

MISKOLCI EGYETEM MŰSZAKI FÖLDTUDOMÁNYI KAR
MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

A doktori iskola vezetője
PROF. DR. SZŰCS PÉTER, EGYETEMI TANÁR



A MÉLYSZERKEZET FELSZÍNFEJLŐDÉSRE ÉS FORMAKINCSRE GYAKOROLT HATÁSA A BÜKKALJÁN

DOKTORI (PH.D.) ÉRTEKEZÉS

Készítette

PECSMÁNY PÉTER
Okleveles Geográfus

Tudományos vezető
DR. HEGEDŰS ANDRÁS
egyetemi docens

Kutatóhely:
MISKOLCI EGYETEM MŰSZAKI FÖLDTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZ-GEOINFORMATIKA INTÉZET
TERMÉSZETFÖLDRAJZ-KÖRNYEZETTAN INTÉZETI TANSZÉK

MISKOLC, 2021

"Csak a tudomány emelheti föl az embert olyan magasra, hogy valóban jó legyen s ha minden ember jó lesz, akkor lehetőleg boldogan fogunk élni ezen a nyomorult Földön. Nem a Népszövetség, nem az eszmék, nem a politika, hanem egyedül a tudomány emelheti ki az embert az állati sorból s egyedül ő szerezheti vissza az elveszett paradicsomot!"

Cholnoky Jenő

geográfus, hidrológus, író, egyetemi tanár
a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja
a magyar geográfia legnagyobb tudósainak egyike

TÉMAVEZETŐI AJÁNLÁS

Pecsmány Péter

***„A mélyszerkezet felszínfejlődésre és formakincsre gyakorolt hatása a Bükkalján”
című PhD értekezéséhez***

A Jelölt a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karán folytatott felsőfokú tanulmányokat. A földrajz alap-, majd a geográfus mesterszak elvégzését követően felvételt nyert a Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskolába. PhD képzését az előre elkészített terv szerint végezte és kiváló eredménnyel zárta. Tudományos munkásságát már kezdetektől nyomon követem. Szakdolgozatának, diplomamunkájának, TDK dolgozatainak is én voltam a témavezetője, néhány publikációjának pedig társszerzője. A majdnem egy évtizedes közös munka során személyében elhivatott, nagy munkabírásu, szorgalmas, az újdonságok iránt nyitott, kísérletező kedvű, kreatív szakembert ismertem meg.

Jelen doktori értekezés témája a Jelölt első TDK dolgozatáig nyúlik vissza. Pecsmány Péter nyolc éve kutatja a Bükkalja felszínalakzatát. E hosszú kutatómunka során egyre több hazai és nemzetközi szakirodalmat feldolgozva, egyre újabb vizsgálati módszereket alkalmazva, közülük többet továbbfejlesztve, számos szakterület ismereteit felhasználva és azok kutatóival együtt dolgozva ért el olyan eredményeket, melyek e viszonylag jól ismert kistájunk domborzatáról való tudásunkat tovább bővítik. Tudományos eredményeit konferencia-előadások és szakcikkek formájában folyamatosan közzétette, szakmai tudományos körökben megmérettette. Doktori értekezése e hatalmas felszínalaklati kutatómunka egy részét, a földtani szerkezeti elemek és a felszíni formakincs összefüggésének vizsgálatát foglalja össze. E kutatás eredményeként a Jelölt részben olyan megállapításokat fogalmaz meg, melyek alátámasztják a szakirodalmi adatokat, részben új ismeretekkel egészítik ki azokat.

Témavezetői véleményem az, hogy Pecsmány Péter értekezése messze eleget tesz a doktori értekezésekkel szemben támasztott követelményeknek, ezért alkalmas arra, hogy nyilvános vitában megmérettessék. Meggyőződésem, hogy e komoly tudományos munka, megfelelő arra, hogy a megmérettetés eredményeként a Bíráló Bizottság a tudományos fokozat odaítélésére javaslatot tegyen.

Miskolc, 2021. június 16.

Dr. Hegedűs András

egyetemi docens, témavezető

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. Célkitűzés	1
3. A Bükkalja elhelyezkedése.....	2
4. Kutatástörténeti áttekintő	3
4.1. A Bükk déli előterében végzett földtani és természetföldrajzi kutatások	3
4.2. A szerkezetmorfológia kutatások szakirodalmi előzménye.....	6
5. Anyag és módszer	10
5.1. Felhasznált adatállományok	10
5.2. Terepi módszerek és a mérési adatok feldolgozása.....	11
5.3. Alkalmazott módszerek.....	11
5.3.1. Klasszikus morfometriai mutatók.....	12
5.3.2. Topographic Position Index (TPI).....	13
5.3.3. Digitális domborzat-, terepmodell magasságértékeinek statisztikai vizsgálata.....	14
5.3.4. A Sávszelvényezés (Swath analysis) módszertani háttere	14
5.3.5. Maradványfelszínek leválogatása	15
5.3.6. A völgy- és vízhálózat származtatása, rendűsége	17
5.3.7. Lineamentek térképezése	19
5.3.8. Kanyarulat-fejlettség kiszámítása és módszertani továbbfejlesztése	20
5.3.9. A vízfolyások esésgörbéje és -indexe (SL).....	27
6. A Bükkalja földtana és felszínalaktana	28
6.1. Földtani adottságok.....	28
6.2. Szerkezetföldtani adottságok.....	33
6.3. A terület felszínfejlődése, különös tekintettel a hegyláb felszín kialakulására	36
6.4. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése az oligocéntól a pannon végéig	39
6.5. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése a késő-pannontól a pliocén végéig.....	44
6.6. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése a késő-pliocéntól napjainkig	46
7. Medencék kimutatása digitális felszínmodellen végzett morfometriai és statisztikai vizsgálatok segítségével.....	47
7.1 Klasszikus morfometriai vizsgálatok	48
7.2. Topographic Position Index – TPI	51
7.3. A medencék magassági adatok alapján való elkülönítése	53
7.5. Medencék összehasonlító alakrajzi elemzése	57
7.6. Medencék morfometriai vizsgálatának eredményei.....	59

8. A Bükkalja domborzatának szerkezetmorfológia vizsgálata.....	60
8.1. A medencék domborzatának szerkezetmorfológiai vizsgálata	60
8.2. A medencéken kívüli domborzat szerkezetmorfológiai vizsgálata	68
8.3. A fővölgyek aszimmetrikus jellegének vizsgálata	72
8.4. Szerkezeti okokra visszavezethető völgylefejezések.....	76
8.5. Szerkezetmorfológiai következtetések	78
9. A domborzatban megjelenő lineáris elemek vizsgálata	79
9.1. A Völgyhálózat irányítottsága.....	79
9.2. A völgyirányítottság rendűség alapú vizsgálata	81
9.3. Lineamensek iránystatisztikai vizsgálata.....	84
9.4. A lineáris elemek és a térképezett szerkezeti elemek irányainak kapcsolata	84
9.5. A terepi szerkezeti mérések és az eddig térképezett szerkezetek kapcsolata a domborzatban megjelenő lineáris elemekkel.....	85
9.5.1. <i>Feltárások elemzése</i>	86
9.5.2. <i>Lokális iránystatisztikai vizsgálatok eredményei</i>	101
9.6. A domborzatban megjelenő lineáris elemek vizsgálatának eredményei.....	104
10. A Bükkalján futó földtani szerkezeti elemek neotektonikai aktivitásának geomorfológiai alapú vizsgálata.....	105
10.1 A bükkaljai vízfolyások kanyarulat-fejlettségének és a fővölgyek esésindexének (SL) vizsgálati eredményei.....	105
10.2. Szerkezeti elemek aktivitásának értékelése az elvégzett vizsgálatok és a szakirodalom alapján.....	108
10.2.1. <i>Aktívnak feltételezett szerkezeti elemek</i>	108
10.2.2. <i>Morfometriai vizsgálatok alapján aktívnak feltételezett vetők</i>	114
10.2.3. <i>Morfometriai paraméterek alapján sejtett vetők</i>	114
10.2.4. <i>Azon vetők, melyek szerkezeti aktivitása erősen megkérdőjelezhető</i>	115
10.3. Neotektonikával kapcsolatos következtetések.....	115
11. A tömegmozgások és az aktív szerkezeti elemek közötti kapcsolat.....	116
12. Összegzés, eredmények	119
13. Summary	121
Köszönetnyilvánítás	125
Irodalomjegyzék	127
A szerző az értekezés témájában megjelent publikációi.....	147

Mellékletek

1. melléklet. Kortábla	I
2. melléklet. Sáv- és keresztzelvények.....	II
3. melléklet. Maradványfelszínek magassági hisztogramja	VI
4. melléklet. Kaptúrák a Bükkalján.....	VIII
5. melléklet. Említett fúrások.....	X
6. melléklet. Völgyek irány- és hosszgyakorisága	XI
7. melléklet. Az iránystatisztikai vizsgálatok során felhasznált mérések helyei	XII
8. melléklet. Lokális iránystatisztikai vizsgálatok	XIII
9. melléklet. A vízgyűjtők maradványfelszíneinek pásztái, folyásirány szerint ..	XVIII
10. melléklet. A fővölgyek mentén számolt morfometriai mutatók.....	XXIV
11. melléklet. A vízfolyások kanyarulat-fejlettségi spektrumai	XXXII
12. melléklet. A kanyarulat-fejlettség összes leválogatott lokális minimum értékei	XXXVI
13. melléklet. Földtani észlelési térképek és mért szerkezeti elemek sztereogramjai	XXXVII
14. melléklet. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások vizsgálata a Bükkalján	XLIII
14.1. A medencékben észlelt tömegmozgások elemzése	XLIII
14.2. A medencében felvett tömegmozgások vizsgálatának eredményei	XLIV
14.3. Országos Felszínmozgás Kataszterben szereplő mozgások	XLVII
14.4. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások vizsgálatának eredményei.....	XLVIII
14.5. Irodalomjegyzék	XLIX

Ábrák jegyzéke

1. ábra. A Bükkalja elhelyezkedése és határa.....	3
2. ábra. A völgylejtés (esés) és kanyarfelettség kapcsolata SCHUMM, S.A. és KHAN, H.R. modellkád kísérlete alapján (PETROVSZKI J. 2013).	7
3. ábra. A függőleges felszínmozgások hatása a folyók alakjára, alaktípusára OUCHI, S. (1985) alapján (PETROVSZKI J – TIMÁR G. 2010).....	8
4. ábra. A standard görbületet magyarázó sematikus ábra	12
5. ábra. A Bükkalja 1: 25 000 méretarányú digitális maradványfelszín térképe.....	17
6. ábra. A vízfolyás kanyarfelettségének számítása.....	21
7. ábra. A Tardi-patak kanyarulat-felettségének „heatmap” szerű ábrázolása.....	22
8. ábra. A vízfolyások kanyarulat-felettsége és a Bükkalja szerkezetföldtani térképe	23
9. ábra. Az eltérő szakaszméretek kanyarulat-felettség értékeinek átlaga és szórása a Tardi-patak példáján.....	24
10. ábra. Az optimális klaszterszám meghatározása az SSE módszer segítségével.	26
11. ábra. Az adatok eloszlása a klaszterelemzés után.....	26
12. ábra. Az alkalmazott kanyarulat-felettség vizsgálat egyszerűsített folyamatábrája.	27
13. ábra. A Bükkalja földtani térképe.....	29
14. ábra. A Bükkalja és környékének szerkezeti térképe.	35
15. ábra. A Bükkalja szerkezeti elemeinek irányai.	36
16. ábra. A Bükkalja hegylábfelszínei (HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2007 alapján).	36
17. ábra. A magyarországi földrajzi környezet későglaciális-holocén változásainak összefoglaló táblázata.....	47
18. ábra. A terület lejtőviszonyai, kitettség és meredekség szerint.....	48
19. ábra. A Bükkalja és környékének standard görbületi térképe.....	49
20. ábra. A terület relatív relief (A) és felszabdaltság (B) térképe	50
21. ábra. A medencék és a Bükkalja relatív relief és felszabdaltság értékeinek doboz (box-plot) diagramja.	51
22. ábra. A Bükkalja és környékének WEISS, A (2001) módszere alapján készült egyszerűsített felszínformatérképe.....	52
23. ábra. A: Hisztogram inflexiós pontjai alapján osztályozott felszínmodell, B: Hisztogram szélsőértékei alapján osztályozott domborzatmodell.	54
24. ábra. Hidegkút-laposa és környékének hisztogram elemzése.....	54
25. ábra. A Tardi-völgymedence hisztogram elemzésen alapuló újraosztályozott állományai...55	
26. ábra. A k-közép klaszterelemzés eredményeként készült, újraosztályozott digitális felszínmodellek.	57
27. ábra. A digitális felszínmodellek celláinak tszf-i magasság osztályainak doboz (box-plot) diagramja.....	57
28. ábra. A medencék hossz/maximális szélessége és az elnyúltsági arányszáma.	58
29. ábra. A Tárkányi-medence sávszelvénye a feltételezett maradványfelszínnek jelölésével.	62
30. ábra. A Kisgyőri-medence sávszelvénye.....	64
31. ábra. A Kisgyőri-medence sávszelvénye.....	64
32. ábra. A Tarizsa-völgy futásával párhuzamosan készült sávszelvény	65
33. ábra. A Cserépváraljai- és a Tardi-patak elvetett II. sz. hordalékkúp teraszának feltárása és az észlelési sztereogram	67
34. ábra. A Tardi-völgymedence és környékének sávszelvénye.....	67
35. ábra. A Pipis-tető és környékének földtani térképe	69

36. ábra. A Pipis-oldalában található novaji homokbánya.	69
37. ábra. HI-H jelű szeizmikus szelvény (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017) és az a mentén készült sávselvény	71
38. ábra. HI-B jelű szeizmikus szelvény (PETRIK A. 2016) és az a mentén készült sávselvény	71
39. ábra. A Bükkalja K-i részén készült sávselvények.....	72
40. ábra. A terület mágneses (ΔT) anomália térképe (KISS J. – GULYÁS Á. 2006) a területen készült sáv- és keresztelvények helyének jelölésével.	73
41. ábra. HI-W jelű kiértékelt szeizmikus szelvény (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017) és az a mentén készült sávselvény.....	74
42. ábra. A Kánya-patak és a Tarna közötti sávselvény, valamint a területen MÁFI által mélyített mélyföldtani fúrások a miocén réteghatárral.....	76
43. ábra. A Bükkalja különböző módszerekkel és paraméterekkel származtatott völgyhálózatának irány és hosszirány gyakorisága.	80
44. ábra. A Bükkalja javított, 0,2 km ² kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózatának rendűség szerinti osztályozása.	82
45. ábra. A Bükkalja 1 km ² kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózatának rendűség szerinti osztályozása.	83
46. ábra. A Bükkalja és környékének leválogatott lineamensei és iránystatisztikája (irány gyakoriság, hosszirány gyakoriság).	84
47. ábra. Iránystatisztikai vizsgálatok eredményei.	102
48. ábra. Az iránystatisztikai vizsgálatok eredményei a Nyugati- és a Keleti-Bükkalján.....	103
49. ábra. Az iránystatisztikai vizsgálatok eredményei a kőzetek kora szerint.	104
50. ábra. Minimumértékek (kék), kanyarulat-fejlettség spektrum értékei (piros) és hozzájuk köthető vetők aránya vízfolyásonként.	106
51. ábra. A kanyarulat-fejlettség alapján aktívnak értékelhető vetők és azok aktivitási aránya, valamint a területen mért földrengések magnitúdója.	107
52. ábra. A Bükkalja esésindex térképe, a SL lokális maximum értékeivel és az azok alapján aktívnak feltételezett vetőkkel, valamint a területen mért földrengések magnitúdója.	108
53. ábra. Morfológia alapján aktívnak feltételezett szerkezeti elemek, valamint a területen mért földrengések magnitúdója.....	109
54. ábra. A Ta1-1 teraszüledék röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatának eredménye.	111
55. ábra. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások a Bükkalja területén.	118

Képek jegyzéke

1. kép. A, B: kovásodott fatörzs és famaradványok az Almár-patak völgyéből; C: Salgótarjáni Barnakőszén Formáció feltárása	41
2. kép. Jól összesült, hasábosan elváló fiammés ignimbrit a Csincse-patak szurdokvölgyében és a medence déli szegélyén található kevésbé összesült ignimbrit.....	63
3. kép. A Cserépváraljai- és a Tardi-patak völgyközi hátán jól összesült ignimbritben	91
4. kép. A kis-egedi útbevágás.....	95
5. kép. Tóbérci kőfejtő (Szarvaskő).....	97
6. kép. Neotektonikus aktivitásra utaló rétegdeformáció a pannon – pliocén/pleisztocén rétegek határán.....	113

Táblázatok jegyzéke

1. táblázat. WEISS, A. (2001) és JENNESS, J. (2006) által meghatározott osztályozás.	13
2. táblázat. A medencék területének alakrajzi mérőszámai.	59
3. táblázat. Kritikus forrásterületenként számolt rendűségek eloszlása.	81
4. táblázat. Minták ásványösszetételének eloszlása (tömeg%-ban).	112

1. Bevezetés

Kevés kistáj büszkélkedhet hazánkban olyan változatos földtani és természetföldrajzi adottságokkal és megkutatottsággal, mint a Bükkalja. Azonban a csaknem egy évszázadnyi földtani és felszínalaktani vizsgálatok ellenére is, még a mai napig merülnek fel újabb és újabb problémák a terület felszínfejlődésével kapcsolatosan, mondhatni a kutatások egymást szülik a szemünk elé táruló problémák sokasága miatt.

Az eddigi természetföldrajzi, nagyrészt felszínalaktani munkák egy adott terület részletes feldolgozásával foglalkoztak, míg egyesek a Bükkalja kettős hegyláb felszínét, valamint az abban kialakult völgyhálózatot vagy a kistájra jellemző tufák különleges lepusztulási formájaként létrejött kaptárkövek kialakulását vizsgálták. A földtani kutatások nagyrészt a bükkaljai piroklasztitok kialakulásával és a terület újdei szerkezetalakulásával foglalkoztak.

Az elmúlt évszázad közepe óta a területen végzett földtani és geomorfológiai térképezés során születtek olyan megállapítások, melyek szerint a pediment törések mentén, saktáblaszerűen feldarabolódott és ennek következtében alakultak ki a Bükkalja medencéi és a területre jellemző „nyomók” (kibillent réteglépcsők) (BALOGH K. 1963, 1964; PINCZÉS Z. 1968). Mások azonban ezen formákat pusztán kőzetminőséghez igazodó denudációs, eróziós formákként értelmezték (HEVESI A. 1978). VÁGÓ J. és HEGEDŰS A. (2011) már modern, digitális domborzatmodellrel végzett morfometriai vizsgálatokkal igazolta a kettősosztatú hegyláb felszín meglétét. Munkájukban ők is feltételezték, hogy a két szint (alsó-, felső-hegyláb felszín) közötti eltérő magasságkülönbséget, valamint a szinteken belül megnyilvánuló nagyobb helyi tszf-i magasságeltéréseket nem lehet csak lepusztulási folyamatokra visszavezetni. A fővölgyekre vonatkozóan is születtek megállapítások/feltevések, amelyek szerint a Tárkányi-, az Eger-, az Ostoros-, a Kánya-, a Hór-, a Kácsi- és a Kulcsárvölgyi-patak egyes szakaszai szerkezetileg előre jelzett völgyben futnak (SCHRÉTER Z. 1912, 1926, 1933; BALOGH K. 1964; DOBOS A. 2000, 2002; HEVESI A. 2002a, 2002b; LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; PETRIK A. 2016), azonban olyan munka még nem született, amely bizonyítaná valamelyik völgy összefüggését egy-egy konkrét szerkezeti elemmel.

2. Célkitűzés

Értekezésem célja, hogy a legújabb szakirodalmi és kutatási eredmények alapján felvázoljam a Bükkalja felszínfejlődését, majd a terepi felszínalaktani és szerkezetmorfológiai megfigyeléseim és észlelések, illetve nagyrészt a digitális domborzat/felszínmodellrel végzett

morfológiai/morfometriai vizsgálatok segítségével kiegészítsem a Bükkalja eddigi felszínalaktani kutatásának eredményeit. Munkám elsődleges célja a bükkaljai medencék kimutatása, morfometriai elemzése, valamint a területen futó mélyszerkezeti elemek felszínfejlődésre és formakincsre gyakorolt hatásának feltárása, különös tekintettel a domborzatban megjelenő lineáris elemek (völgyek és lineamensek) kialakulására.

3. A Bükkalja elhelyezkedése

A Bükkalja az akadémiai tájbeosztás alapján a Belső-Északnyugati-Kárpátok nagytájrészet, Északi-középhegység középtájának egy kistája (CSORBA P. et al. 2018). Magyarország Kistájainak Kataszterében három különálló kistájként értelmezték a Bükkalját. A Kács-Tibolddaróc vonal mentén Egri- és Miskolci-Bükkaljára, valamint a Délnyugati-Bükkbe beöblösödő Tárkányi-medencére tagolták azt (DÖVÉNYI Z. 2010). HEVESI A. (2002a, 2003) a Bükkalját a Mátraerdő (Észak-magyarországi-középhegység [nagytáj]), azon belül a Bükkvidék (középtáj) egyik kistájának tekinti.

