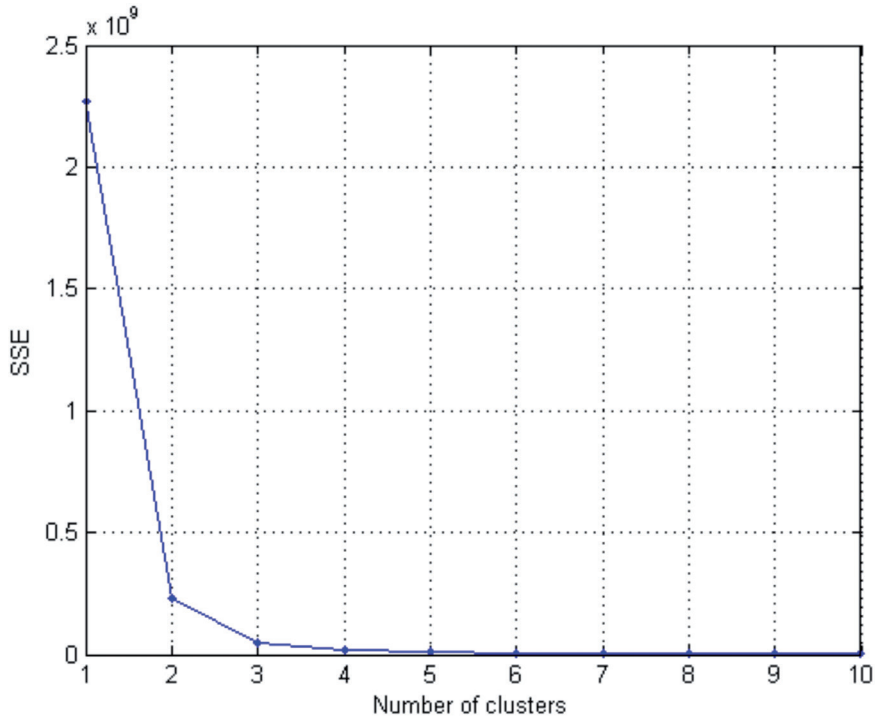
TIMÁR G. (2003a) megjegyzi azt is, hogy a Tisza adott szakaszára számolt 50 km-es aktív tektonikával kapcsolatban álló szakaszméret ± 25 km-es hibával értendő. Mivel e hibahatáron belül áll be az imént említett átlagértékek „stagnálása”, ezért a szórás helyett jómagam az átlagértékek vizsgálatával próbáltam megállapítani az aktív tektonikával kapcsolatba hozható szakaszméretet (7. ábra). Ezt minden patakra megállapítottam. A vízfolyások szakaszmérete között azonban lényegi eltérések voltak (pl. a Kulcsárvölgyi-patak esetében az optimális szakaszméret ~ 5000 m volt, míg a Laskó-patak esetében ~ 1000 m). Mivel nagyjából hasonló nagyságrendű vízfolyásokról beszélünk, ezért a leggyakoribb (esetek 61%-a) szakaszméretet (~ 1000 m) használtam fel a térképi ábrázolás során.



7. ábra Az eltérő szakaszméretű kanyarulat-fejlettség értékeinek átlaga és szórása a Tardi-patak példáján
 Figure 7 Mean and standard deviation of sinuosity index for different section sizes of the Tardi creek

Az optimális szakaszméret kiválasztása után az adatállományon simítást (zajszűrést) végeztem, azért, hogy a kisebb, minden bizonnyal technikai forrásból származó (digitálizálási hibák, georeferálási hibák) változásokat ki tudjam küszöbölni. Az optimális szakaszméretre egy LOESS-görbét (Locally Estimated Scatterplot Smoothing) illesztettem, aminek lényege, hogy a lokális regressziók megtartásával kis fokszámú polinom közelítéssel illeszt egy görbét az adatsor értékeire (CLEVELAND, W. A. –LOADER, C. 1996; JACOBY, W. G. 2000). Az adatrendszeren a simítást MatLab szoftverben végeztem el a LOESS-függvény felhasználásával. Ezt követően szintén MatLab-ben meghatároztam a lokális minimum-értékeket (findpeaks függvény segítségével) minden vízfolyás esetében. A lokális minimumokra azért volt szükség, hogy meghatározzam azokat a pontokat, amelyek előtt vagy után változás következik be; e pontok tulajdonképpen a jelentős kanyargósság-változások helyei. A Bükkalja 21 vízfolyásának kanyarulatfejlettség-grafikonjain 208 lokális minimum-értéket sikerült észlelni, ebből 144 esett valamely vető valamelyik oldalára. Ez a teljes minimum-értékek csaknem 70%-a. E jelentős kanyarulat-változások helyét térképen is ábrázoltam és meghatároztam minden pont és a hozzá legközelebbi eső vető távolságát. Ezek után MatLab szoftverben nem hierarchikus klaszterelemzést végeztem el a távolságokon. Mivel az adatrendszerben voltak kiugró értékek is, ezért a csoportképzés során az objektumok (a vető és a minimumpont között mért távolság) közötti távolságok kiszámításánál egy robusztusabb módszert alkalmaztam, a City-block (Manhattan) távolságot számoltam ki, amely a különbségvektor L_1 -normájaként adható meg és kevésbé érzékeny a kiugró értékekre. Az optimális klaszterszámot az SSE (Sum of Squared Error) mód-