A Bükkalja a Bükk hegység déli, fővölgyekkel és azokra merőleges mellékvölgyekkel közepesen és enyhén tagolt, kettős hegyláb felszínéneként (pedimentjeként) értelmezhető (MARTONNÉ ERDŐS K. 2002), mely hazánk legkiterjedtebb hegységperemi dombsága (HEVESI A. – PAPP S. 1979; MARTONNÉ ERDŐS K. 2002).

A szakirodalom e területen három nagyobb és két kisebb medencét említ. A nagyobbak a Tárkányi-, Bogács–Cserépfalui-, Kisgyőri-medence (HAJDÚ-MOHAROS J. – HEVESI A. 1997; HEVESI A. 2003), a kisebbek a Hidegkút-lapos és a Kácsi-medence (MARTONNÉ ERDŐS K. 2000) (*1. ábra*).

A Bükkalja lehatárolása nehezen lehatárolható, mivel a tájak között fokozatos az átmenet, köztük éles határ nincs. Északon a Déli-Bükk középidői vonulataira kapaszkodik fel, mely földtani értelemben természetes határt képez, míg délen fokozatosan simul bele a Heves-Borsodi Mezőség hordalékkúp síkságába. HEVESI A. (1986, 2003) a széles völgyfőkbe benyúló alluviumot már a Heves-Borsodi-Mezőség részének tekinti, míg DOBOS A. (2002) és MARTONNÉ ERDŐS K. (2002) a Kerecsend – Maklár – Mezőkövesd – Mezőnyárad – Bükkábrány – Vatta – Emőd vonal mentén húzza meg a határt. VÁGÓ J. (2012) a déli határnak a 3-as főutat tekintette.

Bár VÁGÓ J. (2012) határa „kényszerűnek” tűnik, azonban eddigi, több éves terepi vizsgálataimat figyelembe véve úgy vélem, hogy az általa meghúzott határ jól igazodik a bükkaljai patakok által létrehozott hordalékkúpszint határához, valamint a szénhidrogén- és

szerkezetkutató fúrások és szerkezetföldtani vizsgálatok során feltárt Vatta–maklári-árokhoz, mely fenntartásokkal, de természetföldrajzi határként értelmezhető.



1. ábra. A Bükkalja elhelyezkedése és határa (1: Hidegkút laposa).

Keleti határát a Sajó, nyugatit a Tarna szerkezetileg előrejelzett völgye jelöli ki, a Bükkháttól pedig keleten a Szinva-völgy választja el (HEVESI A. – PAPP S. 1979) (1. ábra).

A fenn említettek alapján lehatárolt, mintegy 980 km²-en végeztem felszínalaktani, szerkezetmorfológiai vizsgálataimat.

4. Kutatástörténeti áttekintő

4.1. A Bükk déli előterében végzett földtani és természetföldrajzi kutatások

A terület földtani adottságainak felmérése már a XX. század hajnalán megkezdődött SCHRÉTER Z. (1916, 1926, 1939, 1952, 1975) kutatásaival, akinek földtani térképezési munkája a mai napig időtálló. Őt követte NOSZKY J. (1930) rétegtani munkája, majd a század közepén BALOGH K. (1963, 1964) elkészítette a Bükk és környékének első, részletes földtani térképét. PANTÓ G. (1962, 1964) ekkor ismerte fel elsőként, hogy a korábban lávának minősített kőzetek valójában robbanásos kitörés következtében kialakult ignimbritek. Ezt követően VARGA GY.

(1976, 1981) vizsgálta a bükkaljai ignimbriteket részletesebben, majd később PENTELÉNYI L. (2002) és LESS GY. - GULÁCSI Z. – KOVÁCS S. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – REZESSY A. – SÁSDI L. (2005) folytatott földtani kutatásokat és térképező munkát, melynek eredményeként elkészült a Bükk és környékének 1: 50 000 méretarányú fedetlen földtani térképe. A területre jellemző miocén tufákkal ekkor kezdtek el behatóbban foglalkozni. Besorolásuk kezdetben terepi megfigyeléseken, teljes geokémiai, valamint petrográfiai vizsgálatokon alapult (PENTELÉNYI L. 2005). Később MÁRTON E. – PÉCSKAY Z. (1998) a tufák K/Ar radiometrikus kormeghatározása és paleomágneses vizsgálata segítségével 3 tufaszintet különített el. Ez a hármas beosztás adta SZAKÁCS S. et al. (1998) és PÓKA T. et al. (1998) vulkanológiai, kőzettani és geokémiai vizsgálatainak alapját, melyet később HARANGI SZ. (2001) és munkatársai (HARANGI SZ. et al. 2000), LUKÁCS R. et al. (2002, 2007, 2005 2010, 2014, 2017, 2018) és GÁL P. et al. (2018) részletes geokémiai, petrográfiai, valamint kormeghatározásos munkája követett, mely hozzájárult, hozzájárul a miocén vulkáni képződmények jelenleg is zajló újraértelmezéséhez. Ennek keretein belül indult meg a Bükk és a Mátra határvidékén a miocén képződmények újratérképezése (GÁL P. et al. 2019a, 2019b, 2020), melyben jómagam is részt veszek. A Bükkalja oligocén üledékes kőzeteivel főként BÁLDI T. – SZTANÓ O. (2000) foglalkozott.

A Bükk és déli előterének szerkezetföldtani adottságainak feltárásával az 1: 50 000 méretarányú földtani térkép elkészítése során részletesen foglalkoztak az előzőekben már említett kutatók. Modelljük szerint a Bükköt felépítő kőzetek három tektonikai emeletbe oszthatók, melyek között rátolódások lépnek fel, a Kisfennsík alatti pedig takarós méretet is ölt (LESS GY. et al. 2005). BALLA Z. (1983) Szarvaskő környékén végzett vizsgálatai képezték CSONTOS L. (1988, 1999, 2000) modelljének alapját, aki a Szarvaskői Egység esetében is takaróredős szerkezetről írt, azonban ezt a MÁFI földtani térképezése nem igazolta (LESS GY. et al. 2005). NÉMETH N. (2005) a Délkeleti-Bükk keleti részén végzett szerkezetföldtani vizsgálata során kilenc kiemelkedési és két eltolódási fázisbeli mozgásrendszert különített el egymástól, melyek pontosították a régió nagyszerkezeti modelljét és a deformációstörténetet. Véleménye szerint az eltolódások nagyobb szerepet játszottak a Bükk szerkezeti fejlődéstörténetében, mint azt az eddig említett modellek feltételezték. FODOR L. et al. (2005, 2020) számos szerkezeti megfigyeléssel és feszültség-inverziós¹ vizsgálattal járultak hozzá a fejlődéstörténet pontosításához, és számos kérdés felvetésével irányt mutattak a későbbi kutatásoknak. MCINTOSH R.W. (2014) a „Bükkium morfortektonikája” c. munkájában a késő-

¹ Feszültségre való következtetés a vetőkarcok segítségével. Legalább 4 vetőkarc-adatból az eljárás végre hajtható (az eljárásról többen, magyarul: FODOR L. [2010]).

jurától kezdve három erőrendszert különített el, valamint megfigyelte, hogy egyes területek szerkezetföldtani adottsága és a formakincs között kapcsolat fedezhető fel. BEKE B. (2016) és munkatársai (BEKE B. et al. 2019) a kainozoos üledékekben megjelenő deformációs szalagok jelentőségét vizsgálva különített el töréses és deformációs fázisokat. A szerkezetföldtani kutatások közül ki kell emelnem PETRIK A. (2016) és munkatársai (PETRIK A. et al. 2014, 2016, 2018) munkásságát, akik feszültséginverziós és szeizmikus szelvények vizsgálatával felvázolták a Bükkalja területének kainozoos szerkezetalakulását. Az általuk végzett pontos észlelésekre és több szempontból is alátámasztott eredményekre tudtam építeni a doktori kutatásom során.

A Bükk déli előterének felszínalaktani sajátosságairól bőségesen áll rendelkezésünkre szakirodalom. A geomorfológiai kutatások a Bükkalja legidősebb völgyeiben kezdődtek meg. A munkát a Tárkányi-patak teraszrendszerének vizsgálatával még KERÉKES J. (1936) kezdte el, később az ő eredményeit felhasználva végzett morfológiai vizsgálatokat PINCÉS Z. (1955, 1957) az Eger- és a Hór-patak völgyében. Munkáját később az Eger-völgyében KROLOPP E. et al. (1989), SCHWEITZER F. és KISS É. (2016), DOBOS A. és MESTER ZS. (2018), míg a Hór-völgyében DOBOS A. (2000, 2006a, 2006b, 2012a) figyelemre méltóan részletes kutatása egészítette ki. A Laskó-patak völgyének fejlődésével elsőként LÁNG S. (1953, 1954) majd SZÉKELY A. (1958) foglalkozott, őt követte az ezredforduló után DOBOS A. (2012b). A teraszmorfológia kutatások a Bükkalja legidősebb völgyeiben legalább 5, legfiatalabb völgyeiben pedig 2 teraszszintet különítettek el (KERÉKES J. 1936; PINCÉS Z. 1955, 1957; KROLOPP E. et al. 1989; DOBOS A. 2000, 2002, 2006a, 2006b, 2012a; SCHWEITZER F. – KISS É. 2016).

A terület felszínfejlődésével, a pediment kialakulásával és annak problematikájával PÉCSI M. (1961, 1962, 1963, 1964, 1969, 1991, 1997), PINCÉS Z. (1968, 1977, 1978), SZÉKELY A. (1969, 1972), a Bükkalja felszínalaktani szintjeivel és azok kimutatásával MARTONNÉ ERDŐS K. (1972, 1974, 2002), HEVESI A. (1978, 1986a, 1986b, 1990), DOBOS A. (2000, 2002, 2006b) majd VÁGÓ J. és HEGEDŰS A. (2007, 2011) foglalkozott. Az előbb említett kutatók eltérő módszerekkel azonosították és mutatták ki a Bükkalja kettősosztatú heglábfelszínét.

A kőzetminőség völgyhálózat kialakulásában betöltött szerepét először SZÉKELY A. (1997) és HEVESI A. (1997) vizsgálta, őket követte VÁGÓ J. (2003, 2005, 2006, 2012) kiemelkedően alapos és részletes munkája. Kutatásuk arra világított rá, hogy a jól összesült ignimbriteknek völgyösszpontosító hatásuk van.

A pedimentet és a folyóvízi teraszokat érintő kutatások során számos völgylefejezést tártak fel a Bükkalján. PINCÉS Z. (1955) a Kánya-, a Hór- és a Tardi-patak, SZÉKELY A. (1958) a Kígyós-patak, míg VÁGÓ J. (2012) a Kácsi-, a Geszti- és a Csincse-patak elhagyott völgyeit, kaptúráit azonosította.

A Bükkalján lejátszódó szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások kialakulásával, térképezésével VÁGÓ J. (2008, 2009) foglalkozott.

4.2. A szerkezetmorfológia kutatások szakirodalmi előzménye

A szerkezetmorfológia alapkérdésével: a tektonikus formakincs tanulmányozásával, valamint a mélyszerkezet felszínfejlődésre gyakorolt hatásával számos hazai és nemzetközi szakirodalom foglalkozott már.

A vízhálózat és a szerkezeti elemek közötti kapcsolatra már igen korán felfigyeltek a kutatók. A hazai szakirodalomban CHOLNOKY J. (1926) mutatott rá először arra, hogy a kéregmozgások befolyásolhatják a völgyfejlődést. Később EGYED L. (1957) a mélyszerkezeti elemek csapásiránya és a vízfolyások iránygyakoriságának vizsgálatával tárta fel az Esztergomi-medence völgyeinek preformáltságát. NAGY E. és NAGY I. (1965) hasonló összefüggést vázolt fel a Keleti-Mecsekben. GÁBRIS GY. (1986a) a Börzsöny, a Tokaji-hegység, a Vértes, valamint a Sajó- és a Hernád-völgy magyarországi szakaszának vízhálózatát elemezve keresett összefüggéseket a szerkezeti elemekkel. A nemzetközi szakirodalomban a szerkezeti elemek csapásiránya és a völgyhálózat iránya közötti kapcsolatot BENCH, B. et al. (1977) és BANNISTER, E. (1980) vizsgálta Északnyugat-Virginiában, valamint Délnyugat-Pennsylvaniában (USA). Azóta számos hasonló jellegű tanulmány született Földünk számos pontján (NOVAK T. – BERMES A. 2015; SIDDIQU, S. et al. 2015; RADAIDEH, O.M.A. et al. 2016; EMERTZ, A.M. et al. 2019; PSOMIADIS, E. et al. 2020).

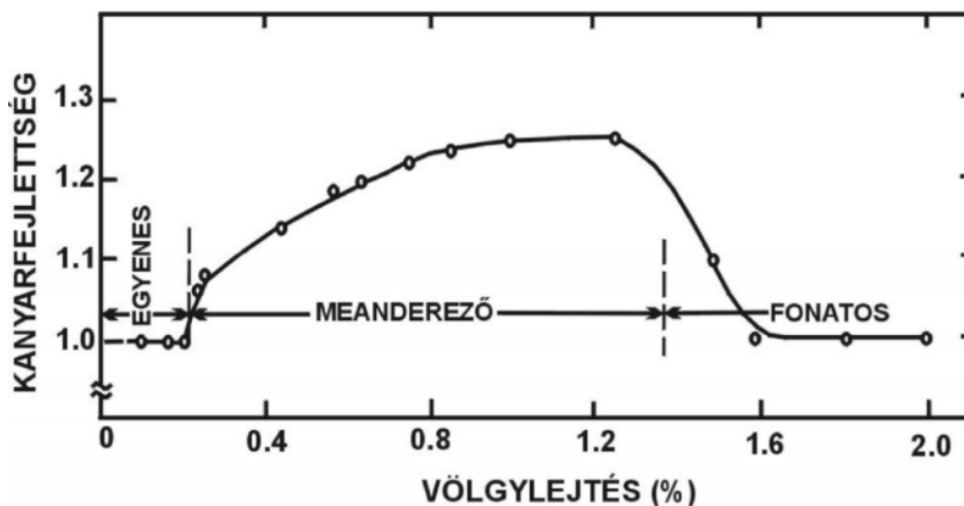
A közelmúlt hazai szakirodalomában a mért szerkezeti elemek (vetők, törések, litoklázisok) és a völgyhálózat irányítottsága közötti összefüggést a Bükk északi előterében és az Uppony-hegységben SZALAI K. (2004), valamint DEMETER G. és SZABÓ SZ. (2009) tárta fel. Utóbbi két szerző a digitális domborzatmodellből származtatott elméleti és a hagyományos digitalizálással létrehozott völgyhálózat irányainak kapcsolatát is vizsgálta a szerkezeti elemek csapásával.

A kutatások nem csak az egyes völgyek szerkezeti preformáltságát tárták fel, hanem azt is, hogy a vízfolyások viszonylag gyorsan reagálnak a szerkezeti mozgások okozta süllyedésre és/vagy emelkedésre (OUCHI, S. 1985; MARPLE, R. T. – TALWANI, P. 1993; TWIDALE, P. 1996, 2004). A szerkezeti aktivitás vizsgálatára számos vízfolyásokhoz köthető felszínalakító folyamatot, formát használnak, a teljesség igénye nélkül: mederképződés, fonatosodás, mederszélesség változás, mocsarak feltöltődése, medermélység változás, hordaléklerakás, folyóvízi teraszok. Azonban ezen formákat létrehozó munkavégzőképességet az éghajlatváltozások is módosíthatják, így az alaktípus 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 hosszmenti kanyargósság (TIMÁR G. [2003a] szerint kanyarfejlettség) változásának tektonikai szempontú vizsgálata (SCHUMM, S.A. 1986, 2005; HOLBROOK, J. – SCHUMM, S.A. 1999; KELLER E.A. – PINTER, N. 2002; PIŠÚT, P. 2006; RAJ, R. 2007; MARPLE, R.T. – TALWANI, P. 2010), amellyel 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).

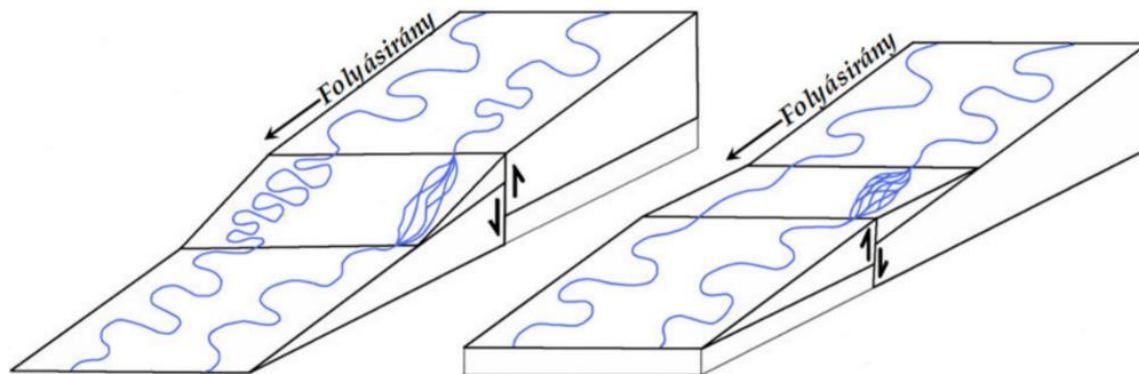
SCHUMM, S.A. és KHAN, H.R. (1972) modellkád kísérlettel bizonyították azt, hogy a vízfolyás alaktípusa szoros összefüggésben van az eséssel és a hordalékhozammal. Kevés hordalék és kis esés esetében a folyó egyenes marad, majd ezen tényezők növekedésével a vízfolyás először kanyarulatot kezd fejleszteni, meanderezővé válik, majd a kanyarulat-fejlettség növekedésével folyamatosan fonatossá válik a meder (2. ábra), ami azt jelenti, hogy az esés és a hordalékhozam növekedésével folyamatosan nő a kanyarulat-fejlettség addig, míg a vízfolyás fonatossá nem válik. 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 (esés) és kanyarfejlettség kapcsolata SCHUMM, S.A. és KHAN, H.R. modellkád kísérlete alapján (PETROVSZKI J. 2013).

OUCHI, S. (1985) szintén modellkádás kísérleteivel, valamint terepi megfigyeléseivel igazolta azt, hogy a deformáció környékén a vízfolyás alaktípusa megváltozik (3. ábra). A vízfolyás a lejtés növekedésével törekszik esésének megtartására a 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 viszonyaitól (OUCHI, S. 1985; PETROVSZKI J. 2013).



3. ábra. A függőleges felszínmozgások hatása a folyók alakjára, alak típusára OUCHI, S. (1985) alapján (PETROVSZKI J – TIMÁR G. 2010).

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 változások elemzésével. A vetőrendszer meglétét később TALWANI, P. és DURÁ-GÓMEZ, I. (2009) geofizikai módszerekkel is bizonyította.

A Pannon-medence vízfolyásai és a mélyszerkezet aktivitása közötti kapcsolattal számos hazai kutató foglalkozott. Közülük is kiemelkedő TIMÁR G. (2003a, 2003b), PETROVSZKI J. (2013) és társai (PETROVSZKI J. et al 2010, 2012) munkássága, akik a kanyarulat-fejlettség és a szerkezeti elemek közötti összefüggést vizsgálták. PETROVSZKI J. (2013) eredményei is igazolják SCHUMM, S.A. (1977) feltevését, hogy az esés és a kanyarulat-fejlettség között kapcsolat áll fenn, és a kanyarulat-fejlettség elemzése alkalmazható a függőleges irányú kéregmozgások vizsgálatára. Kutatása során 38 metszéspontban mintegy 28 vető tektonikai aktivitását igazolta (73%-os eredmény).

Az esettanulmányokból kitűnik, hogy síkságokon, völgyek allúviumán folyó vízfolyások kanyarulat levágásait függőleges kéregmozgások, földrengések is előidézhetik. Ezen szerkezetmozgások jelentősen befolyásolják a vízfolyás alaktani sajátosságait. Ha a kanyarulat levágás nem is történik meg, 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 előidézheti, így a mellékfolyóknak, mellékvölgyeknek, valamint az éghajlatnak is hatása van a mederre, ezen kívül az alapkőzet szerepe sem elhanyagolható (PETROVSZKI J. 2013).

Az esésviszonyok megváltozását közvetlenül is vizsgálták az egyes kutatások. A völgyprofilban jelentkező töréspontokat (knickpoints) és az esésindexben (*lásd később*) megjelenő változásokat éghajlati, kőzetminőségbeli vagy tektonikai okokra vezették vissza mind a nemzetközi (BROOKFIELD, M.E. 1998; CHEN, Y.C. et al., 2003; BISHOP, P. et al., 2005; GOLDRICK, G. – BISHOP, P. 2007; PÉREZ-PEÑA, J.V. et al., 2008; TROIANI, F. – DELLA SETA, M. 2008; TSODULOS, I.M. et al., 2008; LIMA, A.G. 2014; MOUSSI, A. et al. 2018), mind pedig a magyar kutatások (GÁBRIS GY. 1986b; VÁGÓ J. 2010; EISAM ELDEEN F. – TELBISZ T. 2012).