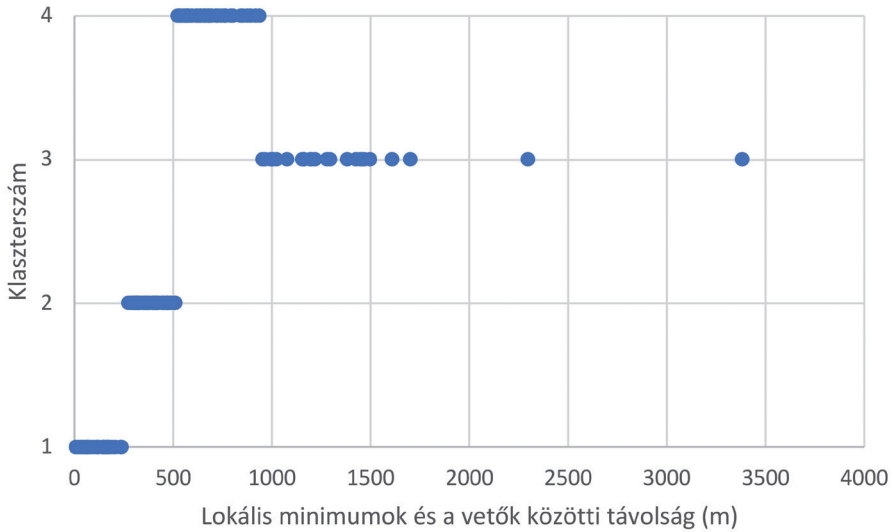
szer segítségével határoztam meg, ami az összes elem klaszterközépbén (centroid) mért, hozzá legközelebb eső objektum távolságának négyzetösszege, tulajdonképpen a szóródás mérőszáma, ami a klaszterek növekedésével aszimptotikusan csökken (STEINER F. 1990). E módszer alapján az optimális klaszterszámot 4-nek határoztam meg (8. ábra).



8. ábra Az optimális klaszterszám meghatározása az SSE módszer segítségével
 Figure 8 Defining the optimal number of clusters using the SSE method

Az első klaszterbe azok a jelentős kanyarulat-változáshoz köthető pontok kerültek be, amelyek ~240 m-nél közelebb helyezkednek el a vetőhöz. E pontok nagy valószínűséggel a vetőkhöz köthetők. Azonban a második klaszterben található értékeket sem lehet elvetni, amelyek ~310 m és ~509 m között mozognak (9. ábra). A ~509 m-es (508,944 m) tűrőhatár a felhasznált adatállományok esetében még elfogadhatónak tekinthető, hiszen mind a földtani térképek (LESS Gy. et al. 2002; GYALOG L.–SÍKHEGYI F. 2005; PETRIK A. 2016), mind a Második Katonai Felmérés felvételezése, valamint annak georeferálása (TIMÁR, G. et al. 2006), mind pedig a digitalizálás hibákat hordozhat. A vetőtérkép a hordalékküpterületen a szeizmikus szelvények alapján, a reflexiókra és fúrási adatokra támaszkodva készült el (PETRIK A. 2016), amelyeknek felszíni kifutása néhány 100 méterrel arrébb is lehet. Ennek oka, hogy a szeizmikus szelvények készítése során, a mesterségesen keltett rezgés a felszínközeli rétegekből gyorsan verődik vissza, így a reflexiók sok esetben nem állnak be. A vető geometriájának torzulása következtében is változhat a felszíni kifutás, amelyeket a 2D-s szeizmikus szelvényen nem tudunk észlelni (FOSSEN, H. 2010).

A későbbi vizsgálatokhoz ebbe a két klaszterbe eső pontokat használtam, amelyek az előzőekben említett 144 pont több mint felét tették ki (53%). Néhány esetben a vető két oldalán elhelyezkedő mindkét minimum-érték beleesett ebbe a két klaszterbe, ez esetben

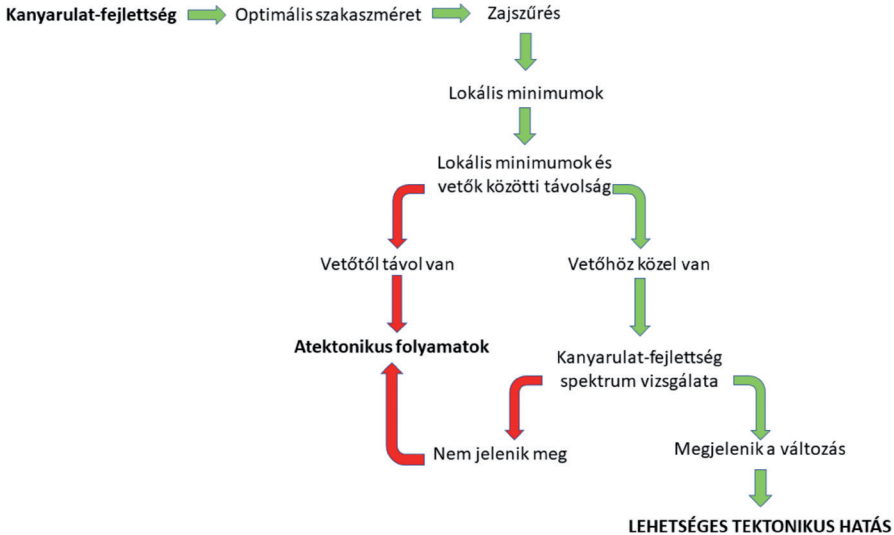


9. ábra Az adatok eloszlása a klaszterelemzés után
Figure 9 Data distribution after cluster analysis

azt a minimum-értéket választottam, amely előtt vagy után nagyobb kanyarulat-fejlettségi változás történt.

A következő körben azon pontokat, amelyek a megfelelő klaszterbe estek, a kanyarulat-fejlettségi spektrumon is megvizsgáltam. Ha a változás a spektrumon is észlelhető volt (vagyis mind a két módszerrel kimutatható), feltételezhető, hogy azt neotektonikus folyamatok okozzák.

Az általam módosított és kiegészített eljárásról a 10. ábra ad vázlatos áttekintést.