A legtöbb tanulmány azonban összetett módon vizsgálja a felszínt. Számos morfometriai paramétert kiszámolva, sok esetben szerkezetföldtani adatokat is feldolgozva von le következtetést az adott terület szerkezeti felszínfejlődésével kapcsolatosan. MAHMOOD, S.A. és GLOAGUEN, R. (2012) a völgyhálózat és a digitális domborzatmodellből származtatott morfometriai paraméterek segítségével vizsgálták a Hindikus hegység (Afganisztán, Pakisztán) neotektonikus aktivitását. Hasonló munkák születettek a Bhilangana és a Mandakini medencéről (India) (TALOOR, A.K. et al. 2020), az Északnyugati-Himalájából (JOSHI, N. et al. 2021). Hazai viszonylatban ilyen (*a teljesség igénye nélkül*) RUSZKICZAI-RÜDIGER ZS. et al. (2007, 2009) munkája, akik a domborzatmodellből származtatott morfometriai paraméterek, a völgyhálózat, valamint szerkezetföldtani vizsgálatok alapján különítették el eolikus, fluviális és neotektonikus folyamatokat. Hasonlóan összetett módon elemezte a Kőszegi-hegység és a Rába közötti dombvidéket KOVÁCS G. és TELBISZ T. (2013). Kutatásuk során sávszelvényezés, völgyprofilok, valamint fúrási és geofizikai adatok együttes értelmezése segítségével mutatták ki egyes völgyszakaszok szerkezeti preformáltságát és különítették el morfológiai egységeket. Az utóbb említett két kutató a sávszelvényezést önálló vizsgálatként is jól alkalmazta a Gömör–Tornai-karszt geomorfometriai vizsgálata (TELBISZ T. 2012), valamint az Alpok keleti előterében végzett teraszmorfológiai kutatása (KOVÁCS G. 2013) során. PETRIK A. és JORDÁN GY. (2012, 2017) szintén morfometriai paraméterek, a domborzatban megjelenő lineáris elemek, szeizmikus szelvények, valamint szerkezetföldtani észlelések segítségével vázolták fel a Villányi-hegység szerkezetföldtanát, morfotektonikáját.

5. Anyag és módszer

5.1. Felhasznált adatállományok

Morfometriai vizsgálataim alapját digitális felszín- és domborzatmodellek képezték. A felszínmodellek közül a 30 m-es térbeli felbontású EUDEM-et és a 25 m-es felbontású HydroDEM-et használtam. A saját készítésű digitális domborzatmodellt 1: 10 000 EOTR térképlapokból bedigitalizált szintvonalak, magasságpontok és völgyek² alapján az ArcGIS-10.1 térinformatikai szoftver *Spatial Analyst* moduljában található *Topo to Raster* interpoláció segítségével hoztam létre, ezen modell térbeli felbontása 25 m volt.

A maradványfelszínek leválogatásához, módszertani sajátosságokból fakadóan, az általam létrehozott digitális domborzatmodellt használtam fel (PECSMÁNY P. 2019a), míg a medencék kimutatásához az EUDEM-et, a többi morfometriai vizsgálatomhoz, valamint a sávszelvényezéshez HydroDEM-et. Fontos megjegyezni, hogy a HydroDEM-et a Miskolci Egyetem Természetföldrajz-Környezettan Tanszékén dolgozó munkatársak a terepi megfigyeléseik alapján az eddig használt legjobb adatbázisként tartják számon, amit saját megfigyeléseim és tapasztalataim is megerősítenek.

A vízfolyások kanyarulat-fejlettségének vizsgálatához az 1806 – 1869 között készült Második Katonai Felmérés³ EOVS koordináta rendszerbe illesztett, 1: 28 800-es méretarányú térképlapjait használtam fel.

Mindezek mellett kutatásom során igénybe vettem a területről rendelkezésemre álló földtani térképeket (FODOR L. et al. 2005; LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; MCINTOSH R. W. 2014; PETRIK A. 2016; GÁL P. et al. 2019a, 2019b, 2020; GULÁCSI Z. é.n), az észlelt földrengések adatbázisát (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018), illetve a MÁFI évkönyveiben közzétett fúrási adatsorokat.

A digitális felszín- és domborzatmodelleket, valamint a vektoros állományokat QGIS 2.8.3, ArcGIS 10.1., SAGA GIS 2.1.2 program segítségével dolgoztam fel. A vektoros állományok feldolgozásához GIS kompatibilis Python 2.7.10 programozási nyelvet is felhasználtam. A további és származtatott adatokon a statisztikai vizsgálatokat MatLab R2017b programban

² Topográfiai térképlapok segítségével a szintvonalak megtöréséből a völgyek helyzetére lehet következtetni, ha megtörés maximum 120° és minimum két szintvonal esetében detektálni lehet (GÁBRIS GY. 1987a) akkor a völgyszakaszt bedigitalizáltam

³ A térkép referenciapontjait csillagászati módszerekkel határozták meg, referencia ellipszoidja egy Zach-Oriani hibrid ellipszoid (HOFSTÄTTER, E. 1989; JANKÓ A. 2001; TIMÁR G. 2004; TIMÁR G. et al., 2006).

végeztem el. A diagramok Grapher 8 és MS Excel programok segítségével készültek. Az ábrák, térképek javítása Adobe PhotoShop CS6-ban történt.

5.2. Terepi módszerek és a mérési adatok feldolgozása

A terület domborzatának megismerése céljából alapos terepbejárásokat tettem. A felszínalaktani megfigyeléseket (formákat), valamint a földtani feltárások helyét GPS készülék segítségével rögzítettem, azokról fényképes dokumentációt készítettem. Ahol lehetőségem nyílt rá, szerkezetföldtani észleléseket végeztem (lásd. *13. melléklet*), melyek keretében a szerkezeti elemek dőlését és csapásirányát, valamint ahol tudtam a rétegdőlést is Freiberg-típusú geológuskompasz, valamint FieldMove IOS alkalmazás segítségével rögzítettem. A mérések során a szerkezetek esetében a legnagyobb kategóriát a vető, a legkisebb kategóriát a törés és a kőzetrés képezte. A mért adatokat a deklináció értékével nem korrigáltam. Az észlelési adatok feldolgozásához és ábrázolásához StereoNet 9.8.3 és RockWorks 16 programokat használtam fel.

Fontos megemlíteni, hogy egy-egy párhuzamos kőzetrésra vonatkozó mérések számát befolyásolhatja a feltárás kiterjedése (pl.: egy K–Ny-i csapású bányafalban/útbevágásban sokkal több É–D-i irányú kőzetrest észlelünk, mint K–Ny-it, még abban az esetben is, ha azok azonos számban vannak jelen a területen), tehát a kőzetrés iránygyakorisága csúcsértékeinek számszerű összevetése félrevezető lehet.

5.3. Alkalmazott módszerek

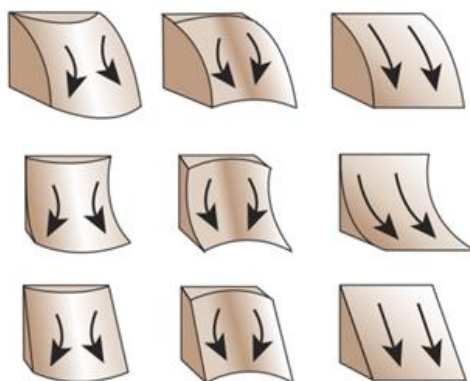
A geomorfológiában évtizedek óta használt klasszikus morфомetriai vizsgálatok (lejtőkiterjedés, lejtőmeredekség, lejtőalak, relief, felszabdaltság) mellett a szakirodalomból számos olyan módszert ismerünk, melyek a digitális domborzatmodell felhasználásával kvantitatív módon próbálták elemezni, osztályokba sorolni és egymástól elkülöníteni az egyes relief típusokat (HAMOND, E.H. 1964a, 1964b; WEISS, A. 2001; GALLANT, A.L. et al. 2005; JENNESS, J. 2006; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2007; HEGEDŰS A. 2008; VÁGÓ J. 2012). A domborzatmodell vizsgálatán kívül azonban még számos alakrajzi, morфомetriai paramétert alkalmaznak a felszínalaktanban, a felszínfejlődés és a formakincs elemzésére.

A következő fejezetekben a kutatásom során alkalmazott morфомetriai módszereket és azok továbbfejlesztését mutatom be.

5.3.1. Klasszikus morfometriai mutatók

Kitettség és lejtőmeredekség. A domborzat és a formakincs vizsgálatára elkészítettem a BREWER, C.A. és MARLOW, K.A. (1993) által kifejlesztett kitettség térképet, mely nem csak a kitettség iránya, hanem a lejtőmeredekség alapján is csoportosítja a felszínt. A módszer lényege a következő: a kiszámolt kitettség és lejtőmeredekség térképet újraosztályozzuk. A kitettség esetében nyolc osztályba soroljuk (égtájak és mellékégtájak) a képpontokat, míg a lejtőmeredekség esetében négybe. A lejtőmeredekség újra osztályozásához DEMETER G. (2008) a Bükk-vidék közetein elvégzett közetfizikai vizsgálatok alapján meghatározott lejtőmeredekség osztályait (4% alatti, 4-10%, 10-16%, 16,1% fölötti) használtam fel. Az újraosztályozást követően elsőnek a legnagyobb meredekségi kategóriába eső kitettséghez rendelünk színeket, majd a meredekség csökkenésével a színek intenzitását is csökkentjük. A 4%-nál alacsonyabb lejtőmeredekséggel rendelkező területekhez egységesen szürke színt rendelünk (lásd a későbbi 18. ábra).

Lejtőalak. A felszínen lejátszódó folyamatokat a domborzat görbületének meghatározásával és annak elemzésével tudjuk részben felvázolni. A lejtőgörbületnek két típusát különböztethetjük meg a lejtőirányú- és a síkgörbületet. A lejtőirányú görbület párhuzamos, míg a síkgörbület merőleges a legnagyobb lejtés irányára, előbbi a víz lefolyásának gyorsaságát, utóbbi az összefolyását, vagy széttartását jellemzi. A két lejtőalaktérkép kombinációjából a „standard” lejtőalaktérképet kapjuk meg (4. ábra) (MÁRKUS B. 2010; VARGA G. et al. 2013).



4. ábra. A standard görbületet magyarázó sematikus ábra (ARCGIS WEBOLDALA)

A kombinált, vagy standard lejtőalaktérkép segítségével pontosabb képet kaphatunk a területet felszínfejlődéséről. A homorú (konvex) térszíneken akkumulációs, míg a domború (konkáv) területeken eróziós folyamatok játszódnak le. A két görbületi térkép egyesítését az ArcGIS-ben beépített *Curvature (Data Management Tools, Raster)* modulja automatikus elvégzi (MÁRKUS B. 2010; VARGA G. et al. 2013).

Relatív relief és felszabdaltság. A geomorfológiai vizsgálatok egyik legkedveltebb, több évtizedre visszatekintő szakirodalommal rendelkező módszere a relatív relief vizsgálata. A relatív reliefből a felszín felszabdaltságára lehet következtetni (KERTÉSZ Á. 1972; RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. et al. 2009). A módszer lényege, hogy az általunk választott területegységre (cellakörnyezetre) meghatározzuk a legnagyobb és legkisebb tengerszint fölötti magasságot, majd ezután a két állományt kivonva egymásból megkapjuk a területre vonatkozó relatív reliefet. A paraméter kiszámítása egy lépésben végrehajtható az ArcGIS *Focal Statistics* moduljába beépített *focalrange* parancs segítségével. Vizsgálataim során 500 m sugarú, kör alakú mozgóablakot alkalmaztam, így az értékek 0,0785 km²-es területegységre vonatkoznak.

A relatív relief meghatározása nem elég a felszín formakincsének leírásához, ugyanis azonos relieffel rendelkező területek eltérő felszínformákkal rendelkezhetnek. Ezért érdemes elkészíteni a területi felszabdaltság térképét. A térképet úgy kapjuk meg, hogy a relatív relief és a maximális abszolút magasság hányadosát vesszük (KERTÉSZ Á. 1972). Ebben az esetben is mozgóablakos statisztikát alkalmaztam, hasonlóan a relatívrelief kiszámításához.

5.3.2. Topographic Position Index (TPI)

A WEISS, A. (2001) és JENNESS, J. (2006) által kidolgozott Topographic Position Index (TPI) eljárás lényege az, hogy a domborzatmodell celláit (képpont, pixel) az alapján osztályozzuk, hogy tengerszint fölötti magasságuk hogyan viszonyul környékük átlagos tengerszint fölötti magasságához. Az elemzés során minden cella tszf-i magasságának értékéből kivonva előre meghatározott környékének átlagos tszf-i magasságát, megkapjuk a cella TPI értékét. Ezt követően az 1. táblázat szerint osztályozzuk az állományt.

1. táblázat. WEISS, A. (2001) és JENNESS, J. (2006) által meghatározott osztályozás.

standardizált TPI érték ≤ -1	völgytalp
$-1 < \text{standardizált TPI érték} \leq -0,5$	lejtőláb
$-0,5 < \text{standardizált TPI érték} \leq 0,5$	sík térszín, enyhe lejtésű völgyoldal
$0,5 < \text{standardizált TPI érték} \leq 1$	lejtőváll
standardizált TPI érték > 1	gerinc

Az elemzés végeredménye alapvetően függ a számítás során használt cellakörnyék méretétől, vagyis attól, hogy mekkora területegységre számoljuk ki a képpontok tengerszint fölötti magasságának átlagértékét. Kisebb cellakörnyezetet használva a szűkebb völgyek és a keskenyebb völgyközi hátaik rajzolódnak ki (HEGEDŰS A. 2008, 2011), elnyomva a nagyobb formákat (pl. a tágas medencéket), melyek így kevésbé észrevehetőek („a fától nem látni az erdőt”). Ezért érdemes nagyobb cellakörnyéket használva is elvégezni az elemzést.

5.3.3. Digitális domborzat-, terepmodell magasságértékeinek statisztikai vizsgálata

Magassági hisztogram elemzése. A magassági hisztogram tulajdonképpen a digitális domborzatmodell sűrűségfüggvénye, melynek futásából és megtöréséből, nevezetes pontjaiból domborzati jellemzőkre lehet következtetni (HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2007; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011; VÁGÓ J. 2012). A módszer hátránya, hogy a tszf-i magasságok eloszlása a kivágat méretétől függően változhat, vagyis csak (!) az adott kivágat esetében érvényesek a megállapított határok (tszf-i magasságok), nagyobb vagy kisebb kivágat esetében ez az érték változhat (Vágó J. 2012). A hisztogram elemzésénél VÁGÓ J. és HEGEDŰS A. (2011) módszerét alkalmaztam. Az eljárás lényege, hogy a kivágat hisztogramjára az annak futását legjobban követő függvényt (polinom) illesztjük. Ezt követően az illesztett függvényt deriváljuk. Ahol a $\frac{df}{dx}$ első derivált értéke nulla megkapjuk a szélsőértékeket, és ahol a második derivált értéke szintén nulla megkapjuk az inflexiós pontokat. VÁGÓ J. és HEGEDŰS A. (2011) szerint a függvény minimum, maximum (szélsőértékei) és inflexiós pontjai a domborzat megváltozására utalhatnak. A felszínmodell magasságadatait (pixeleket) először ArcGIS-ben exportáltam. Ezek után a hisztogram elemzését Matlab R2017b környezetben végeztem el. A magassági adatok hisztogramjára polyfit függvénnyel a rá legjobban illeszkedő polinomot illesztettem, majd ezt a polyder függvénnyel deriváltam, megkapva a szélsőértékeket és az inflexiós pontokat, amelyek segítségével újraosztályoztam az állományt.

Magasság értékek klaszterelemzése. Az előző módszerhez nagyon hasonló eljárás a tszf-i magasságértékek statisztikai módon való csoportokba sorolása, vagyis klaszterelemzése. Egyik ilyen klaszterező eljárás a k-közép (k-means) módszer, mely algoritmus egy centroid alapú, nem hierarchikus klaszterelemzés. A futtatás kezdetén az eljárás sajátosságából fakadóan meg kell adni a csoportok számát, majd ezután az algoritmus véletlenszerűen meghatározza a kezdeti centroidokat, melyek száma megegyezik a csoportok számával. Ezek után a véletlenszerűen meghatározott középponttól (centroidoktól) való Euklideszi-távolsága alapján klaszterekbe (csoportokba) sorolja a magassági adatokat, majd ezek után újra meghatározza a középpontok értékét, mert ezek a magassági adatok besorolása miatt megváltozhattak. Ezen lépéseket addig ismétli, míg a középpontok változnak (MACQUEEN, J. B 1967).

5.3.4. A Sávszelvényezés (Swath analysis) módszertani háttere

A keresztszelvények készítése nem újkeletű a geomorfológiai kutatásokban, hiszen azok elemzéséből a terület jellegzetes felszínformáit ismerhetjük meg (TELBIŠZ et al. 2011, 2013). A keresztszelvényezés azonban túlságosan szubjektív, a kutatótól függ, sokszor kényszerű vagy véletlen azok meghúzása, így a mintázásból csúcsok maradhatnak ki, valamint völgyek

kerülhetnek bele. Ennek a problémának a kiküszöbölésére lehet használni a sávszelvényezést (*burkolófelszínt*) (angolul: *swath analysis*), mely már nem egy adott vonal, hanem egy meghatározott terület mentén készül és statisztikai értelemben megbízhatóbbnak mondható (FIELDING, E. J. 1996; KÜHNI, A. – PFIFFNER, O.I. 2001; KORUP, O. et al. 2005; STOLAR, D.B. et al. 2007; ROBL, J. et al. 2008; TELBISZ T. 2011; TELBISZ T. et al. 2012, 2013).

A módszer lényge az, hogy az általunk meghatározott téglalap mentén, a téglalapba eső tszf-i magasságokat (domborzatmodell képpontjai) a szelvény menti távolság alapján csoportokba soroljuk, majd a csoportokba eső tszf-i magasságok (pixelértékek) minimumát, maximumát, átlagát és kvantilisét⁴ meghatározzuk, és a kapott eredményt diagramon ábrázoljuk (TELBISZ T. et al., 2011; 2012; KOVÁCS G. 2013).

A sávszelvényben bekövetkező geometriai torzulások (megtörések) neotektonikai folyamatokra utalhatnak (KELLER, E.A. – PINTER, N 1996). A különböző szerkezeti mozgások eltérő felszíni megjelenéssel rendelkeznek, melyeket a kereszt-szelvények morfológiája alapján is el tudunk különíteni. A normálvetők általában 60°-os szögben, míg a feltolódások 30°-os szögben metszik a domborzatot, utóbbiak megjelenése a kereszt-szelvényen „görbe” alakú. A domborzat formakincse, mint például a medencék, süllyedékek, kibillent réteglépcsők gyakran kötődhetnek valamilyen tektonikai zónához (BURBANK, D. – ANDERSON, R. 2001). Ezek alapján a kereszt- és sáv-szelvények elemzése alkalmas lehet bizonyos tektonikai folyamatok morfológiai alapú elkülönítésére.

A területen készült sáv-szelvények helyét ábrázoló térkép a 2. mellékletben található.

5.3.5. Maradványfelszínek leválogatása

A felszínformák közül a tetők, völgyközi hátak és pihenők térképezése, valamint ezen formák helyzetének elemzése kiemelt jelentőséggel bír, hiszen e térszínek a terepi vizsgálatok alapján maradványfelszínekként (tönkfelszín, pediment, terasz) értelmezhetők (HEGEDŰS A. 2008, 2011; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011; SZEBERÉNYI J. 2014; PECSMÁNY P. et al. 2020).

A digitális domborzatmodellen alapuló geomorfológia térképvázlatok célja az, hogy az egyes felszínformákat (tetők, pihenők, lejtők, sík térszínek) számszerűsített módon, a DEM-en végzett különböző morfometriai vizsgálatokkal meghatározzák és elkülönítsék, ezzel próbálva kiküszöbölni a hagyományos térképezés szubjektivitását (WEISS, A. 2001; HEGEDŰS A. 2004, 2005; JENNESS, J. 2006; IWAHASHI, J – PIKE, R. J. 2007; TELBISZ T. 2009). Ezen eljárások olyan területeken alkalmazhatók jó eredménnyel, ahol a felszínformák (számszerűsíthető tulajdonságaikban) határozottabban elkülönülnek egymástól, és az egyes formákon belül kisebb

⁴**Kvantilis:** k számú osztályközt képezve k-1 osztópontokra van szükségünk, mely osztópontokat k-ad rendű kvantiliseknek nevezzük (ezen értékeket a vizsgálataimnál nem ábrázoltam).