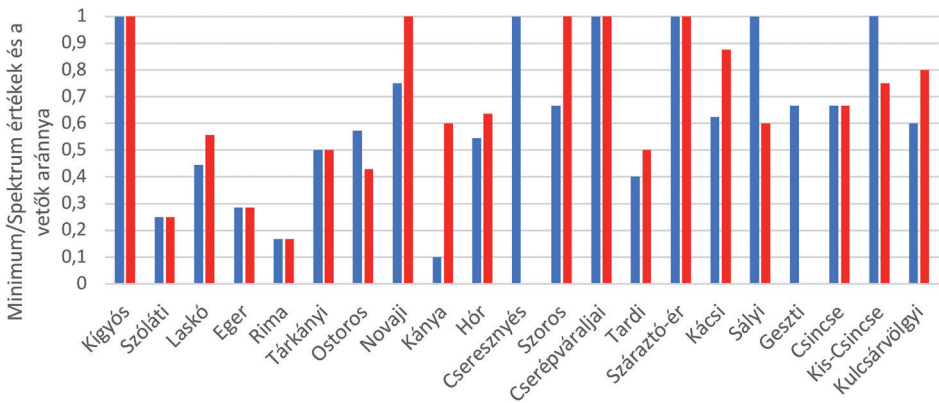
10. ábra Vizsgálat sematikus áttekintése
Figure 10 Schematic overview of the analysis

Eredmények

A Bükkalja 21 vízfolyásának kanyarulat-fejlettségét számítottam ki és vettem össze az azokban bekövetkező jelentősebb változásokat a rendelkezésemre álló szerkezet-földtani térképekkel (LESS Gy. et al. 2002; GYALOG F.–SÍKHEGYI L. 2005; PETRIK A. 2016).

A teljes területre vonatkoztatva az előzőekben tárgyalt módszerrel meghatározott jelentősebb kanyarulat-változások helyeinek 69%-a esett valamely vető környékére. Vízfolyásonként azonban nagy eltérések mutatkoznak. A Kánya-patakot nyolc vető szeli át, de csak kettő esetében sikerült kapcsolatot kimutatni a kanyarulat-fejlettséggel. Hat vízfolyás (Kígyós-, Cseresznyés-, Cserépváraljai-, Sályi-, Kis-Csincse-patak) esetében minden vetőhöz köthető jelentős kanyarulat-változás, nyolc patak esetében (Ostoros-, Novaji-, Hór-, Szoros-, Kácsi-, Geszti-, Csincse-, Kulcsár-völgyi-patak) pedig a vetők több mint 50%-hoz köthető volt egy.

Ha csak a kanyarulat-fejlettség spektrumát vizsgáljuk meg, az esetek 60%-ában sikerült a kanyarulat-fejlettség megváltozását vetőhöz kötni. Néhány esetben jelentős eltérések vannak a spektrum-kiértékelés és a minimum-értékek vizsgálatának eredményei között (11. ábra), azonban ez a spektrumok vizuális alapú kiértékeléséből is fakadhat.

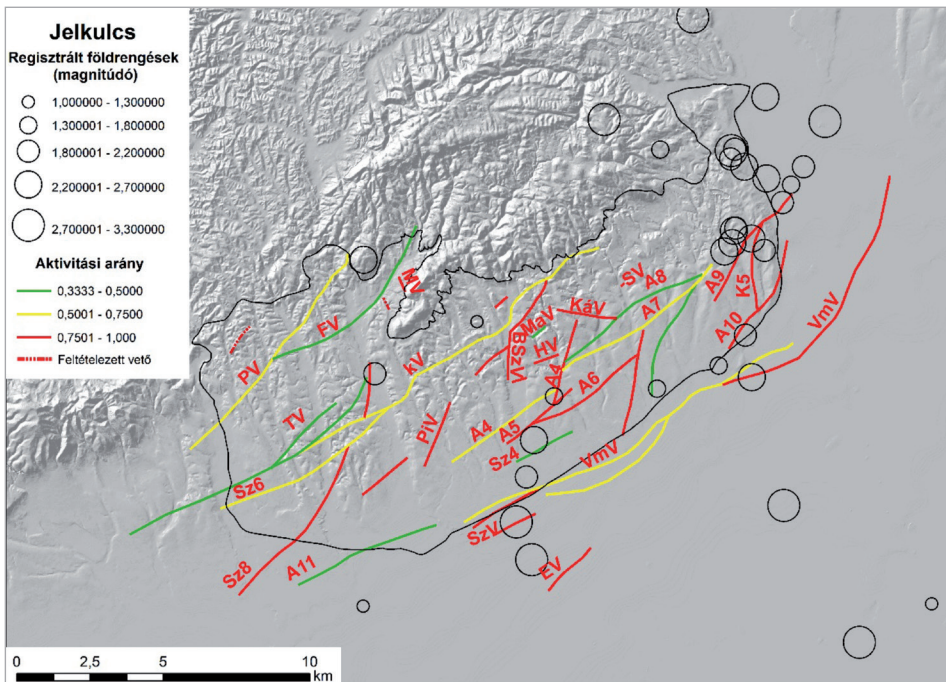


11. ábra Minimumértékek (kék), kanyarulat-fejlettség spektrum értékei (piros) és hozzájuk köthető vetők aránya vízfolyásonként
 Figure 11 Minimum values (blue), Sinuosity Index spectral values (red), and proportion of faults per stream channels

39 vető/vetőszakasz esetében észleltem változást. A legtöbb változást a vízfolyások kanyarulat-fejlettségében a Vatta–maklári-vető (VmV) mutatta, de ezen kívül kiemelkedő még É felé haladva a PETRIK A. (2016) által kimutatott A4-es, A5-ös, A6-ös jelzésű vető, a Kőkötő-vető (KV) és a Pirittyó-vető (PV). E vetők esetében legalább 3 vízfolyásnál sikerült változást érzékelni.

Ha a vető menti kanyarulat-fejlettségbeli változások számát viszonyítjuk a vető által átszelt vízfolyások számához (ezt nevezem aktivitási arálynak), akkor hasonló eredményt kapunk. A Kőkötő-vetőből É felé leágazó vető, az Egerfarmosi-vető, a Szihalmi-vető, a Vatta–maklári-vető és azok ágai, valamint az Sz4-es, A5-ös, A4-es, A6-os, A9-es, A10-es és K5-ös jelzésű vetők aktivitását a környezetükben mért földrengések is igazolják (12. ábra). Kiemelkedő az A9-es, az A10-es és a K5-ös jelzésű vető környezete, ahol 2003

óta 9 földrengést rögzítettek az Országos Szeizmológiai Intézet műszerei (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018).



12. ábra A kanyarulat-fejlettség alapján aktívnak értékelhető vetők és azok aktivitási aránya, valamint a területen mért földrengések magnitúdója. *Forrás:* TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018. – PV – Pirittyó-v., FV – Felnémeti-v., MV – Mészvölgyi-v., TV – Tárkányi-v., KV – Kőkötő-v., PiV – Pipis-v., BSzV – Bogács-szomolyai-v., MaV – Mangó-v., HV – Hosszújáró-v., KáV – Kácsi-v., SV – Sályi-v., VmV – Vatta-maklári-v.

Figure 12 Active faults based on Sinuosity Index and their activity rate, as well as magnitude of earthquakes in the research area. *Source:* TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018. – PV – Pirittyó-f., FV – Felnémet-f., MV – Mészvölgy-f., TV – Tárkány-f., KV – Kőkötő-f., PiV – Pipis-f., BSzV – Bogács-szomolya-f., MaV – Mangó-f., HV – Hosszújáró-f., KáV – Kács-f., SV – Sály-f., VmV – Vatta-maklári-f.

Az eredmények értékelése a szakirodalom tükrében

Szakirodalmi adatok által is alátámasztott, aktívnak értékelt vetők

A Kulcsárvölgyi- és Nyéki-patakot átszelő A9-es, A10-es és K5-ös vetők aktivitását a kanyarulat-fejlettségbeli változásokon kívül a már említett földrengések igazolják. Ezen kívül még a Szihalmi- (SzV), Egerfarmosi- (EV) vetők, valamint az Sz4-es, A5-ös, A4-es vetők környezetében mért szeizmológiai aktivitás enged következtetni a kanyarulat-fejlettség megváltozásával együtt arra, hogy szerkezetiileg aktív területről beszélünk. A Szihalom környékén futó vetők aktivitását a Rima (Eger-patak nagyobb vízmennyiségét tovább szállító ága) szihalmi magaspartjának rétegsora igazolhatja, amelyből szekvenciális szerkezeti mozgásokra következtettem (PECSMÁNY P. 2013).

Az Eger-patakat átszelő Kőkötő-vető (KV) és az abból É felé leágazó vetők aktivitását a vízfolyás-morfológián kívül az 1903-as és az 1925-ös egri földrengés (SCHRÉTER Z. 1925), valamint az Egerben feltörő meleg vizű források (SZABÓ T. 2011) is alátámasztják. A Kőkötő-vető (KV) ÉNy felé vet (PETRIK A. 2016), tovább követve a futását az Ostoros-patak esetében a vető lényeges változást nem indukál a kanyarulat-fejlettségben, azonban a Novaji-patakat csaknem 90°-os, míg a Kánya-patakat 90°-os irányváltásra készíti, ami a kanyarulat-fejlettség megváltozásában is megjelenik. A Kánya Szomolya előtti kaptúráját (PINCZÉS Z. 1955; VÁGÓ J. 2011) valószínűleg a Kőkötő-vető fennmaradt blokkja okozza. A Szoros-patak esetében a levetett blokkon intenzív változás tapasztalható a kanyarulat-fejlettségben, azonban a Cseresznyés-patak esetében a vető okozta változás már megkérdőjelezhető, hiszen a kanyarulat-fejlettségi spektrumon lényeges változást csak a Hór-patakkal való egyesülés előtt észleltem. PINCZÉS Z. (1955) a Hór-patak Cserépfalu előtti elfordulását ópleisztocén völgyefejezéssel, a Szoros-patak szerkezeti árkanak kialakulásával magyarázza. Nagy valószínűséggel azonban a Kőkötő-vető ÉNy-i irányú ismételt vetődése okozta a kaptúrát. Valószínűleg Sz8-as vető „horsztszerűen” fennmaradt blokkja készíti a Kígyós-patak Aldebrő felé való derékszögű kanyarodását is, amit már SZÉKELY A. (1958) is feltételezett. Ha elfogadjuk, hogy a Kígyós-patak völgyefejezését ez a vető idézte elő és a kaptúrát viszonylag fiatal (negyedidőszaki) képződményként vesszük számításba, akkor a kanyarulat-fejlettség vizsgálatával együtt az Sz8-as vető aktívnek tekinthető.

A Pirittyó-vető (PV) a Kígyós-, a Szóláti-, a Laskó és az Eger-patak völgyét szeli keresztül. Mind a négy vízfolyásnál tapasztalható kanyarulat-fejlettségbeli változás, ami a vető előtt jelentkezik. Ennek oka, hogy a vetődés Ny-i, ÉNy-i irányába történt (12. ábra) (PETRIK A. 2016).

A Felnémeti-vető (FV) a Laskó- és az Eger-patakat vágja keresztül, míg a Tárkányi-patakkal párhuzamosan fut, kijelölve annak szerkezetileg előrejelzett medencéjét. A Laskó-patak Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vető (FV) közötti szakaszánál szintén megváltozik a kanyarulat-fejlettség. Nagy valószínűséggel ez a változást a Felnémeti-vető (FV) hasonló irányban való elvetése okozza. A Pirittyó fennmaradt oldalán DK felé kibillent rétegek is ezt valószínűsítik (PETRIK A. 2016). A Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vető (FV) Eger-patakra gyakorolt hatása bizonytalan, hiszen a Pirittyó-vetőt keresztelő szakaszán még az átöröklött (epigenetikus) szurdokvölgyében folyik a patak és erősen felsőszakasz jelleget mutat, szabadon meanderezni nem tud. A Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vető (FV) közötti szakaszon a patak kilép szurdokvölgyéből, így nem csak a vető, hanem az alapkőzet változása is okozhatja a kanyarulat-fejlettségben bekövetkezett változást. Mivel a Laskó esetében azonban valószínűleg a változást a Felnémeti-vető (FV) okozza, így a vető szerepét az Eger-patak esetében még fenn kell tartani, mindazok mellett a Siroki- (SiV), Pirittyó- (PV), Felnémeti-vetőket (FV) PETRIK A. (2016) a poszt-pannon–negyedidőszakban (?) (D9–D11) is aktív vetőként értékelte. A vizsgálatok eredményei alapján is az valószínűsítő, hogy a terület még jelenleg is szerkezetileg aktív.