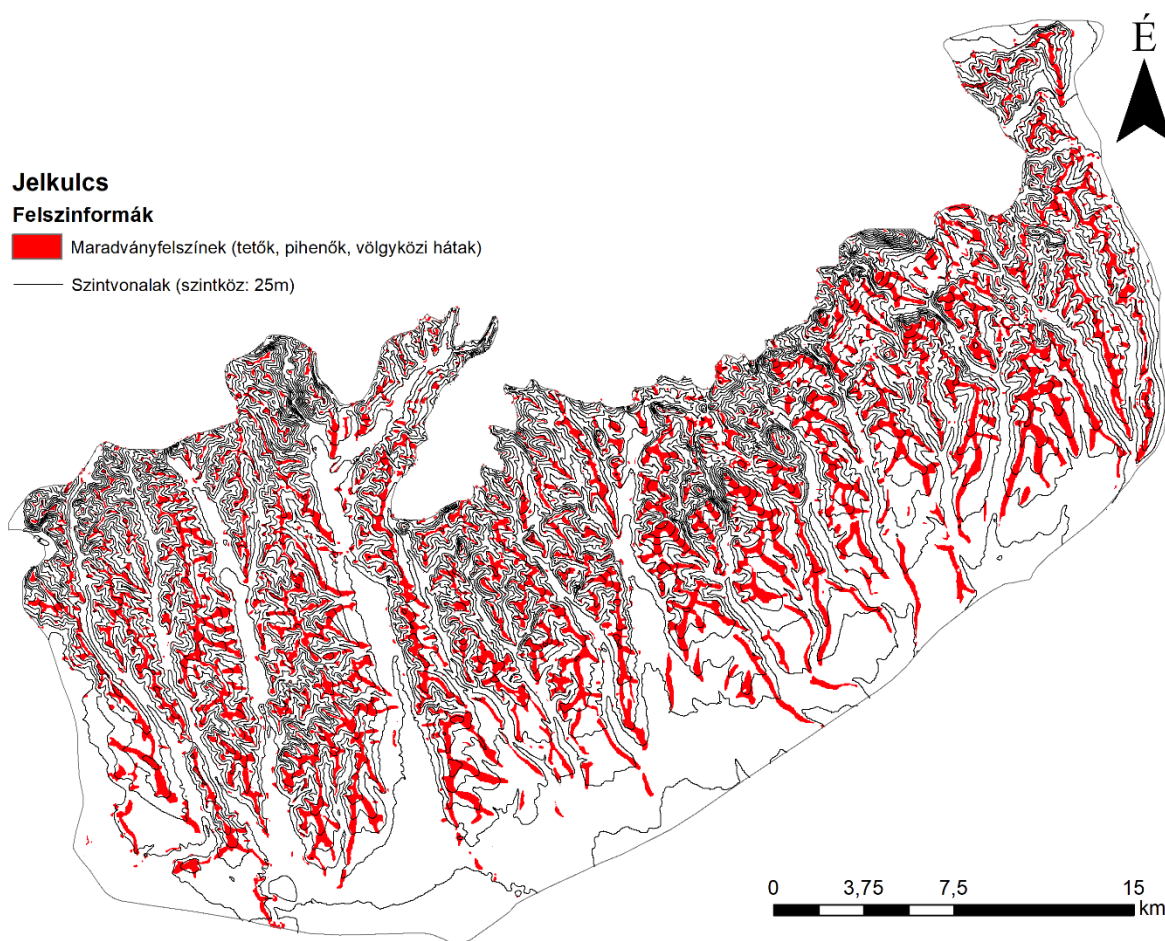
a változatosság. Hegylábi térszíneken azonban a formák fokozatosan mennek át egymásba, és az egyes formákon belül is nagyobb a változatosság (pl. egymás mellett fordulnak elő nagyon széles és keskeny völgytalpak), ezért egy-egy morfológiai paraméter alapján nehezen különíthetők el egymástól. A terület maradványfelszíneinek leválogatására ezért olyan módszert dolgoztam ki, aminek eredménye jól illeszkedik terepi megfigyeléseimhez (PECSMÁNY P. 2019a).

A maradványfelszín leválogatásához 25 m-es cellafelbontású domborzatmodellt használtam. A domborzatmodellen végzett morfológiai vizsgálatokat SAGA GIS-ben végeztem el. Az alapbeállítások megtartásával elkészítettem a terület lejtőmeredekség (*slope*), lejtőalak (*curvature*) térképét, illetve leszármaztattam a *Multiresolution Index of Valley Bottom Flatness* (*MrVBF*), *Multiresolution Index of Ridge Top Flatness* (*MrRTF*) (GALLANT, J.C. – DOWLING, T.I. 2003), az előzőek során már említett *Topography Position Index* (*TPI*) (WEISS, A. 2001; JENNESS, J. 2006) és a *Morphometric Features* (WOOD, J. 1996, 2009) állományokat.

Ezután a hat állományt (*slope*, *curvature*, *MrVBF*, *MrRTF*, *TPI*, *Morphometric Features*) az ArcGIS *Composite Bands* (*Data Management Tools*, *Raster processing*) moduljának segítségével több csatornás képpé egyesítettem. A műholdas képek esetében a többcsatornás állományok többlet információval rendelkeznek, ezért én is ezt az analógiát vettem alapul, hogy az egyes morfológiai információt hordozó állományokat együttesen kezeljem. A lejtőmeredekséget azért vontam be külön az együttes vizsgálatba – bár azt számos paraméter kiszámításánál figyelembe vesszük –, hogy nagyobb súlyt adva neki jobban el tudjam különíteni a völgytalpakat, valamint a tetőket, völgyközi hátakat és pihenőket. Az elkészített kompozit állományon már vizuális kiértékeléssel is jól elkülönülnek az egyes morfológiai egységek.

Ezt követően a kompozit állományon irányítatlan klaszterelemzést végeztem el az ArcGIS *Iso Cluster Unsupervised* (*Spatial Analyst Tools*, *Multivariate*) modulja segítségével. Az eljárás lényege az, hogy az egymáshoz hasonló tulajdonságú pixeleket egy csoportba sorolja. Ebben az esetben ez azt jelenti, hogy az egyes morfológiai egységek külön-külön osztályba kerülnek. Az eljárás kezdeti szakaszában meg kell adnunk, hogy a képpontokat hány csoportba sorolja az algoritmus. Kezdetben egy nagy csoportszámot (50) célszerű megadnunk, majd az osztályozás dendrogramjának (*Spatial Analyst Tools*, *Multivariate*, *Dendrogram*) (FÜSTÖS L. – KOVÁCS E. 1989) vizsgálatával csökkenthető a klaszterszám. Ez alapján az optimális klaszterszámot 5-ben határoztam meg. A klaszterelemzést követően a tetők, pihenők és a völgyközi hátak a harmadik klaszterbe kerültek, így a végleges állományt úgy kaptam meg, hogy a klaszterelemzés eredményét újraosztályoztam (*Spatial Analyst Tools*, *Reclass*, *Reclassify*) úgy, hogy a harmadik klaszterbe eső képpontoknak 1-es, a többinek 0-s értéket adtam megkapva a Bükkalja

maradványfelszín térképét (5. ábra). Azt itt leválogatott felszíneket a sávszelvényeken is ábrázoltam.



5. ábra. A Bükkalja 1: 25 000 méretarányú digitális maradványfelszín térképe.

5.3.6. A völgy- és vízhálózat származtatása, rendűsége

Mivel a Bükkalján az állandó vízfolyással rendelkező völgyek száma csekély, így az iránystatisztikai vizsgálatokhoz a sűrűbb völgyhálózatot használtam fel, ezt más terület szerkezetmorfológiai vizsgálatánál is sikeresen alkalmazták (MARTZ, L. – GARBRECHT, J. 1992; RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. et al. 2007, 2009).

A völgyeket először hagyományos módon, GÁBRIS GY. (1987a) szintvonal-értékelő módszere segítségével azonosítottam⁵. A módszert a Bükkalján VÁGÓ J. (2012) már sikeresen alkalmazta. Későbbi terepi tapasztalataim útján jöttem rá arra, hogy az eljárás sok esetben megtévesztő lehet, hiszen aszókat, kisebb vízmosásokat, kialakulóban lévő deráziós völgykezdeményeket is helytelenül, pusztán a szintvonalak felhasználásával völgyként azonosítunk, habár azok valójában inkább csak „völgykezdemények”. Ennek kiküszöbölése

⁵ A szintvonalak megtöréséből következtetünk a völgy helyzetére. A megtörésnek legalább 120°-nak kell lennie és két szomszédos szintvonal esetében kell azonosítani (GÁBRIS GY. 1987a).

érdekében elméleti völgyhálózatot származtattam a rendelkezésemre álló digitális terepmodellből. Az elméleti völgyhálózat elkészítésének első akkordjaként a terepmodellben található lefolyástalan területeket az ArcGIS-ben beépített *Fill (Spatial Analyst tools, Hydrology)* parancs segítségével töltöttem fel, erre azért volt szükség, hogy összefüggő vízhálózatot lehessen származtatni. Ezt követően a *Flow Direction (Spatial Analyst tools, Hydrology)* parancs segítségével meghatároztam a terület lefolyási viszonyait, majd ezt az állományt felhasználva a *Flow Accumulation (Spatial Analyst tools, Hydrology)* parancs segítségével megadtam, hogy az egyes képpontokba (cellákba) mekkora területről érkezhetsz víz. Az utolsó lépésben a kritikus forrásterületet kellett megállapítani (HEGEDŰS A. 2008; RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2009), amely meghatározza azt, hogy legalább mekkora vízgyűjtő területtel kell rendelkeznie a cellának ahhoz, hogy vízfolyás részének tekinthessük (RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2007, 2009).

A forrásterület megállapítása során nagyban hagykoztam az eddigi szakirodalmi adatokra (RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2007, 2009; HEGEDŰS A. 2008). Terepi megfigyeléseimet is szem előtt tartva a 0,2 km² és a 1 km²-es kritikus forrásterületet választottam. A 0,2 km²-es területegység esetében jól térképezhetők a mellékvölgyek, az 1 km²-es forrásterület alkalmazása pedig – mint már HEGEDŰS A. (2008) is megállapította – jól egyezik a „kékvonall” módszerrel. A 0,2 km²-es területegység esetében a domborzatmodell „elégtelen” felbontása miatt, a széles völgytalpakon lejtésiránnyal párhuzamosan „fenyőfa” alakrajzú „hamis völgyek” is megjelentek, az ilyen kis küszöbérték esetében ez nem szokatlan (TRIBE, A. 1992; RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2007). Ezek a széles völgytalpakon (Eger-, Hór-patak) lehetnek hajdani medermaradványok is, de mivel egy völgyről beszélünk, ezért a már említett MrVBF-et (*Multiresolution Index of Valley Bottom Flatness*) és TPI-t (*Topographic Position Index*) felhasználva ezeket a hibákat vizuális kiértékelés alapján eltávolítottam az állományból.

Az elméleti völgyhálózat elkészítése után az ArcGIS *Generalize (Editing tools)* parancsa segítségével elsimítottam a kisebb, lokális léptékű (100 m) változásokat (szakaszokat). Erre azért volt szükség, hogy a völgyirányokban jelentkező 5-10°-os kilengéseket kiegyenlítsem, hiszen ezek pusztán a mederváltozás útján is kialakulhattak (DEMETER G. – SZABÓ SZ. 2009).

A vízfolyás hálózat kvantitatív alapú vizsgálatával elsőnek HORTON, R.E. (1945) foglalkozott, aki bevezette a rendűség fogalmát. Elsőrendűnek tekintette a forráságakat, vagyis az első összefolyásig terjedő völgyszakaszokat. Két elsőrendű vízfolyás/völgy találkozása egy másodrendű völgyet eredményez (és így tovább...). Az azonos rendű völgyek találkozása eggyel emeli a rendszámot, azonban különböző rendű völgyszakaszok találkozása esetében nincs rendszám növekedés. STRAHLER, A.N. (1957) később annyiban módosította HORTON, R.E.

⁶ A topográfiai térképlapon „kék vonallal” ábrázolt völgyek (Gábris Gy. 1987a).

(1945) módszerét, hogy a torkolatnál kapott végleges rendszámot nem vetítette vissza a teljes vízgyűjtőre. Bár az eljárást HORTON, R.E. (1945) fejlesztette ki, az mégis a STRAHLER, A.N. (1957) módszereként terjedt el. A rendűség vizsgálatát már évtizedek óta alkalmazzák a víz- és völgyhálózat kvantitatív alapú elemzésére, hiszen következtethetünk belőle a méretükre, vízgyűjtőben/vízrendszerben elfoglalt helyükre, valamint akár korukra is (HORTON, R.E. 1945; STRAHLER, A.N. 1957).

A vonalas elemeket (vízhálózat) töréspontjaik mentén szakaszokra bontottam, majd meghatároztam azok azimutális irányát. Ezt követően RockWorks 16 szoftver segítségével 10°-os beosztásközzel gyakorisági és hossziránygyakorisági rózsadiagrammokat készítettem a völgyhálózat irányjaiból.

5.3.7. Lineamensek térképezése

A lineamensek⁷ hagyományos kézi digitalizálásához egyaránt felhasználnak műholdképeket (UNGER Z. – TIMÁR G. 2005), valamint digitális felszín- és domborzatmodelleket és ezekből származtatható morfológiai paramétereket (PETRIK A. – JORDÁN GY. 2017), azonban ezen hagyományos módszerek nagyban függenek a térképet rajzoló szakember szubjektivitásától. Ezt a szubjektivitást kiküszöbölendő használtam AL-OBEIDAT, F. et al. (2016) módszerét, akik digitális terepmodellből származtatott árnyékolt domborzatmodellen (*Hillshade*) a képfeldolgozásnál használt *Canny* éldetektáló algoritmust alkalmazták a lineamensek leválogatásához. Mivel az árnyékolt terepmodellen végzett vizsgálatok nagyban függenek a megvilágítás irányától, ezért két ellentétes irányú megvilágítással számolva (45°, 315°) is elkészítettem az árnyékolt terepmodellt (*Hillshade*). Ezt követően a kapott állományokat MatLab szoftveres környezetbe importáltam, ahol elvégeztem a cikkben (AL-OBEIDAT, F. et al. 2016) megadott algoritmus szerinti élkeresést. Ezután a raszteres állományokat ArcGIS-be importáltam és vektorizáltam. Ebben az esetben is elvégeztem a vektoros állományok simítását (generalizálását), majd a két megvilágítási irányból kapott lineamens térképeket egy állománnyá egyesítettem. Ezt követően a lineamenseken szűrést végeztem el, mely segítségével az automatikus vektorizálásból származó apróbb hibákat próbáltam kiszűrni. Az iránystatisztikai vizsgálat során már csak az 500 m-nél hosszabb lineamenseket vettem figyelembe, azt feltételezve, hogy az ennél hosszabb morfológiai elemek valószínűbben kötődhetnek szerkezeti elemekhez. A kapott térkép (lásd később 9.3. fejezet) a terepi megfigyeléseimhez és a vizuális kiértékeléshez is remekül igazodott. Ezen kívül külön elemeztem az 1000 m-nél hosszabb

⁷ Lineamens: a domborzatban megjelenő egyenes lefutású morfológiai elemek, melyek lehetnek völgyek, völgyközi háta, lejtőtörések (CLACK, C.D. – WILSON, C. 1994).

lineamenseket is. A lineamensek iránystatisztikai vizsgálatához, hasonlóan a völgyhálózathoz, irány- és hossziránygyakorisági rózsadiagramokat készítettem.

5.3.8. Kanyarulat-fejlettség kiszámítása és módszertani továbbfejlesztése

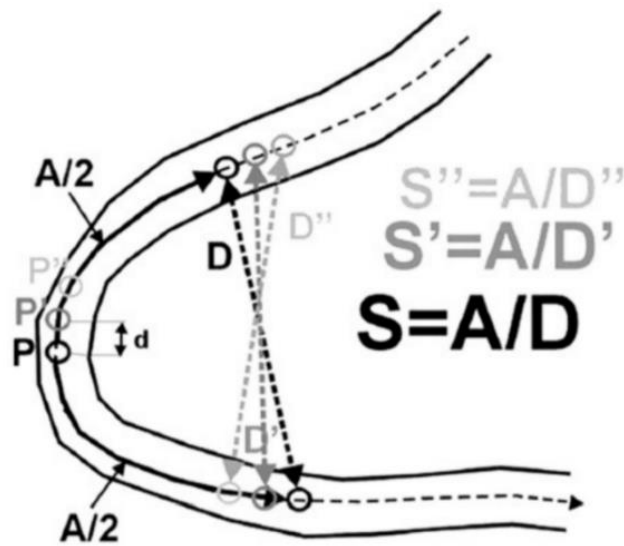
A kutatástörténeti fejezetben (lásd.: 4.2.fejezet) már rávilágítottam arra, hogy a vízfolyás kanyargósságának elemzését több esetben sikerrel alkalmazták a neotektonikai vizsgálatokban, azonban ezen kutatások jelentős hányada csak nagyobb vízfolyásokkal foglalkozott és nem egy adott törés, hanem általában egy vetőzóna aktivitására vontak le következtetéseket. Ebben a fejezetben a célom az, hogy bemutassam a kanyarulat-fejlettség kiszámításának módszertanát és a módszer továbbfejlesztését.

A kanyarulat-fejlettségét (TIMÁR G. [2003a] szerint kanyarfejlettség/vízfolyás szinusztízása) (S) a medermenti 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 módszer a következő: először 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 a vízfolyások középvonala mentén bedigitalizáltam a vízálózatot, 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 kutatási területen (TIMÁR G. et al. 2006). Fontos azonban megjegyeznünk, hogy a terület déli részén, valamint egyes patakoknál még a Bükkalja területén a vízfolyások egyenes, mondhatni vonalzóval meghúzott szakaszai medermunkálatokra utalnak, így a digitalizálás déli határát a „mederrendezés” szakasz megjelenése jelentette (kicsit tovább digitalizáltam, az esetleges adathiány kiküszöbölése érdekében). Az északi határt a VÁGÓ J. (2012) általi lehatárolás képezte.

Minden vízfolyást külön digitalizáltam be, majd PETROVSZKI J. és TIMÁR G. (2010) által használt módszert alkalmaztam, melynek lényege az, hogy a bedigitalizált vízfolyást először meghatározott egyenközű egyenlő hosszúságú szakaszokra (d) osztottam fel (az én esetemben $d=10\text{ m}$), majd ezek után a vonalas (polyline) állományt pont állománnyá alakítottam át. Mivel a pontok egyenlő távolságra helyezkedtek el egymástól, ezért a kanyarmenti távolságot (A) a d többszöröséből meg lehetett adni ($d=10\text{ m}$; $P=10\text{ pont akkor } A=100\text{ m}$). A pontok x és y koordinátáinak alapján 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 (6. ábra).



6. ábra. A vízfolyás kanyarfejltségének számítása ((PETROVSZKI J. – TIMÁR G. 2010).

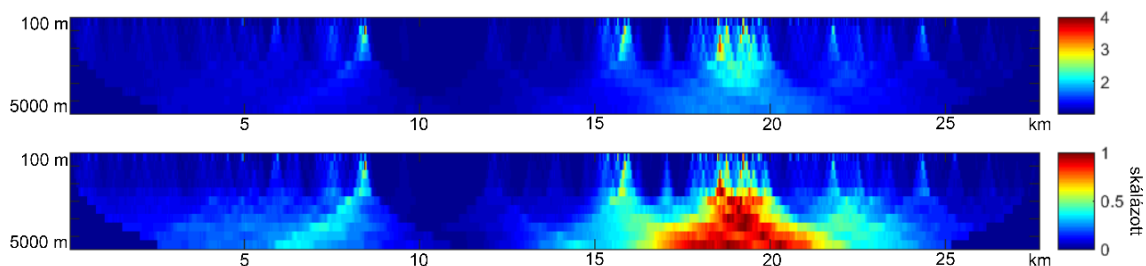
Az értéket minden pontra kiszámoltam, majd folyamatosan változtattam a szakaszméretet – PETROVSZKI J. és TIMÁR G. (2010) szerint ablakméretet – ($A = 100, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000 \text{ m}$) és újrászámoltam a pontokhoz rendelt szinusztást. A módszertanból fakad, hogy a vízfolyás alsó és felső szakaszán szakaszmérettől (A) függően adathiánnyal (esetemben maximum 2500 m) kell számolnunk, hiszen a számított értékek a $P/2+1$ pontra vonatkoznak (lásd 6. ábra).

PETROVSZKI J. (2013) munkájában normálást nem alkalmazott az adatrendszeren. Azonban én jobbnak láttam a kiszámolt kanyarulat-fejltségi értékeket 0 és 1 közé skálázni⁸. Erre 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 kell beszélnünk. Ezek után „heatmap” (magyarul: hő térkép) (7. ábra) szerűen ábrázoltam a skálázott értékeket, így minden szakaszméretet meg tudtam jeleníteni (PETROVSZKI J. és TIMÁR G. [2010] munkájukban ezt VAN BALEN, R. T. és társai [2008] féle „kanyarfejltségi spektrumnak” nevezik).

Az ábrázolás ebben az esetben kulcsfontossággal bír, hiszen ha a kanyarfejltség változása a kisebb és a nagyobb szakaszméret mellett is megjelenik (7. ábra – piramisszerű formák kirajzolódása a kanyarulat-fejltségi spektrumon), akkor lehetséges, hogy szerkezeti okok is közrejátszanak a kanyarulat-fejltség megváltozásában (PETROVSZKI J. – TIMÁR G. 2010; PETROVSZKI J. et al.