PETRIK A. (2016) szerint a Vatta–maklári-árok (Vmá) fő szerkezeti (VmV) a pannon végén még minden bizonnyal aktívak lehetnek, BERGERAT, F. és társainak (1984), valamint CSONTOS L. (1988) bükkábrányi lignitbányában mért adatainak billenésesztje után PETRIK A. (2016) a negyedidőszaki aktivitást sem veti el. A kanyarulat-fejlettség is arra enged következtetni, hogy az aktivitás a negyedidőszakban is tovább folytatódott.

Kanyarulat-fejlettség alapján aktívnek feltételezett vetők

Az A7-es és A8-as jelzésű vetők aktivitását PETRIK A. (2016) a pannon végére helyezi, és nem tartja valószínűnek azt, hogy ezek a későbbiekben is (D10–11 fázisban) aktívak

lettek volna. Ez az aktivitás az A8-as vető esetében megkérdőjelezhető, azonban a vízfolyás-morfológiai vizsgálatok alapján az A7-es vető a későbbi időszakban is aktív lehetett, hiszen több mint három vízfolyás esetében sikerült kanyarulat-fejlettségbeli változást észlelni.

Az Sz6-os vető fennmaradt blokkjától D-re a Kígyós-, a Szóláti- és a Laskó-patak kanyarulat-fejlettsége megnő. Ezt a változást a szintén Kőkötő-vetőről levált Sz8-as vető idézhette elő, amely az Sz6-os vetővel azonos irányba vet. A kanyarulat-fejlettség megemelkedése a Kígyós- és a Szóláti-patak mentén közvetlenül az Sz6-os vető után jelentkezik, míg a Laskó esetében később. A műholdas képen Demjéntől D-re elhagyott, levágott kanyarulatokat láthatunk, így nagy valószínűséggel a változás itt is a vető után következett be, de ezt a medermunkálatokkal eltüntették.

Kanyarulatfejlettség alapján sejtett vetők

A Pirittyó-vető (PV) és a Siroki-vető (SiV) között a Kígyós-patak kanyarulat-fejlettségben változás áll be, ezen a szakaszon a terepbejárásaim és az előzetes morfológiai vizsgálatok alapján sejtek egy vetőt, a kanyarulatfejlettség-változás is ezt láttatja igazolni, azon felül, hogy a vető jelenlegi aktivitásáról is árulkodik.

A Tárkányi-patakat a földtani térkép (LESS GY. et al. 2002) alapján feltételezhetően egy vető (Mészvölgyi-vető [MV]) szeli át ÉÉNy–DDK-i irányban. A patak mentén, a vetőtől D-re kanyarulat-fejlettségbeli változás is történik, itt azonban a Mészvölgyi-patak is beletorkollik, így annak a vízfolyás-morfológiára gyakorolt hatása sem elhanyagolható, főként, hogy a vízfolyás mentén több mellékvölgy torkolatánál tapasztalható szinusztításbeli változás. Mindazonáltal megfontolandó az a felvétel is, hogy e völgyek kialakulásában szerkezeti folyamatok is részt vehettek. Az elvétel a földtani térkép alapján DNy-i irányú, a kanyarulat-fejlettségbeli változás ezt látszik megerősíteni, hiszen a változás a vetőtől D-re történik meg. A Tárkányi-patak esetében még egy jelentősebb kanyarulat-fejlettségbeli változás történik meg a vízfolyás D-i részén, közvetlenül az Ostoros-völgy beletorkollása után. A völgyben két forrást is jelölnek, így feltételezhető, hogy a kanyarulat-fejlettségbeli változást a vízhozam növekedéséhez lehet kötni, azonban a források arra is utalnak, hogy a völgy szerkezetiileg preformált lehet. Ennek tisztázására még további vizsgálatokat kell elvégezni.

Erősen megkérdőjelezhető szerkezeti aktivitású vetők

A Kőkötő-vetőből leágazó Sz6-os vető ÉNy-i irányba vet (PETRIK A. 2016). Az Sz6-os vető a többi vízfolyás esetében szintén nem okozott jelentős változást a kanyarulat-fejlettségben. Mivel e vetők esetében lényegi változást a kanyarulat-fejlettségben csak a Kígyós-pataknál tapasztaltam, a vetők aktivitására vonatkozóan kétséget kizáróan a további kutatások eredményeiből kaphatunk választ.

Szintén a Kőkötő-vetőből Cserépfalu D-i határában ágazik le a Bogács–szomolyai-vető (BSzV), amely a Cseresznyés- és a Hór-völgy egyesülése közelében két ágra bomlik. A Hór völgyében folytatódó ág É–D-i csapásirányú és K-i irányba veti el a rétegeket, míg Szomolya felé folytatódó ága a Kőkötő-vetővel csaknem párhuzamosan kezd futni és hasonlóan ahhoz ÉNy-i irányba vet. A kanyarulatfejlettség-spektrumokat vizsgálva, csak a Szoros-patak esetében tapasztaltunk változást, a Bogács–szomolyai-vető (BSzV) (szomolyai ága) mentén, azonban a változás mértéke a teljes völgyre vonatkoztatva nem számottevő, így vetővel való kapcsolata megkérdőjelezhető.

Összefoglalás

A szerkezeti mozgások számos morfológiai változást idézhetnek elő a vízfolyás völgyének formakincsében és az adott vízfolyás futásában. Az egyik ilyen morfológiai változás a kanyarulat-fejlettség megváltozása, vagyis az a jelenség, amikor a vízfolyás a stüllyedés és/vagy emelkedés következtében, hogy esését megtartsa, elkezd kanyarulatot fejleszteni (megváltoztatja morfológiáját). E jelenség vizsgálatával már számos hazai és külföldi kutató foglalkozott, azonban jellemzően csak nagyobb vízfolyásokat vizsgálva.

Munkámban a szakirodalomban vizsgáltaknál sokkal kisebb 21 bükkaljai vízfolyás kanyarulat-fejlettségét számítottam ki és vetettem össze a terület szerkezetföldtani térképeivel. Az általam továbbfejlesztett módszer segítségével elemezve a kanyarulat-fejlettség megváltozásának és a neotektonikai aktivitásnak a lehetséges kapcsolatát, a következő eredményekre jutottam:

- az általam módosított módszerrel meghatározott jelentősebb kanyarulat-változások helyeinek 69%-a esett valamely vető környékére;
- hat vízfolyás esetében minden vetőhöz köthető volt jelentős kanyarulat-változás, nyolc patak esetében pedig a vetők több mint 50%-hoz;
- a vízfolyásokat keresztező 39 vető/vetőszakasz környezetében volt jelentős kanyarulatfejlettség-változás kimutatható;
- a kanyarulatfejlettség-változást okozó vetőkre ún. aktivitási arányt számoltam ki, ennek eredményeként 23 vetőnél/vetőszakasznál maximális (1) aktivitási arányt mértem és mindössze 3 vetőnél volt a legalacsonyabb az aktivitási arány (0,33), 13 vetőnél közepes (0,5 és 0,75 közötti) aktivitási arány volt tapasztalható (12. ábra).

Sikerült a kanyarulat-fejlettség megváltozása alapján való neotektonikai aktivitás kimutatásának módszertanát továbbfejleszteni, így alkalmasnak tűnik kisebb vízfolyások morfológiája és egyes vetők kapcsolatának feltárására.

Két patak jelentősebb kanyarulatfejlettség-változásának helyén a szakirodalom nem említ vetőt, a módszer eredményessége alapján viszont feltételezhető a vetők és azok neotektonikai aktivitása (az egyik ilyen vető földtani vizsgálatokkal való kimutatása jelenleg is folyamatban van [GÁL, P. et al. 2019]).

Összegzésként megállapítható, hogy a miocén kora-bádeniben megkezdődött (D6) szerkezeti mozgások során kialakult szerkezetekhez kapcsolódó, főként balos normálvetők, tisztán normálvetők, illetve balos eltolódások (PETRIK A. 2016) egy részét még jelenleg is aktívnak feltételezem. E feltételezésemet nem csak a saját vizsgálataim, hanem sok esetben a szakirodalmi adatok is alátámasztották. Fontos azonban megemlítenem, hogy következtetéseimet pusztán a szakirodalmi adatok és a kanyarulat-fejlettségi vizsgálatok alapján vontam le, így a kutatás nem tekinthető befejezettnek, hiszen számos kérdés még tisztázásra, sok feltevés igazolásra szorul (pl. azon vetők aktivitását igazolni, amelyeket a kanyarulat-fejlettség alapján sikerült igazolni, azonban a szakirodalom nem említ aktivitásra utaló jelet). Ezekre későbbi alakmérési (morfometriai) és felszínalaktani vizsgálataim, valamint a földtani és szerkezetföldtani vizsgálatok adhatnak választ.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmányban ismertetett kutatómunka az EFOP-3.6.1-16-2016-00011 jelű „Fiatalodó és Megújuló Egyetem – Innovatív Tudásváros – a Miskolci Egyetem intelligens szakosodást szolgáló intézményi fejlesztése” projekt részeként – a Széchenyi 2020 kere-

tében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

PECSMÁNY PÉTER

ME Természetföldrajz-Környezettan Intézeti Tanszék, Miskolc

ecopeter@uni-miskolc.hu

IRODALOM

- ACKERS, P.–CHARLTON, F. G. 1971: The slope and resistance of small meandering channels. – Proceedings of the Institute of Civil Engineers Supplementary Paper XV, 73625. pp. 349–370.
- ADAMS, J. 1980: Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence. – *Geology* v. 8. pp. 442–446.
- BERGERAT, F.–GEYSSANT, J.–LEPVRIER, C. 1984: Neotectonic outline of the Intra Carpathian basins in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* XXVII. pp. 237–251.
- CHOLNOKY J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). – Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest. pp. 26–95.
- CLEVELAND, W. A.–LOADER, C. 1996: Smoothing by Local Regression: Principles and Methods. – In: HÄRDLE, W. et al. (szerk.): *Statistical Theory and Computational Aspects of Smoothing*. – Heidelberg. pp. 10–49.
- CLOETINGH, S.–BADA, G.–MATENCO, L.–LANKREIJER, A.–HORVÁTH, E.–DINU, C. 2006: Modes of basin (de) formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian–Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling. – In: GEE, D. G.–STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. – Geological Society, London. *Memoirs* 32. pp. 207–221.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Nord-Est de la Hongrie). – Thèse de Doctorat Université de Lille. 327 p.
- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Bükkvidék. – In: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. pp. 736–759.
- DOBOS A. 2002: A Bükkalja, II. Felszínalaktani leírás. – In: BARÁZ Cs. (szerk.) 2002: A Bükk Nemzeti Park. – Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 217–227.
- FOSSEN, H. 2010: *Structural Geology*. – University of Bergen, Norway. Cambridge University Press. 450 p.
- GÁL, J.–KOVÁCS, G.–ZÁMOLYI, A.–PÁL, L.–SZÉKELY, B. 2010: Delineation of uplifting and subsiding zones in the Western Pannonian Basin using sinuosity analysis. – *Geophysical Research Abstracts*. – Conference: European Geosciences Union General Assembly Vol. 12. p. 991.
- GÁL, P.–PECSMÁNY, P.–PETRIK, A.–LUKÁCS, R.–FODOR, L.–KÖVÉR, Sz.–HARANGI, Sz. 2019: Geological and geomorphological remapping of the Miocene sedimentary-volcanic basin at the border area of the Mátra and Bükk Mountains (NE Hungary). – ILP 2019 Abstracts, 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basins. pp. 32–34.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2012: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2011. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 357 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2013: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2012. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 260 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2014: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2013. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 466 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2015: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2014. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 563 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2016: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2015. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 281 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2017: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2016. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 355 p.
- GRÁCZER Z.–CZIFRA T.–KISZELY M.–MÓNUS P.–ZSÍROS T. 2018: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2017. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 405 p.
- GYALOG L.–SÍKHEGYI F. (sorozatszerk.) 2005: Magyarország földtani térképe, M=1 : 100000. CD. – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa (nyomatott és digitális változat), 88 szelvény.
- HAAS J.–BUDAI T.–CSONTOS L.–FODOR L.–KONRÁD Gy.–KOROKNAI B. 2014: Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1 : 500000). – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest. 71 p.