⁸Skálázás: Az adatok $[A; B]$ intervallumba való transzformálása: $d'_{ij} = A_j + (B_j - A_j) * \frac{d_{ij} - \min(d_{ij})}{\max(d_{ij}) - \min(d_{ij})}$

2012). Ez a piramis szerű alakzat a skálázott és a skálázatlan adatok esetében egyaránt megnyilvánult.

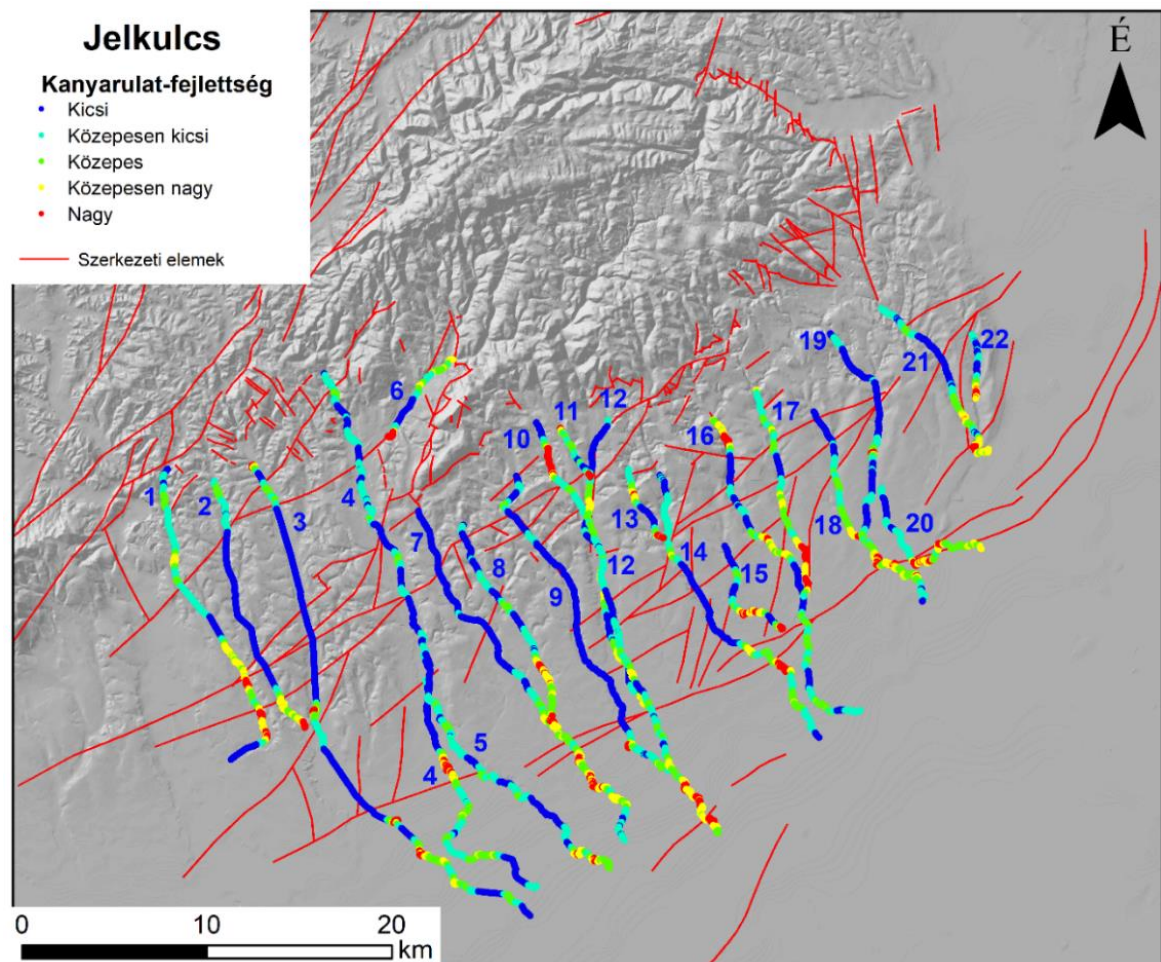


7. ábra. A Tardi-patak kanyarulat-fejlettségének „heatmap” szerű ábrázolása. A felső a skálázatlan kanyarulatfejlettség, az alsó a 0 és 1 között skálázott értékek.

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

LACZAY J. (1982) a kanyarulat-fejlettség értéke alapján meghatározott fejletlen ($<1,1$), fejlett ($1,1-1,4$), érett ($1,4-3,5$) és túlfejlett ($>3,5$) kanyarulatokat. Az általa használt osztályhatárok azonban két okból sem alkalmazhatók a bükkaljai vízfolyások esetében, hiszen a számítási mód és a lépték is eltér. Az eltérő számítási mód következtében sok esetben 3,5-nél nagyobb kanyarfejlettséget nem sikerült mérni.

A térképi ábrázolás során minden vízfolyásnál 5 intervallumot határoztam meg, az optimális szakaszméret (lásd később) 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 (8. ábra).



8. ábra. A vízfolyások kanyarulat-fejlettsége és a Bükkalja szerkezetföldtani térképe (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

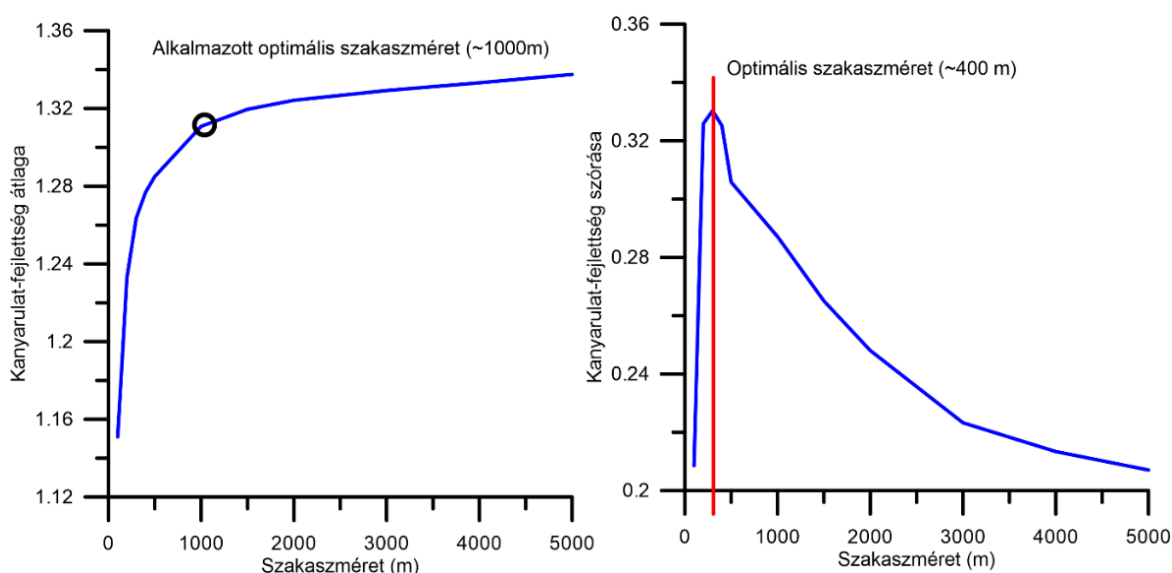
(1: Kígyós-, 2: Szőláti-, 3: Laskó-, 4: Eger-, 5: Rima-, 6: Tárkányi-, 7: Ostoros-, 8: Novaji-, 9: Kánya-, 10: Szoros-, 11: Cseresznyés-, 12: Hór-, 13: Cserépváraljai-, 14: Tardi-patak, 15: Száraz-tó-ér, 16: Kács-, 17: Sályi-, 18: Geszti-, 19: Csincse-, 20: Kis-Csincse-, 21: Kulcsárvölgyi-, 22: Nyéki-patak)

Térképi megjelenítésnél felmerül a kérdés, milyen szakaszméretet ábrázoljunk, vizsgáljunk. LANCASTER, S.T. és BRASS, R.L. (2002) az eltérő szakaszméretekkel számított kanyarulat-fejlettségek elemzésével (lásd később) határozta meg az optimális szakaszméretet, mely 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 tanulmányozott 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), mely túlságosan is elaprózta volna a megjelenítést (valószínűleg ez a vízfolyás nagyságától és a felbontástól [méretaránytól] is függ). Ha egy vízfolyás különböző szakaszméretekkel számított átlagos kanyarulat-fejlettség értékeit a

szakaszméret függvényében ábrázoljuk Descartes-féle derékszögű koordináta-rendszerben, akkor a szakaszméretek növekedésével hirtelen megnő a kanyarulat-fejlettség átlagértéke, majd gyors emelkedés után „stagnálni” kezd, majd ezt követő kisebb léptékű átlagérték emelkedés figyelhető meg (példa: 9. ábra). TIMÁR G. (2003a) ezt a kapcsolatot is ábrázolta a Tiszánál, és annál a szakaszméretnél, ahol a 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, az aktív tektonikával kapcsolatban álló szakaszméret ± 25 km-es hibával értendő. Mivel ezen 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 (9. 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 megjelenítés során.

Az optimális szakaszméretet próbáltam feltáró faktoranalízis segítségével is meghatározni (PECSMÁNY P. – SZABÓ N. P. 2020), azonban ez a kutatás még kezdeti stádiumban jár. A már szerkezetföldtani vizsgálatokkal feltárt aktív vetők esetében minden számolt faktornál változás történik, így a módszer ebben a formájában nem alkalmazható.

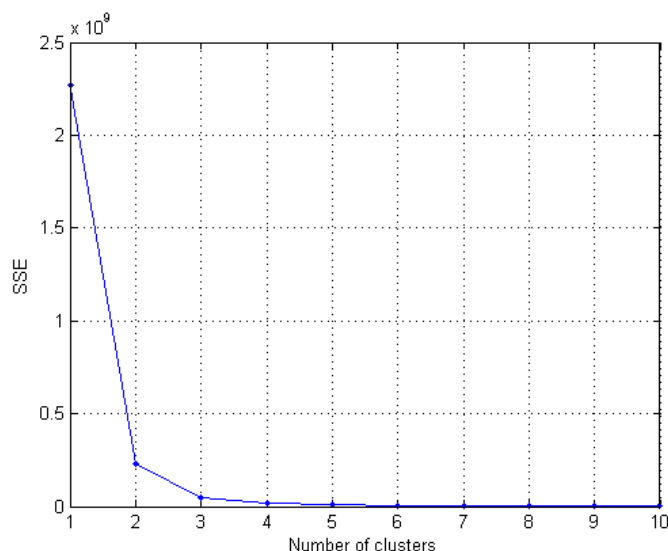


9. ábra. Az eltérő szakaszméretek kanyarulat-fejlettség értékeinek átlaga és szórása a Tardi-patak példáján.

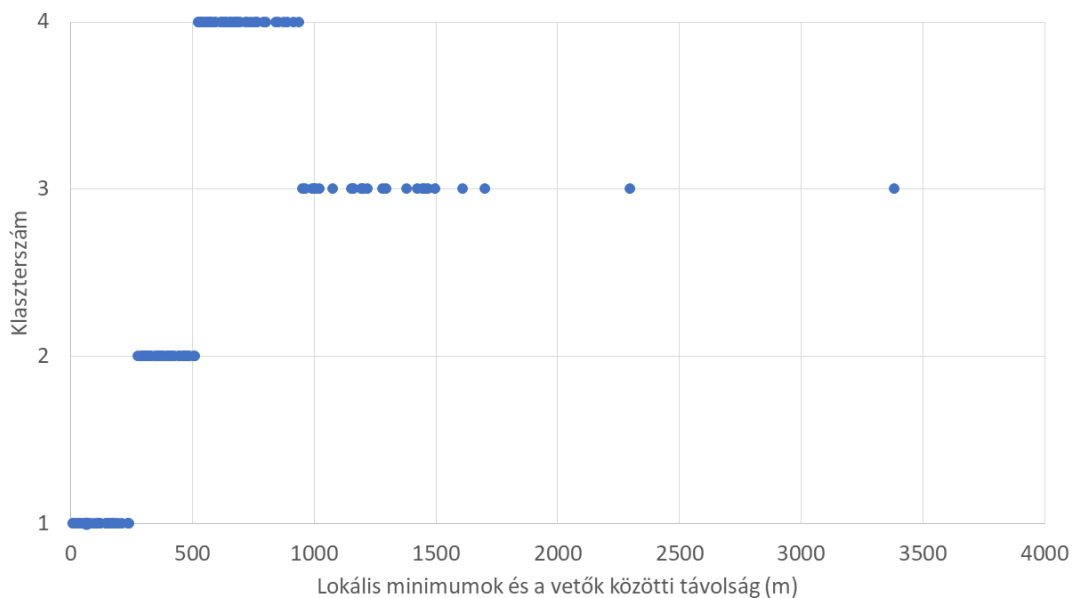
Az optimális szakaszméret kiválasztása után az adatállományon simítást (*zajszűrés*) végeztem, azért, hogy a kisebb, minden bizonnyal technikai forrásból származó (digitalizálási hibák, georeferálási hibák) változásokat ki tudjam küszöbölni. Az optimális szakaszméretre egy LOESS-görbét (*Locally Estimated Scatterplot Smoothing*) illesztettem, melynek lényege, hogy a lokális regressziók megtartásával kisfokszámú 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 melyek előtt, vagy után változás következik be, ezen pontok tulajdonképpen a jelentős kanyargósság változások helyei. A Bükkalja 21 vízfolyásának kanyarulat-fejlettség grafikonjain 208 db lokális minimum értéket sikerült beazonosítani (12. melléklet). Ezt összevetve LESS GY. et al. (2005) 1: 50 000, valamint PETRIK A. (2016) 1:100 000 méretarányú földtani térképein megjelenített szerkezeti elemekkel 144 esett valamely vető valamelyik oldalára. Ez a teljes minimum értékek csaknem 70%-a. Ezen jelentős kanyarulat-változások helyét térképen is ábrázoltam és meghatároztam minden pont és a hozzá legközelebb eső vető távolságát. Ezek után MatLab szoftverben nem hierarchikus klaszterelemzést végeztem a távolságokon. Mivel az adatrendszerben voltak kiugró értékek is, ezért a csoportképzés során az objektumok (a vető és a minimum pont között mért távolság) közötti távolságok kiszámításához a robusztus City-block (Manhattan) távolság módszerét használtam, mely a különbségvektor L_1 -normájaként adható meg és kevésbé érzékeny a kiugró értékekre. Az optimális klaszterszámot az SSE (*Sum of Squared Error*) módszer segítségével határoztam meg, mely az összes elem klaszterközépbén (centroid) mért, hozzá legközelebb eső objektum távolságának négyzetösszege. Az SSE tulajdonképpen a szóródás mérőszáma, ami a klaszterek növekedésével aszimptotikusan csökken (STEINER F. 1990). Ezen módszer alapján az optimális klaszterszámot 4-nek határoztam meg (10. ábra).

Az első klaszterbe azok a jelentős kanyarulat-változáshoz köthető pontok kerültek be, melyek ~240 m-nél közelebb helyezkednek el a vetőhöz. Ezen pontok nagy valószínűséggel vetőkhöz köthetők. Azonban a második klaszterben található pontokat sem lehet elvetni, melyek vetőtől való távolsága ~ 310 m és ~ 509 m közé esik (11. ábra). A ~ 509 m-es (508,944 m) tűréshatár a felhasznált adatállományok esetében még elfogadhatónak tekinthető, hiszen mind a földtani térképek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016), mind a Második Katonai Felmérés felvételezése, valamint annak georeferálása (TIMÁR G. et al. 2006), mind a digitalizálás, hibákat hordozhat. A vetőtérkép a hordalékkúp területen a szeizmikus szelvények alapján a reflexiókra

és fúrási adatokra támaszkodva készült el (PETRIK A. 2016), melyeknek 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. Illetve a vető geometriájának torzulása következtében is változhat a felszíni kifutás, melyeket a 2D-s szeizmikus szelvényen nem tudunk észlelni (FOSSEN, H. 2010).



10. ábra. Az optimális klaszterszám meghatározása az SSE módszer segítségével.



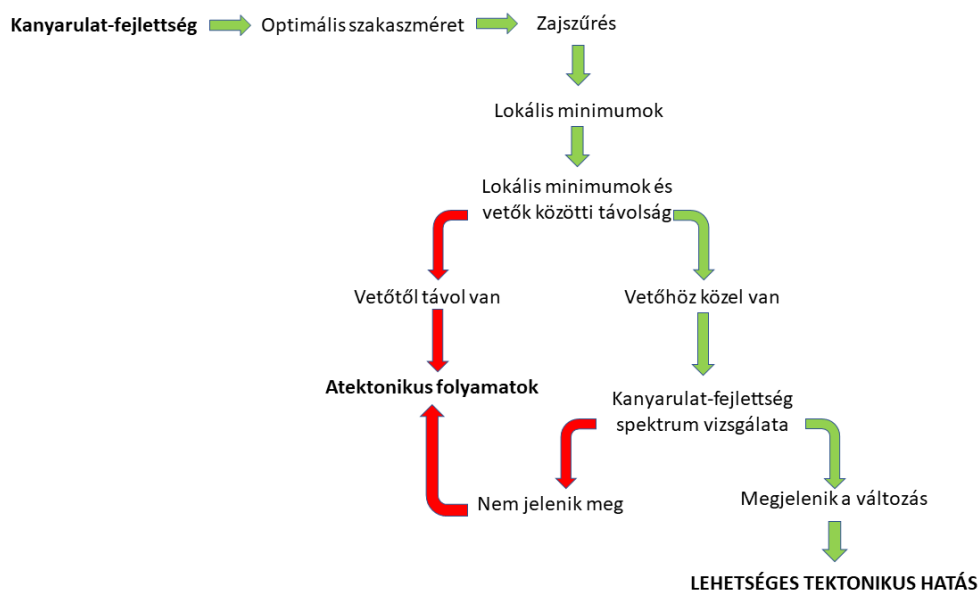
11. ábra. Az adatok eloszlása a klaszterelemzés után.

A későbbi vizsgálatokhoz a fent említett két klaszterben található pontokat használtam, melyek 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, ekkor azt a

minimum értéket választottam, mely előtt vagy után nagyobb kanyarulat-fejlettségbeli változás történt meg.

A következő lépésben a megfelelő klaszterbe eső pontokat 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 12. ábra ad vázlatos áttekintést.



12. ábra. Az alkalmazott kanyarulat-fejlettség vizsgálat egyszerűsített folyamatábrája.

5.3.9. A vízfolyások esésgörbéje és -indexe (SL)

Az esés számszerűsítésére HACK, J.T. (1973) által létrehozott és GÁBRIS GY. (1986b) által a hazai szakirodalomba átvett mutatószámot, az esésindexet (SL) alkalmaztam. Kiszámítása az adott vízfolyásszakaszra a következőképpen történik: a szakasz kezdő és végpontjának magasságkülönbségét (dH) a végpont és a vízfolyás forrásának vízválasztója közötti távolsággal (L) megszorozzuk, majd elosztjuk a szakasz vízszintes hosszával (dL) (2. képlet).

$$SL = \frac{dH * L}{dL} \quad (2)$$

Az abnormálisan magas értékek kevésbé állékony kőzetekre utalhatnak, azonban ezen értékeket szerkezeti változások is indukálhatják, ezért az aktív szerkezetek vizsgálata során már többször sikerrel alkalmazták a módszert (KELLER, E.A. – PINTER, N. 2002; MAHMOOD, S.A. – GLOAGUEN, R. 2012).

Fontos azonban megemlítenem, hogy VÁGÓ J. (2012) már részletesen tanulmányozta a vízfolyások esésviszonyait a Bükkalján. Munkája rávilágított arra, hogy a tufasávban a tufák (ignimbritek) eltérő összesültsége miatt az esés nő, valamint a tufasávot elhagyva szintén nő az esés, így a kőzetminőség szerepével alapvetően számolni kell az esésviszony vizsgálata során a Bükkalján.

VÁGÓ J. (2012) munkáját szem előtt tartva a vízfolyások esését már csak a szerkezeti elemek környékén vizsgáltam meg.

Először is leválogattam a szerkezeti aktivitásra utaló esésindexben megjelenő lokális maximum értékeket, majd az aktív vetők kimutatása során már alkalmazott ~509 m-es pufferzónába eső lokális maximumokat vettem figyelembe. A tűréshatár alkalmazására azért volt szükség, mert az elvetést követően számolni kell a vízfolyások eltérő ütemű hátravágódásával, valamint a kanyarulat-fejlettségnél már említettek alapján a szerkezeti elemek térképezésének pontatlanságával és a vetők geometriai torzulásával.

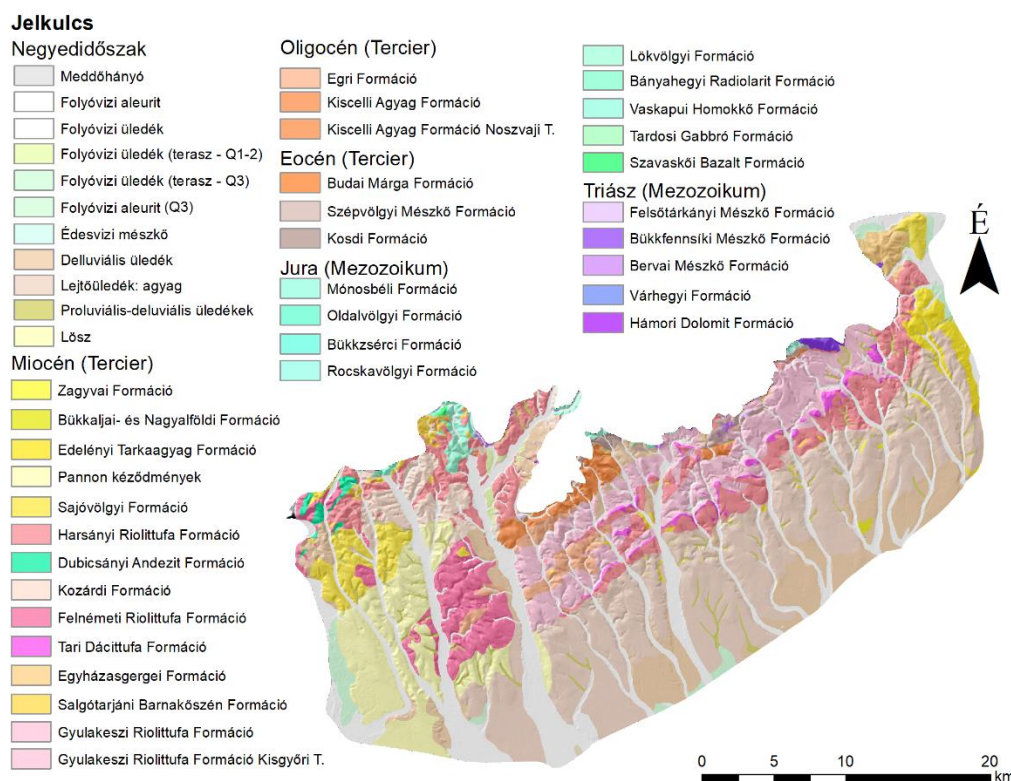
6. A Bükkalja földtana és felszínalaktana

6.1. Földtani adottságok

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

Az aljzatot képező Bükki-parautochton középidéi, döntően karbonátos kőzetei (Bervai Mésző Formáció, Bükkfennsíki Mésző Formáció, Felsőtárkányi Mésző Formáció) a terület É-i peremén, valamint a Déli-Bükkben bukkannak a felszínre, a Bükkalján az eocénban kezdődő és az oligocénben is folytatódó szerkezeti mozgásoknak köszönhetően a mélybe zökkenetek (HEVESI A. 2002a; PENTELENYI L. 2002). Ezen kőzetek a Neotethys óceán sekélytengeri partvidékén rakódtak le (SCHRÉTER Z. 1943; BALOGH K. 1964; CSONTOS L. 1988; 2000, PETRIK A. 2016). Efölött a rendkívül változatos Mónosbéli-egység jura korú, elsősorban tengeraljzati lejtőüledékei, mélytengeri finom sziliciklasztos, karbonátos és kovaüledékei (Mónosbéli Formáció, Oldalvölgyi Formáció, Bükkzsérci Mésző Formáció) találhatóak (HAAS J. 2006). A középső-jurában meginduló szerkezeti mozgásoknak köszönhetően a Vardar-óceánág fokozatosan bezárult, melynek eredményeként az alábukási zónákban ívmögötti medencék alakultak ki. Ezen medencék kinyílása bazaltvulkanizmust idézett elő, mely során mafikus és ultramafikus kőzetek keletkeztek. A gabbró, a tömeges bazalt és a mélytengeri vulkanizmusra jellemző párnalávák (*pillow*) Szarvaskő és környékén a felszínen is tanulmányozhatók (13. ábra)

(LESS GY. et al. 2005; KISS G. 2012). A mónosbéli és szarvaskői sorozatok egyes feltételezések szerint külön takarókat alkotnak (Mónosbéli-takaró, Szarvaskői-takaró) (BALLA Z. 1987; CSONTOS L. 2000; KOVÁCS S. et al. 2008).



13. ábra. A Bükkalja földtani térképe. (Magyarország fedett földtani térképe 1:100 000 alapján, sorozatszerk. GYALOG L. 2005a, 2005b, 2005c).

A paleogén üledékek vastagsága, melyek nagy része oligocén korú, akár az 1-1,5 km-t is elérheti (PENTELENYI L. 2002). A nem teljesen tönkösödött, zömében jura korú, puhább kőzetekből fölépülő felszín mélyedéseit elsőnek szárazföldi eredetű vörösagyag töltötte ki és az így kiegyenlített felszínt öntötte el a tenger, mely agyag, homok, kavics, dolomit- és mészkőtörmelékek elegyét hagyta hátra (Kosdi Formáció). A Kosdi Formáció a felszínen a Bükkalja északi határán Egertől Bükkzsércig nyomozható (LESS GY. et al. 2005). A gazdag élővilággal (főként: óriásegysejtűek, vörösalgák, puhatestűek) rendelkező sekélytengeri körülmények között képződött Szépvölgyi Mészkő Formáció (felszínen: Egertől egészen Kisgyőrig) lerakódása után a karbonátos üledékképződést éghajlati és szerkezeti okok miatt pélites sziliciklasztitos váltotta fel. Az oligocénba való átmenetet, ezzel a tenger mélyülését a Budai Márga Formáció pados megjelenésű homokos mészmárgája jelzi. Az így elzárt, rosszul szellőzött medencéket később agyag (Tardi Agyag Formáció – „*balas pala*”) töltötte ki. Ezen üledékek (Budai Márga Formáció, Tardi Agyag Formáció) a Kis-Eged oldalában, valamint Síkfőkúton (Noszvaj – *O1-11 alapszelvény*) tanulmányozhatóak a felszínen, bár szénhidrogén és

szerkezetkutató fúrásokban a felszín alatt az egész Bükkalján előfordulnak Demjén környékéig (LESS GY. et al. 2005). Az oxigéncirkuláció megjavulásával homokos-agyagos aleurolit, agyagmárgás aleurolit rétegek települtek (Kiscelli Agzag Formáció), amit az egri Wind-féle téglagyár bányája tár fel. A kor végén a Bükkiumot szegélyező sekélytengeri régióból nagyszűrűségű kavicsos zagyarak és törmelékfolyások indultak meg, melyek kavicsos homokból és konglomerátumból álló törmelékkúpban álltak össze (Kiscelli Agzag Formáció – Noszvaji Tagozat). Kialakulásukat szerkezeti okokra és a világtenger szintjének változására vezették vissza (BÁLDI T. – SZATNÓ O. 2000; LESS GY. et al. 2005). Ezen üledékek a felszínen a szöllöskei (noszvaji) kavicsbányában tanulmányozhatók legjobban. A Kiscelli Agzag Formációt több esetben vékony, feltételezhetően a recski magmás tevékenységhez kapcsolódó dácittufa betelepülések, valamint helyenként mangán telepek tagolják (BÁLDI T. – SZATNÓ O. 2000). Erre később glaukotinitos homokkő, majd üledékfolytonossággal molluszkás agzag, aleurolitos agyagmárga, kavicsos turbidit rétegek települtek (Egri Formáció). A rétegsor normálsósvízi mélyszublitorális faciessel kezdődik, majd folytonosan megy át regressziós jellegű, sekélytengeri, majd zátonyhomokos, lagunáris és csökkentsósvízi környezetbe. Az ősmaradványokban gazdag formáció az egri Wind-féle téglagyár felhagyott bányájának feltárásaiban figyelhető meg (DÁVID Á. 2004; LESS GY. et al. 2005). A késő-oligocénben megkezdődő regressziós folyamatok a kora-miocénbe tovább folytatódtak. Ezt követően csökkentsósvízi, majd szárazföldi-folyóvízi környezetben agyagos-kavicsos összlet (Felsőnyárádi Formáció) képződött, mely a miocén tufarétegek fekvését képezi (LESS GY. et al. 2005).

A Pannon-medence a kora-miocén végétől az alp-kárpáti orogén kőzetlemezeinek jelentős extenziója és süllyedése következtében kezdett el kialakulni. A medencerendszer függőleges és oldalirányú tágulását és a kőzetlemez elvékonyodását részben arra vezetik vissza, hogy a medence keleti peremén a Sziléziai–Moldáviai óceáni medence (~Magura óceán) szubdukálódott. A földköpenybe hatoló óceáni kőzetlemez súlyánál fogva lesüllyedt, melynek következtében az óceáni litoszféra hátragördült, mely húzásos feszültséget idézett elő a felette elhelyezkedő szárazföldi litoszférában, aminek következtében az megnyúlt és elvékonyodott. Az aljzatot alkotó mikrolemezek keleties irányba mozogtak, míg az ALCAPA-egység az óramutató járásával ellentétesen, a Tisza(Tisia)-egység pedig megegyezően mozgott. Részben ekkor, részben pedig az előző szerkezeti fázisok során alakult ki a medencerendszert kettészelő jellegzetes ÉK–DNy-i csapásirányú törésvonal-hálózat (MÁRTON E. 1981, 1985; HORVÁTH F. 1993; CSONTOS L. 1995; FODOR L. et al. 1999; TARI G. et al. 1999; BADA L. et al. 2001; MÁRTON E. – FODOR L. 2003; HORVÁTH F. et al. 2006; HARANGI SZ. 2015; LUKÁCS R. – HARANGI SZ. 2019). A medence fejlődését heves tűzhányó tevékenység kísérte, mely a miocén ottngi

korszakától a szarmata korszakáig tartott. A főként kitöréses, pliniusi típusú, szilícium gazdag tűzhányó tevékenység a Bükkalja területén a 700 m vastagságot is elérő piroklasztitokat, horzsaköves piroklaszt-ár üledékeket (ignimbritek) és hamuhullással kialakult tufarétegeket eredményezett (13. ábra) (SCHRÉTER Z. 1939; LUKÁCS R. et al. 2002, 2007, 2005 2010, 2014, 2017, 2018; LUKÁCS R. – HARANGI SZ. 2019). A tufasáv ÉK-DNy-i csapásirányban, közel 40 km hosszú és 8-11 km széles sávot alkot (13. ábra). DK-i irányban fokozatosan, törések mentén süllyed a Hevesi-síkság és a Borsodi-Mezőség alá (KÖRÖSSY L. 2004; PETRIK A. 2016).

Ezeket a piroklasztitokat a petrográfiai, geokémiai és paleomágnese vizsgálatok alapján három szintre tagolták. A K/Ar kormeghatározások alapján az alsó-riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) korát $19\pm1,4$ Ma, a középső-riolittufa (Tari Dácittufa Formáció) korát $16,4\pm0,8$ Ma, míg a felső-riolittufát (Harsányi Riolittufa Formáció) $13,7\pm0,8$ Ma határozták meg (MÁRTON E. – PÉCSKAY Z. 1998). A paleomágnese vizsgálatok alapján az alsó-riolittufa 40-50°-os, majd az erre települő középső-riolit(dácit)tufa további 25-30°-os, vagyis a két egység átlagos ~80°-os az óramutató járásával ellentétes irányú elfordulását mérték (MÁRTON E. – FODOR L. 1995; MÁRTON E. – MÁRTON P. 1996), mely az ALCAPA-terrén két jelentősebb forgásával hozható kapcsolatba (MÁRTON E. et al. 2007; HARANGI SZ. – LUKÁCS R. 2019). A felső-tufaszintben forgás nem volt kimutatható (MÁRTON E. – FODOR L. 1995). A legnagyobb függőleges és vízszintes kiterjedéssel az alsó-riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) rendelkezik, ami mai kiterjedéséhez képest jóval nagyobb lehetett, de a Bükk fő kiemelkedésének szakaszában lepusztult. Az említett szinttel hasonló csapásirányú, de annál sokkal vékonyabb, felszíni elterjedését tekintve sokkal kisebb és kevésbé folytonos a középső-riolit(dácit)tufa szint (Tari Dácittufa Formáció). A felső-riolittufa (Harsányi Riolittufa Formáció) csapásiránya megegyezik az előbb említett két szintével (formációjával). Az Eger-patak völgyétől Ny-ra lévő piroklasztitokat, sem a középső-, sem pedig a felső-riolittufába nem tudták egyértelműen besorolni, így ezen képződmények a Felnémeti Riolittufa Formáció nevet kapták (13. ábra) (PENTELENYI L. 2002, LESS GY. et al 2005).

A legújabb kutatások azonban már új megvilágításba helyezték a hármas beosztást. LUKÁCS R. et al. (2018) a felszíni és fúrásban feltárt különböző korú és kifejlődésű piroklasztitokból cirkonokat szeparáltak, melyek segítségével meghatározták a minták radiometrikus ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) korát. Az új koradatok alapján 8 kitörési egységet különítettek el. A fő kitörési egységek ásványfázis összetétel és kőzetüvegek nyomelemtartalma alapján is jól elkülöníthetők. A legidősebb egység a Cserépváralján mélyült Csv-2-es jelű fúrásban feltárt horzsaköves lapillitufa volt, melynek radiometrikus korát $18,2\pm0,3$ Ma határozták meg. Ezt követi az Egri Ignimbrit Egység ($17,4\pm0,3$ Ma) horzsaköves blokk tartalmú lapillitufája és tufája, majd a Mangó Ignimbrit

Egység ($17,1 \pm 0,3$ Ma) horzsaköves blokk tartalmú lapillitufája (gyakran akkréciós-lapillivel) és tufája, mely helyenként fiamme-tartalmú összesült ignimbrittel összefogazódva jelenik meg. Őket időben a két alegységre osztott Bogácsi Egység ($16,7 \pm 0,3$ Ma) nem összesült és összesült fiamme-tartalmú ignimbritje (1) és a kevert salakhorzsakő tartalmú piroklaszt-ár üledéke (2) követi, amely, mint kiderült, nem azonos az országosan elterjedt Tari Dácittufával, a középső-riolit(dácit)tufával. A következő Tibolddaróc (Td-J) kitörés ($16,2 \pm 0,3$ Ma) akkréciós lapillitartalmú freatomagmás/magmás szórt üledékeket eredményezett. Erre a Demjén Ignimbrit Egység ($14,880 \pm 0,014$ Ma) horzsaköves blokk tartalmú lapillitufája és tufája, valamint nem összesült és gyengén összesült ignimbritje, helyenként akkréciós lapilli-tartalmú freatomagmás/magmás szórt üledéke települt. Ezt követi a Tibolddaróc Egység ($14,7 \pm 0,2$ Ma) finom lapillitufája, tufa-piroklaszt-ára, valamint szórt üledéke. Az időben legfiatalabb a Harsány Ignimbrit Egység ($14,358 \pm 0,015$ Ma) horzsaköves blokk tartalmú lapillitufája, nem összesült ignimbritje (SZAKÁCS S. et al. 1998; LUKÁCS R. et al. 2017, 2018, HARANGI SZ. – LUKÁCS R. 2019). Ez alapján a Bükkalja vulkáni tevékenysége 18,2 és 14,4 millió év közé korlátozódik, melyen belül két intenzív szakaszt különíthetünk el (HARANGI SZ. – LUKÁCS R. 2019). A közelmúlt kutatásai arra is rámutattak, hogy a freatomagmás⁹ kitörést követően az anyag részben sekélytengeri körülmények között ülepedett le (BÍRÓ T. et al. 2015).

A formációk átsorolása¹⁰, valamint a földtani térképek reambulálása – melyben jómagam is részt veszek – értekezésem írása közben még zajlott, így munkámban az új eredményeket szem előtt tartva ugyan, de a „régí”, hagyományos tufabeosztás alapján készült térképeket használtam fel.

A vulkanizmust követően a fokozatosan elzáródó Paratethys-ből kialakuló Pannon-tenger üledékei fedték be a tájat. Azonban az üledékek nagy része törések mentén a mélybe zökkent, valamint a Bükk fő kiemelkedési szakaszában a terület É-i részéről lepusztult. A pannon üledékek legészakibb felszíni előfordulása ennek következtében a Bogács-Cserépfalui-medencében található (LESS GY. et al. 2005). A terület K-i felén, Nyékládháza és Mályi környékén szublitorális képződésű agyagmárga és aleurolit bukkan a felszínre, ami fokozatosan

⁹**Freatomagmás kitörés:** a magmához jelentős mennyiségű víz, vagy vízdús üledék keveredik, a kontaktus következtében kialakuló gázok megnövelik a magmakamra nyomását, mely robbanást idéz elő (HÁGEN A. 2005).

¹⁰ A korábban használt formáció nevek módosulni fognak (MRB Magmás és metamorf munkabizottsági (MMMB) ülés jegyzőkönyve – 2020. szeptember 2; valamint GÁL P. szóbeli közlése alapján).

Bükkalján használt korábbi formáció név	Új javaslat a képződmény elnevezésére
Harsányi Riolituffa Formáció, haM2-3 [haMbPa1]	Harsányi Riolit Lapillituffa Formáció (tbM2 [tbMb-s])
Felnémeti Riolituffa Formáció, fM2 [fMb-s]	<i>megszűnik</i> (Harsányi Riolit és Tari Dácit Lapillituffa Formációba trM2 [tMb] sorolva)
Tari Dácituffa Formáció, tM1 [tMk]	Bogácsi Dácit Lapillituffa Formáció (boM1 [boMk])
Gyulakeszi Riolituffa Formáció, gM1 [gMo]	Tihaméri Riolit Lapillituffa Formáció (tM1 [tMe-o])

megy át, a valószínűleg regressziós folyamatok révén sekélytengerivé vált környezetben képződött homokos aleurolitba (Edelényi Tarkaagyag Formáció) (DÁVID. Á. 2011). Cserépfalu és Bogács Környékén közvetlenül a riolittufára delta-síksági (folyóvízi, tavi, mocsári) környezetben képződött szürke agyag, agyagmárgás aleurolit, szenes agyag, lignit, valamint a forrásközei részen tufakavicsos rétegek rakódtak le (Csákvári Agyag Formáció). A képződmények vastagsága fúrásokban néhol eléri a 300 m-t is (LESS GY. et al. 2005). A formáció a felszínen a Bogács–Cserépfalui-medencében a vetők levetett blokkjában őrződött meg (PETRIK A. 2016). Erre folyóvízi síksági, ártéri eredetű laza szenesedett növénymaradványokkal és maradványtalajokkal tagolt közepes- és finomszemű homok, aleurolit, lignit, agyag és agyagmárga rétegekből álló üledékek települtek (Zagyvai Homok Formáció), melyek Tardon és környékén felszínen is tanulmányozhatók. A formáció a hegylábfelszín alsó szakaszán már gazdasági jelentőséggel bíró lignitlepekkel tagolt (Bükkaljai Lignit Formáció) (LESS GY. et al. 2005).

A pannon üledékek változó agyagtartalmú rétegei, valamint a laza szerkezetű kőzetanyag, a Bükkalja dombsági részén gyakran indukál szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgásokat (VÁGÓ J. 2008, 2009, PÉTER A. 2016).

A táj negyedidőszaki földtani képe változatos. A pliocén/pleisztocén rétegek jelentős része szembetűnően eróziós diszkordanciával települ a pannon rétegekre. Északon áttelepített vörösayag borítja a felszínt, majd D-felé, az agyagtartalom csökkenésével lösz, lözsszerű anyagok, homok, kavics a számottevő (LESS GY. et al. 2005), illetve a tufák eltérő mállásának és aprózódásának köszönhetően kialakult homokos, kavicsos lejtőüledék (francia megnevezése: *grèzes litées*) (PINCZÉS Z. et al. 1993) A negyedidőszakban a hegységből érkező patakok sok esetben teraszos völgyeket alakítottak ki, ezen teraszfelszíneken foszlányokban a hegység kőzeteit terasz kavics formájában is megtaláljuk (LESS GY. et al. 2005; PECSMÁNY P. 2016; PECSMÁNY P. 2017). A völgyek kijáratában a vízfolyások kiterjedt hordalékkúpokat hoztak létre (GÁBRIS GY. 2014).

6.2. Szerkezetföldtani adottságok

Szerkezetföldtani szempontok alapján a Bükkalja Ny-on a Darnó Deformációs Zónáig, D-en és DK-en a Vatta–maklári-árkon túl a Tisza-Sajó összefolyásáig terjed (PETRIK A. et al. 2016, PETRIK A. 2016). A terület a Bükki Szerkezeti Egység része, mely a Közép–magyarországi nyírózóna (Zágráb – Kulcs – Hernád) és a Balaton-vonal között található Közép–magyarországi-főegységen helyezkedik el (HAAS J. et al. 2014).

A Pannon-medence kialakulása több feszültségmezőben ment végbe, ez alapján a Bükkalján is pre-rift, szin-rift és poszt-rift fázisokat különíthetünk el (HORVÁTH F. 2007; FODOR L. 2010; PETRIK A. 2016). Ezekben a fázisokban különböző feszültségmezők alakultak ki. A Bükkalján összesen 11 feszültségmezőt különítettek el a paleogéntől napjainkig (PETRIK A. 2016).