- HAJDÚ-MOHAROS J.–HEVESI A. 1997: A Kárpát-Pannon-térség tájtagolódása. – In: KARÁTSÓN D. (főszerk.): Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. – Kertek 2000. pp. 274–284.
- HEVESI, A. – PAPP, S. 1979: Evaluation of Natural Potentials of a Microregion Bükkalja (Based on Sample Area, Scale: 1:10 000. – Contemporary Geography and Integrated Landscape Research II. Slovak Academy of Sciences Institute Geographical Society, Bratislava. pp. 267–275.
- HEVESI A. 2002: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. – In: BARÁZ CS. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 15–22.
- HOFSTÄTTER, E. 1989: Beiträge zur Geschichte der österreichischen Landesaufnahmen, I. Teil. – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien. 196 p.
- HOLBROOK, J. – SCHUMM, S. A. 1999: Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. – Tectonophysics 305. pp. 287–306.
- HORVÁTH, F. – CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – Tectonophysics 266. pp. 287–300.
- HORVÁTH, F. – BADA, G. – SZAFIÁN, P. – TARI, G. – ÁDÁM, A. – CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. – In: GEE, D. G. – STEPHENSON, R. A., (eds): European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs 32. pp. 191–206.
- JACOBY, W. G. 2000: Loess: a nonparametric, graphical tool for depicting relationships between variables. – Electoral Studies 19. pp. 577–613.
- JANKÓ A. 2001: A második katonai felmérés. – Hadtörténeti Közlemények 114. pp. 103–129.
- KELLER, E. A. – PINTER, N. 2002: Active Tectonics. – Prentice Hall, Upper Saddle River. 362 p.
- KOVÁCS G. 2013: Fiatal tektonika és felszínfejlődés kapcsolata az Alpok keleti előterében. – PhD (doktori) értekezés. ELTE, Budapest. 168 p.
- LACZAY J. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. – Vízügyi Közlemények. pp. 235–254.
- LANE, E. W. 1957: A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. – U.S. Army Engineer Division, Missouri River, MRD Sediment Series 9. pp. 1–106.
- LANCASTER, S. T. – BRASS, R. L. 2002: A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. – Hydrological Processes 16. pp. 1–26.
- LANGENHEIM, V. E. 1995: Gravity of the New Madrid Seismic Zone. – A Preliminary Study. USGS Prof. Paper. 1538-L. 26 p.
- LEOPOLD, L. B. – WOLMAN, M. G. 1957: River channel patterns; braided, meandering and straight. – USGS Prof. Paper 282B. pp. 1–73.
- LESS GY. – GULÁCSI Z. – KOVÁCS S. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – REZESSY A. – SÁSDI L. 2002: A Bükkhegység földtani térképe. – Magyar Állami Földtani Intézet.
- LUKÁCS R. 2009: A Bükkalja miocén szilíciumgazdag piroklasztitjainak petrogenézise: következtetések a magmatározó folyamatokra. – Doktori (PhD-) értekezés. ELTE TTK FFI Közéttan-Geokémiai Tanszék. 191 p.
- LUKÁCS, R. – HARANGI, SZ. – GUILLONG, M. – BACHMANN, O. – FODOR, L. – BURET, Y. – DUNKL, I. – SŁIWIŃSKI, J. – VON QUADT, A. – PEYTCHEVA, I. – ZIMMERER, M. 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. – Earth-Science Reviews. 179. pp. 1–19.
- MARPLE, R. T. – TALWANI, P. 1993: Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. – Geology 21. pp. 651–654.
- MARPLE, R. T. – TALWANI, P. 2000: Evidence for a buried fault system in the Coastal Plain of the Carolinas and Virginia. Implications for neotectonics in the southeastern United States. – Geological Society of America Bulletin. 112. pp. 200–220.
- MARTONNÉ ERDŐS K. 2000: A Bükkvidék. – Kézirat, Debreceni Egyetem. 41 p.
- OUCHI, S. 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. – Geological Society of America Bulletin 96. pp. 504–515.
- PECSMÁNY P. 2013: Felszínalaktani vizsgálatok a Rima-patak Maklár–Szihalom közötti szakaszán. – In: Tudományos Diákköri Konferencia, Miskolc. 28 p.
- PÉCSI M. 1991: Geomorfológia és domborzatminősítés. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. pp. 139–146.
- PENTELÉNYI L. 2002: A Bükkalja, I. Földtani vázlat. – In: BARÁZ CS. 2002 (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 205–216.
- PETRIK, A. – BEKE, B. – FODOR, L. 2014: Combined analysis of faults and deformation bands reveals the Cenozoic structural evolution of the southern Bükk foreland (Hungary). – Tectonophysics 633. pp. 43–62.
- PETRIK, A. – BEKE, B. – FODOR, L. – LUKÁCS, R. 2016: Cenozoic structural evolution of the southwestern Bükk Mts. and southern part of the Darnó Deformation Belt (NE Hungary). – Geologica Carpathica. pp. 83–104.
- PETRIK A. 2016: A Bükk déli előterének kainozoos szerkezetalakulása. – Doktori (PhD) értekezés. ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. Budapest. 264 p.