A Pannon-medence kialakulása előtti pre-rift szakaszban 3 feszültségmezőt sikerült a mérési adatok alapján megkülönböztetni. A D1-es fázist (késő-eocén – kora-egri) ÉK–DNy-i irányú konjugált rátolódások jellemzik, melyek ugyanilyen irányú térrövidülést és erre merőleges tágulást jeleznek. A földtani kutatások térképezhető szerkezeti elemet nem tudtak rendelni ehhez a fázishoz (PETRIK A. 2016). A D2 fázis (paleogén – kora-eggenburgi) két alfázisra bontható. A D2a alfázis ÉK–DNy-i csapásirányú konjugált rátolódások alapján ÉNy–DK-i irányú kompressziót/transzpressziót mutat. Több esetben ÉÉK–DDNy-i csapású Ny–ÉNy-i irányba tartó vak és ferde csúszású rátolódások jellemzik. A D2b alfázis ÉNy–DK-i irányú konjugált normálvetői hasonló irányú extenziót mutatnak. A D3 fázisban KÉK–NyDNy-i irányú jobbos eltolódások jöttek létre. A törések K–Ny-i és KDK–NyÉNy-i irányú összenyomódást és erre merőleges tágulást jeleznek (PETRIK A. 2016).

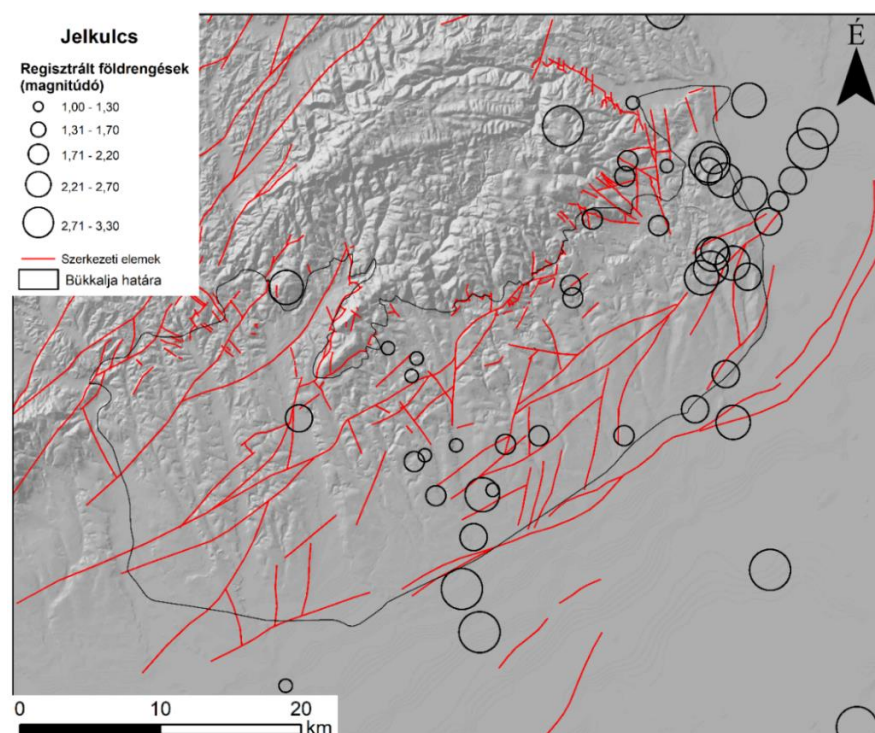
A Pannon-medence kialakulásának korai szakasza a szin-rift (riftesedési) fázis (HORVÁTH – ROYDEN 1981; FODOR L. 2010), melybe 4 feszültségmezőt soroltak (PETRIK A. 2016). A D4 fázis (ottnangi – kora-kárpáti) során K–Ny-i csapásirányú ferde normálvetők, az üledékképződéssel egyidejű normálvetők, fedett vetők, kavicstörések jöttek létre, melyek É–D-i és ÉÉK–DDNy-i irányú tágulást mutatnak. A D5 fázis (késő-kárpáti – legkorábban bádén) során a már kialakult K–Ny-i irányú jobbos normálvetők aktivizálódtak, valamint kisebb ÉK–DNy-i rátolódások fejlődtek ki. A fázis KÉK–NyDNy-i irányú tágulást és erre merőleges összenyomást (térrövidülést) mutat. Ezen szerkezetek a középső-riolit(dácit)tufa szintet már érintették. A D6-os fázis (kora-bádén – középső-szarmata) során ÉNy–DK-i irányú jobbos és erre merőleges csapásirányú balos eltolódások, illetve É–D-i vergenciájú konjugált normál- és fedett vetők jöttek létre, amelyek K–Ny-i irányú tágulást és erre merőleges térrövidülést mutatnak. A D7-es fázis (késő-szarmata) során a D6-os fázisban létrejött É–D-i irányú szerkezetek újultak fel, mint ferde jobbos normálvetők. A két fázist térképezhető vetők esetében nehezen lehet elkülöníteni egymástól (PETRIK A. 2016).

A medence középső-miocén utáni fejlődését poszt-rift szakasznak nevezzük (HORVÁTH – ROYDEN 1981; FODOR L. 2010). Ebben a fázisban is 4 feszültségmezőt különítettek el Bükkalján. A D8-as fázisban (pannon) K–Ny-i csapásirányú normálvetők alakultak ki, melyek ÉÉNy–DDK-i, valamint É–D-i tágulást jeleznek (PETRIK A. 2016). PETRIK A. (2016) a D9-es és a D11-es fázisokat (pannon – negyedidőszak) nem tudta elkülöníteni egymástól, mivel

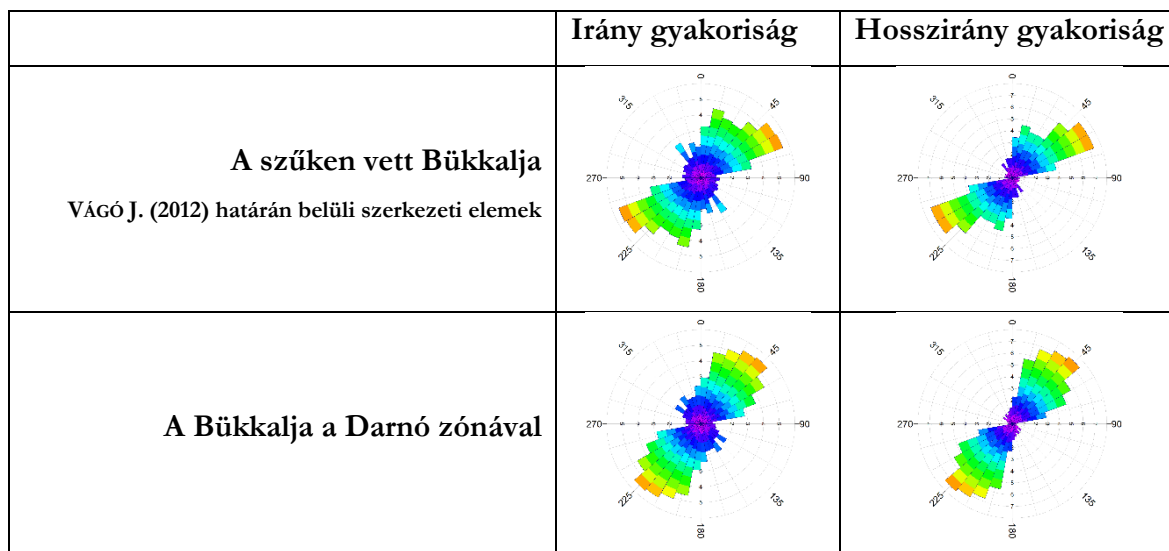
közvetlen terepi-szerkezeti megfigyelés nem állt rendelkezésére. A D9-es fázis ÉÉK–DDNy-i, míg a D10-es fázis ÉK–DNy-i táglást jelez, mely irány a D4-es és D5-ös fázis esetében már megjelent (PETRIK A. 2016). A D11-es fázisban K–Ny-i vergenciájú rátolódások és konjugált eltolódások jöttek létre. A jelenkori feszültség adatok alapján ÉÉK–DDNy-i rövidülés és erre merőleges táglás jellemzi a feszültségmezőt (BADA G. et al. 2007; PETRIK A. 2016). A terület jelenlegi szerkezeti aktivitását a földrengések is igazolják (14. ábra).

A Bükk szekvenciális kiemelkedése miatt a Bükkalja felszíne többször kibillent. Az első kibillenés (T1) az oligocén végére a miocén elejére tehető (~23-19 Ma), a második kibillenés (T2) az ottngai – kárpáti korszakra. A harmadik billenés a bádeni – szarmata korszakban (T3a) és a pannon elején (T3b) történt meg. A negyedik kibillenés (T4) a Bükk negyedidőszaki kiemelkedéséhez köthető (PETRIK A. 2016).

Az eddig térképezett törésvonalak (vetők) nagy része párhuzamos az Észak-magyarországi-középhegység fő törésvonalainak csapásirányával (ÉK–DNy), ezen törésekre sok esetben merőleges ÉNy–DK-i csapásirányú haránt törések alakultak ki. A földtani térképeken jelölt törésvonalak iránystatisztikai elemzéséhez készült rózsadiagramon diagonális, ~ÉÉK–DDNy-i irányú törések is megfigyelhetők (15. ábra). A terület általános lejtésiránya DDK-i (VÁGÓ J. 2012).



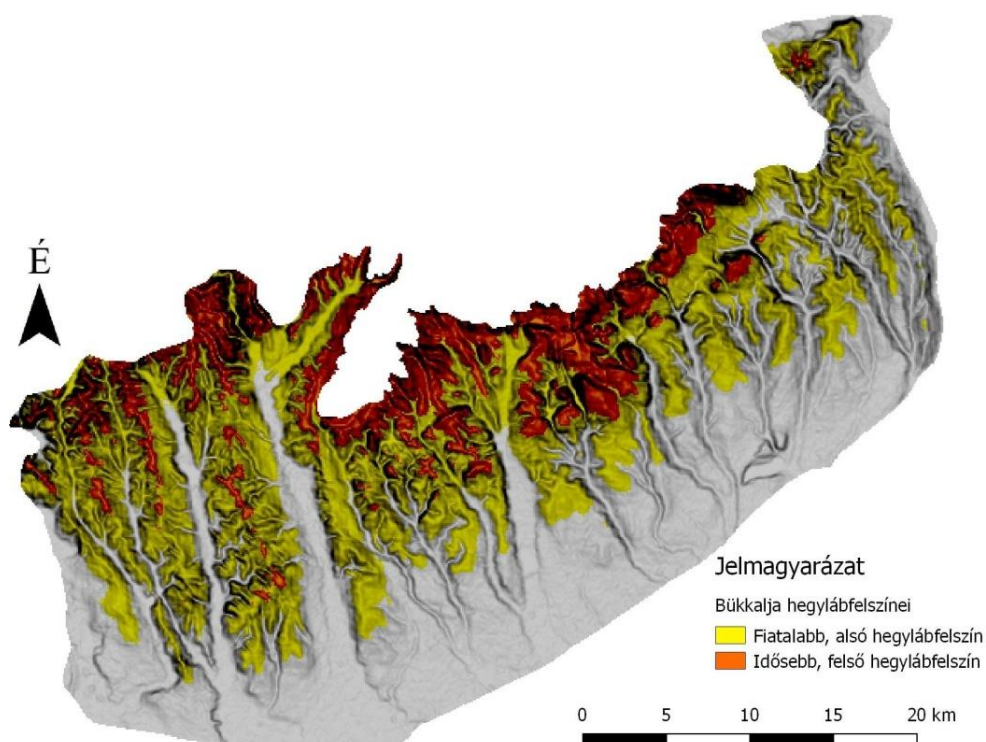
14. ábra. A Bükkalja és környékének szerkezeti térképe (FODOR L. et al. 2005; LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; MCINTOSH R. W. 2014; PETRIK A. 2016; GÁL P. et al. 2019a, 2019b, 2020; GULÁCSI Z. é.n.) az észlelt földrengések erőssége és epicentruma (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018).



15. ábra. A Bükkalja szerkezeti elemeinek irányai.

6.3. A terület felszínfejlődése, különös tekintettel a hegyláb felszín kialakulására

A Bükkalja kettős hegyláb felszínének (16. ábra) (MARTONNÉ ERDŐS K. 1972, 1974, 2000; DOBOS A. 2002, 2006b) kialakulásáról több elmélet is született.



16. ábra. A Bükkalja hegyláb felszínei (HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2007 alapján).

BULLA B. (1958), SZÉKELY A. (1961) és PINCZÉS Z. (1961a, 1961b) a miocén során lejátszódó tönkösödéssel magyarázta középhegységeink felszínének „lépcsős” szerkezetét. BULLA B. (1958) egy trópusi tönkfelszínből indult ki, melyet szerkezeti mozgások daraboltak föl. PÉCSI M. (1997) meglátása az, hogy bár BULLA B. (1958) megállapítása kétségtelen fennáll egyes esetekben,

de a fiatalabb hegyláb felszínek (H_2 , H_1 , Q_1) helyzete arra enged következtetni, hogy nem szerkezeti mozgások következtében alakultak ki. Trópusi tönkösödéssel ma már nem lehet magyarázni azt a folyamatot, hogy az alsó pedimenten a felső-pannóniai és felső-pliocén korú üledékek egy szintre tagolódtak, hiszen a pliocén korú üledékek lerakódása esetében már az éghajlati körülmények sem álltak fenn (PÉCSI M. 1997). Szerinte a hegyláb felszínek félig száraz éghajlat alatt, oldalazó (laterális) és felszínleöblítő (areális) letarolásnak köszönhetően alakulhatnak ki, és nedves éghajlati körülmények között pusztulnak (PÉCSI M. 1997).

Ha figyelembe vesszük PÉCSI M. (1997) megállapításait, akkor az első hegyláb felszín kialakulását (ami már az erózió áldozatául esett) az eddigi kutatásokkal ellentétben (HEVESI A. 1986, 2002a; DOBOS A. 2000, 2002, 2006a) előbbre, az oligocén végére, miocén elejére (eggenburgi [aquitaniai] korszak) lehetne helyezni. Az oligocén és miocén határán globális mértékben folyamatosan csökkent a hőmérséklet és az éghajlat is szárazabbá vált (MONSBRUGER, V. et al. 2005). Ekkor a Bükkalja szerkezeti viszonyai is megváltoztak. A Bükk emelkedése miatt a területen lerakódott/képződött kőzetrétegek két szakaszban is kibillentek (T_1 , T_2) (PETRIK A. 2016) és lehordódásuk is megkezdődött.

A mezőnyárádi fúrásban (Mn-2) az egri korú (késő-oligocén) homokkőre szárazföldi eredetű kavicsanyag, limonitos homokkő, homokos agyag, kavicskő települt (KÖRÖSSY L. 2004). Ezt a szárazföldi eredetű réteget több szintben is, 2400 métertől 2000 méterig, maradványtalajos rétegek tagolják. A rétegekben helyenként megjelenő karbonátgumók száraz éghajlatra utalnak (PETRIK A. 2016), ami feltételezheti az esetleges pedimentációt; viszont a Tard-1-es jelű fúrásban már csak néhány tíz méter vastag durvatörmelékes, maradványtalajos réteget találunk. Lehetséges, hogy e réteg jórésze már az erózió áldozatának esett (PETRIK A. 2016). A magasságkülönbség, a félszáraz-száraz éghajlat, valamint a Déli-Bükkből le- és kifutó vízfolyások lineáris, illetve areális eróziója jelentős szerepet játszott a felszín elegyengetésében, a paleogén (óharmadidőszaki) üledékek változó méretű lepusztulásában.

HEVESI A. (1986, 2002a) és DOBOS A. (2000, 2002, 2006a) viszont az ottnangi-kárpáti-bádeni korszakra helyezi az első hegyláb felszín kialakulását, ami igaz is a kárpáti korszakban, de az ottnangi és bádeni korszakban az éghajlati feltételek a pedimentációt nem teszik lehetővé, inkább további tönkösödés játszódhatott le, mivel PÁLFY J. et al. (2007) a szintén ottnangi korú ipolytarnóci flórát a mai DK-Ázsia szubtrópusi esőerdeihez hasonlították, ahol a csapadék mennyisége 1800 mm körül alakulhatott, az évi középhőmérséklet pedig a 18 °C-ot is meghaladhatta.

A késő-miocén szarmata korszakában ismét globális méretű éghajlatváltozás következett be, amelynek előidézője nagy valószínűséggel a Himalája és Tibet kiemelkedése, valamint a sarkok

jégtakarójának megnövekedése volt (VICENT, E. et al. 1985; KENNET, J.P. – BARKER, P.F. 1990). Ennek következtében a Paratethys is visszahúzódott a Bükk előteréből. A hőmérséklet a miocén folyamán fokozatosan csökkent (SHACKLETON, N.J. – KENNETT, J.P. 1975; HEVESI A. 1986; ZACHOS, J. et al. 2001), a Pannon-medencében az éghajlat szárazabbá vált, melynek következtében a csapadék évszakonkénti eloszlása is nagymértékben megváltozott (CROWLEY, T.J. – NORTH, G.R. 1991). Az őszlevél-maradványok mediterrán éghajlatot tükröznek, ahol az évi csapadék mennyisége 1000 mm-nél kevesebb volt, a középhőmérséklet pedig 15 °C körül alakulhatott (ERDEI B. et al. 2007). Télen a domborzat formálásában a csapadék-, folyóvizek, nyáron a hőmérséklet-ingadozás okozta aprózódás, valamint a szél felszínalakító tevékenysége volt jelentős. Ebben az időszakban – a felső-riolittufa és a szarmata üledékek lerakódása idején – a Bükk ismételten emelkedni kezdett, ennek következtében a felszín újra megbillent (T3a) (PETRIK A. 2016). Így az éghajlati és a szerkezeti feltételek ismét adottak voltak a felszín elegyengetésére. Fontos azonban megjegyezni, hogy ebben az időszakban már kialakultak a Bükkalja főbb szerkezeti (D6 fázis szerkezeti). Minden bizonnyal ezek a zömében ÉK–DNy-i csapásirányú szerkezeti elemek, valamint az ezek mentén lejátszódó szerkezeti mozgások a már kialakuló hegylábfelszín elkezdtek feldarabolni. Valószínűleg ekkor kezdtek el kialakulni a Bükkaljára jellemző aszimmetrikus kibillent réteglépcsők az ún. „nyomók”, kueszták is. Ezen formákat nem csak az említett okok, hanem a kőzetminőség váltakozása is alakította/alakítja.

A kora-pannonban a Bükk szarmatában szárazulattá vált D-i és DK-i peremét az előrenyomuló Paratethys ismét előntötte, laza agyagos – homokos üledékeket lerakva (VITÁLIS GY. 1977; HEVESI A. 2002a; DOBOS A. 2002, 2006a, 2006b). A miocénban zajló attikai hegységképződés (D7 – D8 fázis[?]) következtében a Bükk és az Alföld közötti szintkülönbség megnövekedett, ez ismételt kibillenést okozott (T3b) (DOBOS A. 2002; HEVESI A. 2002a; PETRIK A. 2016). A szerkezeti mozgások hatására a hegység déli pereme tovább tagolódott kialakítva a Tard-Bükkaranyosi boltozatot (CSIKY G. 1961), valamint a Bogács-Cserépfalui- és Novaji süllyedékeket (JASKÓ S.1960).

A hegylábfelszín képződés második szakaszát a késő-pannon sümegi és a pliocén bálbaltavári közötti időszakra tehetjük (HEVESI A. 1986; DOBOS A. 2002). A fauna vizsgálatok alapján az évi csapadékmennyiség 976 és 424 mm között lehetett (VAN DAM, J.A. 2006; FORTELIUS, M. et al. 2006). HEVESI A. (2002a) szerint az ekkor zajló szerkezeti mozgásoknak köszönhetően a Déli-Bükk jelentősen megemelkedett, mely hasonlóan a többi esethez hozzájárult a felszín elegyengetéséhez. Azonban ezt a legújabb szerkezetiföldtani kutatások nem erősítik meg. De az éghajlati tényezők kétséget kizáróan adottak voltak a pedimentációra.

A pliocén – pleisztocén határán ismét alkalmasak voltak az éghajlati viszonyok heglábfelszínképződésre. A villányi szakaszban lezajló pedimentációs folyamatok következtében kialakuló heglábfelszín fokozatosan nőtt az idősebb pediment(ek) kárára (DOBOS A. 2002).

A negyedidőszak során kezdett jelentősebben megemelkedni a Bükk. A forrásbarlangok jelenlegi völgytalphoz viszonyított helyzete több száz méteres szintemelkedésről tanúskodik, amit pusztán denudációs folyamatokkal nem tudunk magyarázni (HEVESI A. 1986, 1990; 2002a, 2002c). A kiemelkedés következtében a Bükkalja ismét kibillent (T4) (PETRIK A. 2016).