- PETROVSZKI, J.–TIMÁR, G. 2010: Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. – *Geomorphology* 122. pp. 223–230.
- PETROVSZKI, J.–SZÉKELY, B.–TIMÁR, G. 2012: A systematic overview of the coincidences of river sinuosity changes and tectonically active structures in the Pannonian Basin. – *Global and Planetary Change* 98–99. pp. 109–121.
- PETROVSZKI J. 2013: A Pannon-medence meanderező vízfolyásainak kanyarfejltség elemzése – neotektonikai és folyódinamikai következtetések. – PhD (doktori) értekezés. ELTE, Budapest. 145 p.
- PINCZÉS Z. 1955: Morfológiai megfigyelések a Hór völgyében. – *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 145–156.
- PINCZÉS Z. 1978: Geomorfológiai vizsgálatok a Bükk-hegység déli előterében. – *Alföldi Tanulmányok, Békéscsaba*. pp. 49–69.
- PINTER, N. C. 1996: Active tectonics. – Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 338 p.
- PIŠŮT, P. 2006: Evolution of meandering Lower Morava River (West Slovakia) during the first half of 20th century. – *Geomorphologica Slovaca* 6. 1. pp. 55–68.
- POLLITZ, F. F.–KELLOG, L.–BÜRGMANN, R. 2001: Sinking Mafic Body in a Reactivated Lower Crust: A Mechanism for Stress Concentration at the New Madrid Seismic Zone. – *Bulletin of the Seismological Society of America* 91. 6. pp. 1882–1897.
- RAJ, R. 2007: Strike slip faulting inferred from offsetting of drainages: Lower Narmada basin, western India. – *Journal of Earth Science* 116. pp. 413–421.
- RUSSEL, R. J. 1954: Alluvial morphology of Anatolian rivers. – *Annals of the American Association of Geographers* 44. pp. 363–391.
- ROSGEN, D. L. 1994: A classification of natural rivers. – *Catena* 22. pp. 169–199.
- SCHUMM, S. A. 1977: *The Fluvial System*. – Wiley, New York. 338 p.
- SCHUMM, S. A. 1986: Alluvial River Response to Active Tectonics. – *Active Tectonics. Studies in Geophysics*. – National Academy Press, Washington, DC. pp. 80–94.
- SCHUMM, S. A. 2005: River variability and complexity. – Cambridge University Press. 220 p.
- SCHUMM, S. A.–LICHTY, R. W. 1965: Time, space and casuality in geomorphology. – *American Journal of Science* 263. pp. 110–119.
- SCHUMM, S. A.–KHAN, H. R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. – *Geological Society of America Bulletin* 83. pp. 1755–1770.
- SCHRÉTER Z. 1925: Az 1925 január 31-ei egri földrengés. – *Földtani Közlöny* 55. pp. 26–49.
- STEINER F. 1990: *A geostatistika alapjai*. – Tankönyvkiadó, Budapest. 352 p.
- SZABÓ T. 2011: Eger város ásvány- és gyógyvizeinek bemutatása, felhasználásuk. – *Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat* 81. pp. 185–195.
- SZÉKELY A. 1958: A Tarna-völgy geomorfológiája. – *Földrajzi Értesítő*. 7. 4. pp. 389–414.
- TALWANI, P.–DURA-GOMEZ, I. 2009: Finding Faults in the Charleston Area, South Carolina: 2. Complementary Data. – *Seismological Research Letters* 80. 5. pp. 901–919.
- TIMÁR G. 2003a: Geológiai folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. – Doktori (PhD-) értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest. 135 p.
- TIMÁR, G. 2003b: Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. – *Quaternary Science Reviews* 22. pp. 2199–2207.
- TIMÁR, G. 2004: GIS integration of the second military survey sections – a solution valid on the territory of Slovakia and Hungary. – *Kartografické Listy* 12. pp. 119–126.
- TIMÁR, G.–MOLNÁR, G.–SZÉKELY, B.–BISZAK, S.–VARGA, J.–JANKÓ, A. 2006. Digitized maps of the Habsburg Empire – the map sheets of the second military survey and their georeferenced version. – *Arcanum, Budapest*. 59 p.
- TIMÁR G.–MOLNÁR G. 2013: Térképi vetületek és alapfelületek. – *Eötvös Loránd Tudományegyetem*. 87 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2003: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2002. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 106 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2004: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2003. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 138 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2005: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2004. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 96 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2006: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2005. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 84 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2007: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2006. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 82 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2008: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2007. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 78 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.–KISZELY M.–CZIFRA T. 2009: Magyarországi földrengések évkönyve – *Hungarian Earthquake Bulletin*, 2008. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 100 p.

- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.: –KISZELY M.–CZIFRA T. 2010: Magyarországi földrengések évkönyve – Hungarian Earthquake Bulletin, 2009. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 94 p.
- TÓTH L.–MÓNOS P.–ZSÍROS T.–BUS Z.: –KISZELY M.–CZIFRA T. 2011: Magyarországi földrengések évkönyve – Hungarian Earthquake Bulletin, 2010. – GeoRisk–Földrengéskutató Intézet. Budapest. 142 p.
- TUTTLE, M. P.–SCHWEIG, E. S.–SIMS, J. D.–LAFFERTY, R. H.–WOLF, L. W.–HAYNES, M. L. 2002: The Earthquake Potential of the New Madrid Seismic Zone. – Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 92. pp. 2080–2089.
- TWIDALE, C. R. 1996: Late Cenozoic activity of the Selwyn upwarp, northwest Queensland. – Journal of the Geological Society 13. pp. 491–494.
- TWIDALE, C. R. 2004: River patterns and their meaning. – Earth-Science Reviews 67. pp. 159–218.
- VAN ARSDALE, R.–ELLIS, M. 2004: Final Report for SG-4 Characterization of Active Faults in the New Madrid Seismic Zone. – Mid America Earthquake Center. The University of Memphis. National Science Foundation EEC-9701785. 42 p.
- VAN BALEN, R. T.–KASSE, C.–MOOR, J. 2008: Impact of groundwater flow on meandering: Example from the Geul river, the Netherlands. – Earth Surface Processes and Landforms 33. 13. pp. 2010–2028.
- VÁGÓ J. 2010: Stream gradient investigation in the Bükkalja using interpolated surfaces. – Acta Geographica Debrecina Landscape & Environment 4. 1. pp. 23–36.
- VÁGÓ J. 2012: A közetminőség szerepe a Bükkalja völgy- és vízhálózatának kialakulásában. – Doktori (PhD-) értekezés. Miskolc. pp. 15–95.
- WANG, Z. 2007: Seismic hazard and risk assessment in the intraplate environment: The New Madrid seismic zone of the central United States. – Geological Society of America Special Paper 425. pp. 363–373.
- ZÁMOLYI, A.–SZÉKELY, B.–DRAGANITS, E.–TIMÁR, G. 2010: Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. – Geomorphology 122. pp. 231–243.