Ekkor tovább folytatódott a heglábfelszín átalakulása. A pleisztocén jégkörnyéki (periglaciális) éghajlatán a heglábfelszín átalakult. A jégkorszakokban (glaciálisokban) a fagyaprózódás útján történő lepusztulás, míg a jégkorszakközökben (interglaciálisokban) a megnövekedett csapadék okozta lineáris erózió és a mállás volt meghatározó. A talajfolyások mind a glaciálisokban (kongeliflukció, geliszoliflukció), mind az interglaciálisokban (geliszoliflukció, szoliflukció) kialakulhattak. Az üledékek lerakódása a villányi, bihari, pilisi szakaszokban eltérő hatékonysággal zajlott (DOBOS A. 2002, 2006). Mindezek mellett a negyedidőszak során lejátszódó szekvenciális tektonikai folyamatok is tovább darabolták a felszínt, kialakítva a pediment kétszattatúságát.

Jelenlegi képe alapján két nagyobb felszínalakítási egységre bontható. A táj északi részét a zömében lepusztító folyamatok (denudáció), míg a máig süllyedő alacsonyabb, déli részét a feltöltő (akkumulációs) folyamatok alakítják (PÉCSI M. 1996).

6.4. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése az oligocéntől a pannon végéig

Az oligocén kiscelli korszakában a Bükkalja valószínűleg még szublitórális, sekélytengeri terület lehetett. Erre utalnak a földtani kutatások is. A már említett Kiscelli Formáció Noszvaji Tagozatát kontinentális selflejtőn lezúduló zagyárként értelmezték (BÁLDI T. – SZTANÓ O. 2000). Ezen zagyárok napjainkban jelentős mennyiségű hordalékot szállító vízfolyások (Kongó, Gangesz) torkolatvidékén, a szárazföldi padról a mélytengeri lejtőkre lefutó végén figyelhetők meg. A tagozatban található jól lekerekített kavicsanyag szintén utalhat folyóvízi szállításra. Anyaguk nagyrésze a bükki, zömében tűzkő, kvarcit, homokkő, kevés bazalt és mészkő (LESS GY. et al 2005), így a lepusztulási terület közvetlenül a Bükk és környéke volt.

Az oligocén és a miocén határán, valamint a kora-miocénban (eggenburgi [aquitaniai] korszak) az éghajlat szárazabbá, hidegebbé vált. A Paratethys fokozatos visszahúzódásának köszönhetően a Bükkalja déli része is szárazulattá vált (HEVESI A. 2002a). Ősmaradványok vizsgálatából kiderült, hogy a terület éghajlata mediterrán (száraz szubtrópusi) jellegű lehetett

(ANDREÁNSZKY G. – S. KOVÁCS É. 1955; HEVESI A. 2002a), így a körülmények adottak voltak a fiumara típusú (szélsőséges vízjárású záporpatak) vízfolyások kialakulásához.

A záporpatakok kiterjedt, legyezőszerű hordalékkúpokkal kapcsolódtak a Paratethyshez. A patakok által szállított hordalék anyaga nagyrészt kavics, durvaszemcsés homokkő volt, melynek egyrésze diagenézis következtében kavicskővé (konglomerátum) állt össze. Az andornaktályai a tardi (Tard-1), a cserépváraljai (Csv-2) és a mezőnyárádi (Mn-1, Mn-2) fúrásban is kora-miocén terresztrikus kavicssal találkozhatunk, mely a miocén tufák feküjét képezi (CSIKY G. 1961; KŐRÖSSY L. 2004). A kavicsréteg vastagsága változó, amely utalhat a vízfolyás munkavégző tevékenységének ingadozására. Az andornaktályai fúrásokban 100 m, míg a mezőnyárádi (Mn-1) fúrásban a több száz métert is elérheti (PETRIK A. 2016), melyből arra következtettek, hogy jelentős vízhálózat alakulhatott ki már az eggenburgi korszakban. Az Mn-2 fúrásból származó paleotalajrétegekre települt lemezes szürkés márga nyugodt állóvízre, vagy ártéri síkságra utal (PETRIK A. 2016).

A kora-miocéntől folyamatosan nőtt a hőmérséklet, az ottngi korszakban az évi középhőmérséklet a 18 °C-ot is meghaladhatta, az éghajlat csapadékosná vált, évi mennyisége 1800 mm körül alakulhatott (PÁLFY J. et al. 2007). A Bükkalját ekkor hol elöntötte a Paratethys, hol pedig visszahúzódott, erre az is utalhat, hogy a korszakban lejátszódó explóziós tűzhányó tevékenység okozta piroklasztit szórás hol szárazföldi, hol pedig sekélytengeri körülmények között ülepedett le (HEVESI A. 1986, 1990; BÍRÓ T. et al. 2015). A Tard és környékén tett terepbejárások alkalmával, GÁL PÉTERrel zeolitosodott riolittufára bukkantunk, mely nagy valószínűséggel sekélytengeri körülmények között képződhetett.

A kárpáti korszakban ismét éghajlatváltozás köszöntött be. Az éghajlat szárazabbá, mediterrán jellegűvé vált. Ezt bizonyítják az eger-tihaméri növényletek (ANDREÁNSZKY G. – S. KOVÁCS É. 1955) és a Paratethys sósabbá válása (JÁMBOR Á. 1978). A Tárkányi-öbölből visszahúzódó tengernek köszönhetően a Bükkalja ÉNy-i, É-i része szárazulattá vált, erre az is utal, hogy az alsó riolittufára ottngi (?) - kárpáti korú folyóvízi-mocsári üledék települt, amit számos széntelep tagol (Salgótarjáni Barnakőszén Formáció) (LESS GY. et al. 2005; ÁDÁM L. 2006; PÜSPÖKI Z. et al. 2009), ez az üledék a felszínen is tanulmányozható a Bükkalja ÉNy-i részén, Szarvaskő és Bátor közelében. A formációban nem ritkák a méteres nagyságú kovásodott fatörzsek sem. Terepbejárásaim során Szarvaskőnél, a formációt hátravágódó tevékenységével megbontó Almár-patak völgyében több esetben találtam kovás famaradványokat (1. kép). Az előbb említett üledék a szarvaskői fúrások (Szk-6, Szk-8) esetében különböző szögben (nem párhuzamosan!), a paleogén kimaradásával, a hegység középidői kőzeteire települ (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016). A Tárkányi-medence keleti peremén és északi szegélyén megtalálható

mészkö-, dolomitmavicsokból felépülő kavicskő (Egyházasgergei Formáció) (PETRIK A. 2016) két dologra utalhat: az egyik, hogy az ottangi korszakban az éghajlati körülmények adottak voltak a felszín kihantolódására, a másik, hogy a kárpáti korszakban, hasonlóan az eggenburgi (aquitaniai) korszakhoz záporpatakok alakulhattak ki.



1. kép. **A, B:** kovásodott fatörzs és famaradványok az Almár-patak völgyéből; **C:** Salgótarjáni Barnakőszén Formáció feltárása (Szarvaskő – Hegyeskő-dűlő Ny-i oldala)

A középső-miocén bádeni korszakában a Paratethys ismét elöntötte a Bükkalja déli részét. A nyékládházi (Nya-1) fúrás jelentős vastagságú sekélytengeri üledéket harántolt, mely közvetlenül a középső-riolit(dácit)tufára települt. A bádeni tenger volt az utolsó szubtrópusi tenger, mely még összeköttetésben állt a világóceánnal (LESS GY. et al. 2005, LESS GY. 2007). Az ekkor lezajlott tufaszórás anyaga részben szárazföldi, részben tengeri körülmények között ülepedett le. A Kőköthegyi Tagozatból előkerült ősnövény-maradványok (*magyal, juhar, nád, fenyő, királypáfrány, hegyipáfrány, rucaüröm, kámforsó, nyár, mocsárciprus, viaszcsereje, éger, nyír, gyertyán, tölgy, szelíd gesztenye, szil, galagonya* [*Ilex rothensis* Wld. (4a), *Acer trilobatum* (Strnb.) Al. Br., *Phragmites oeningensis* Al. Br., *Pinus* sp., *Osmunda heeri* Gaudin, *Lastraea oeningensis* Heer, *Salvinia* sp., *Cinnamomum scheuchzeri* Heer, *Populus* sp., *Taxodium* sp., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *Myrica banksiaefolia* Ung., *Myrica inundata* Ung., *Alnus kefersteinii* (Goepp.) Ung., *Betula prisca* Ett., *Carpinus grandis* Ung., *Quercus pseudo-castanea* Goepp., *Quercus* sp., *Ulmus plurinervia* Ung., *Crataegus* cf. *monogyna* Jacqu.) (LESS GY. et al. 2005) szubtrópusi körülményekre utalnak. Az éghajlat az ottangi korszakéhoz hasonló volt. A növénymaradványok áttekintéséből kiderült számomra, hogy igen változatos vízhálózatról kell beszélnünk. Az éger (*Alnus kefersteinii* (Goepp.) Ung.), nyár (*Populus* sp.), mocsárciprus (*Taxodium*

sp.), nyír (*Betula prisca* Ett.), rucaöröm (*Salvinia sp.*), nád (*Phragmites oeningensis*) fajok maradványai lassan folyó vízfolyások ártéri ligeterdőjére, vagy mocsári környezetre utalnak. Az éger (*Alnus kefersteinii* (Goepp.) Ung.) viszont – mint arra témavezetőm is rámutatott – gyorsfolyású hegyi patakok völgytalpain is megtalálható (szubmontán égerligetek). Az éghajlati sajátosságok miatt magasabb tszf-i magasságra utal a gyertyán (*Carpinus grandis* Ung.) és a tölgy (*Quercus pseudo-castanea* Goepp., *Quercus sp.*, *Quercus sp.*) is, bár fontos megemlítenem, hogy a gyertyános-kocsányos tölgyes erdőtársulások ma extrazonális helyzetben az Alföld egyes területein alacsonyabb tszf-i magasságban is előfordulnak (BORHIDI A. 2003).

A hőmérséklet a bádeni korszak végétől folyamatosan csökkent. Habár már a bádeni flóra is tartalmazott a valódi mérsékelt éghajlati övbe tartozó fajokat, de a szarmatából azonosított növényleletek nagy része már mérsékelt éghajlatra utal, ami azt is jelenti, hogy fokozatosan csökkent a hőmérséklet (FÜKÖH L. 2002). A szarmatában (száraz-meleg) mediterrán éghajlatról beszélhetünk (ANDREÁNKSZKY G. – S. KOVÁCS É. 1955). A vízhálózat fejlődését az ebben a korszakban zajló tűzhányó tevékenység, szerkezeti mozgások, valamint az éghajlati adottságok szabták meg.

A felsőtárányi növénymaradványok arra utalnak, hogy a szarmata végére a csapadékmennyiség megnövekedett (1500 mm), de az évszaki eloszlása nem változott (ANDREÁNKSZKY G. – S. KOVÁCS É. 1955). Ekkor már a Bükk teljesen kiemelkedett környékéből (HEVESI A. 2002a). HEVESI A. (2002a) szerkezeti és éghajlati viszonyok megváltozásából arra következtet, hogy ekkor kezdett el kialakulni a Bükk hegység mai vízhálózata.

A kora-pannonban a Bükk szarmatában szárazulattá vált D-i és DK-i peremét ismét előntötte az előre nyomuló Pannon-tó (HEVESI A. 1986, 1990, 2002a). DOBOS A. (2006b) a Tard É-i határában, a Bála-völgyben található homokbányában a Pannon-tó többszöri transzgressziójának és regressziójának nyomát véli felfedezni. Hasonló jeleket a bükkábrányi lignitbánya feltárásában is észrevehetünk, ott az eltérő vastagságú lignitrétegek váltakozásából következtethetünk a tenger előntés és visszahúzódás folyamatára. A pannon üledékek előfordulásának, elterjedésének legészakibb határa Bogácstól északra nyomozható (LESS GY. et al. 2005).

A késő-pannonban az éghajlati körülményeket a mai Észak-Amerika DK-i részének monszunjához lehetne hasonlítani a bükkábrányi lignitbányában talált növénymaradványok vizsgálata alapján (HEVESI A. 2002a).

A miocén pannon korszakában (csákvári szakasz) lezajlott szerkezeti mozgásoknak köszönhetően (attikai hegységképződés) (D7-D8 fázis [?]), tovább nőtt a Bükk és az Alföld

szintkülönbsége (HEVESI A. 2002a; PETRIK A. 2016). HEVESI A. (2002a) szerint a Gömöri-medence süllyedése már a bádai korszakban megkezdődött és megelőzhette az Alföld süllyedését, ezért a felszíni és felszín alatti vizek többsége a Bükkből ekkor É, K, ÉK felé igyekezett. Így a Bükkalja területére lényegesen kevesebb karsztvíz szivároghatott. Kivételt képezhet ebből a Tárkányi-medence felé tartó, édesvízi mészkövet lerakó Imó- és Vöröskő forrásainak vize. Ezen források valószínűleg a késő-pannonban már a Tárkányi-medence felé tarthattak (HEVESI A. 1986). Minden bizonnyal részben ez is oka annak, hogy a Bükkalja pannon üledékei „bükki” anyagban szegények (HEVESI A. 1986).

Nagy valószínűséggel a DK-i és a DNy-i Bükk tönkje már a pannonban kihantolódott. Erre utal a Nagy-kőmázsa töbreiben talált eredeti településű pannon agyag (LÁNG S. et al. 1970, VITÁLIS GY. 1977), így az sem meglepő, hogy a hejőcsabai (Mhn-16) mélyfúrás mészkőtörmelékes pannon agyagot harántolt (HEVESI A. 1986, 1990).

HEVESI A. (1986, 1990) szerint ekkor még csak a Tárkányi-medencében összpontosuló patakok hozhattak jelentős mennyiségű alaphegységi kavicsanyagot, amit az Eger-patak (és mellékvizei) a fővölgy süllyedésével elszállíthatott, ezt ősvízrajzi térképeivel támasztja alá (HEVESI A. 1986). GÁL PÉTER szóbeli közlése szerint a DNy-i Bükk lábánál található bervai (felnémeti) mészkőbányában feltárt töbörkitöltések is igazolják HEVESI A. (1986) feltevését, mivel azok nagy hasonlóságot mutatnak az előbb említett Nagy-kőmázsi töbrök kitöltésének anyagával. A Mész-völgyi bányában általunk (GÁL PÉTERrel) talált limnokvarcitok pedig arra utalhatnak, hogy a területen meleg vagy langyos vizű tó, vagy legalább forrás lehetett a késő-miocénban.

Ezek alapján PINCZÉS Z. (1968) azon megállapítása, hogy a Bükk tönkje még a késő-pliocén folyamán is fedett volt, csak részben igaz. A „bükki” anyagok hiánya a Bükkalja pannon rétegeiben pedig arra utal, hogy a még fedett, nagy valószínűséggel tufából és palából álló térszín pusztult le, amit igazolnak a pannon üledékek ásványtani vizsgálatai (HERMANN M. 1954; HEVESI A. 1986).

HEVESI A. (1986, 1990, 2002a) ezen kívül még egy okkal magyarázza a bükkaljai pannon üledékek alaphegységi anyagban való szegénységét. A miocén pannon korszakában (csákvári szakasz) lejátszódó szerkezeti mozgások kiemelték a Bükköt, ennek következtében a hegység középső, mészköves részében a vízfolyások mélybe fejeződtek, így hordalékuk nagy része csapdázódott (HEVESI A. 1986, 1990, 2002a).

Visszatérve a pannonba, a mezőnyárádi (Mn-2) fúrás rétegsora alapján két folyóvízi eredetű delta képződményt különíthetünk el egymástól. A legidősebb (Újfalusi Formáció) ~9,78 millió éve alakulhatott ki, melyet a Pannon-tenger (tó) utolsó előrenyomulása szakíthatott meg ~7,5

millió éve (MAGYAR I. 2010). A tenger visszahúzódásával már csak folyóvízi/ártéri üledékképződésről beszélhetünk (Zagyvai Formáció) (PETRIK A. 2016).

A pannon végére ismét éghajlatváltozás következett be, csaknem félsivatagi körülmények uralkodtak (SCHWEITZER F. 1993; VAN DAM, J. A. 2006; BÖHME, M. et al. 2008). Az erős ariditásnak köszönhetően a vízfolyások hordalékszállító tevékenysége csökkent, vagy szélsőségesen ingadozhatott. Az éghajlati körülmények adottak voltak a pedimentációra, így a kialakult völgyek, völgykezdemények a záporpatakok kialakulásával, a laterális és lineáris erózióknak köszönhetően erősen pusztultak. A felszín tovább egyengetődött.

6.5. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése a késő-pannontól a pliocén végéig

A késő-pannon végétől már nem csak földtani, ősnövény-, őslény- és őséghajlattani adatok alapján rekonstruálhatjuk a terület felszínének és vízhálózatának fejlődését, hanem a felszín formakincsének vizsgálatából is tudunk következtetni.

A késő-pannon végén (hatvani szakasz, bálbaltavári szakasz eleje; a mediterrán térségben a messinai sókrízis), mint már az előző fejezetben említettem, újra éghajlatváltozás következett be. A csapadék mennyisége jelentősen csökkent, éves mennyisége ~380-424 mm körül alakulhatott (SCHWEITZER F. 1993; VAN DAM, J. A. 2006; BÖHME, M. et al. 2008), mainál melegebb, félsivatagi éghajlat alakult ki (PÉCSI M. 1980). A klimatikus viszonyok ismét lehetővé tették szélsőséges vízjárású záporpatakok kialakulását. A Bükkalján záporpatakok ágyak egész sorozatára bukkanhatunk. 1976-ban GÁBRIS GYULA ilyen patakágyat azonosította a noszvaji Láz-tető riolituffájában (HEVESI A. 1978). HEVESI ATTILA szintén ilyen jellegű üledéket talált Kácstól ÉNy-ra a mészkőfejtő homlokfalán (HEVESI A. 1986, 1990, 2002a). PINCZÉS Z. (1957) Noszvaj és Szomolya környékén is említ ilyen jellegű patakágyakat. GÁL PÉTER és jómagam Kácstól É-ra, a tufasáv és a triász mészkő határzónájában találtunk záporpatakok meder maradványt.

A Bükkalja pliocén fejlődéstörténetére nézve hézagosak az ismereteink. Ekkor kezdett el jelentősebben kiemelkedni a Bükk. A lejátszódó szerkezeti mozgások (D10) és az éghajlatváltozás következtében ismételten átalakult a felszín (HEVESI A. 2002a; PETRIK A. 2016).

A fúrásokban a késő-pannon és kora-pliocén korú rétegeket gyakran nem különítik el. PINCZÉS Z. (1978) szerint a közvetlenül a pleisztocén üledékek alatt lévő homokos réteg minden bizonnyal pliocén korú és a késő-pliocénban kialakult hegyláb felszín korrelatív anyagának tekinthető. A homok anyaga a riolit tufa mállásából származik (PINCZÉS Z. 1978).

A földtani határzónában, a riolit- és dacit tufa sávtól D-re talajszelvényezéssel és fúrással a tetőszintek közelében, közvetlenül a talajréteg alatt feltárt homokos talajképző kőzet csak

jelzésértékű CaCO_3 tartalommal rendelkezik, ami valószínűleg talajszintből mosódott be és ásványi összetétele is eltérő az alacsonyabb térszínen feltárt pannon üledékektől, melyeknek CaCO_3 tartalma magasabb. Ebből következtetnek arra, hogy valószínűleg ez is a pliocén/pleisztocén (?) során kialakult hegylábfelszín korrelatív üledékének anyaga.

A rusciniai és csarnótai szakaszban folyamatosan csökkent a hőmérséklet és nőtt a csapadék mennyisége, az éghajlat monszun vagy, meleg-mediterrán jellegű lehetett (HEVESI A. 2002a). A jelentős csapadéknövekedést a terra rossa képződése (vörös agyag) bizonyíthatja (SCHWEITZER F. 2001), mely alapján az évi csapadékmennyiség kb. 1000-1200 mm lehetett (KOVÁCS J. et al. 2011, 2013). Az új-román mozgások ismét megemelték a Bükköt (HEVESI A. 1986, 1990). Az Alföld és a Bükk szintkülönbségének és a jelentős mennyiségű csapadéknak köszönhetően a „mai” patakok ekkor kezdték el kialakítani völgyeiket. Ezzel egyidőben megindult a Zagyva-Tisza árok feltöltődése is, melyhez nagy valószínűséggel az Eger- (HEVESI A. 1986, 1990, 2002a) és a Laskó-patak is hozzájárult.

PINCZÉS Z. (1955, 1957, 1978) szerint a pliocénben alakította ki az Eger-patak a szarvaskői szorost, továbbá a Hór- és a Kánya-patak is ekkor kezdte meg kivésni völgyét. Feltételezem, hogy az Eger-patakhoz nagyon hasonló Laskó-patak szurdokvölgye is ekkor kezdett el kiformalódni. HEVESI A. (2002a) szerint a Bükkalján keresztülvágó patakokkal (Ostoros-, Novaji-, Tardi-, Kácsi-, Sályi-, Geszti-, Csincse- és Kulcsár-völgyi-patak) a pliocéntól már számolnunk kell. HEVESI A. (2002a) ezen feltevését a már említett záporpatak ágyak is bizonyítják.

A kácsi langyos vizű forrásokban, a Sályi-patak latorúti vízfőjénél, valamint a Hejő-patak miskolc-tapolcai szakaszán fekete bödöncsiga (*Neritina [Theodoxus] prevostianus*), valamint *Melanopsis acicularis* jelentlétét írták le (PINTÉR, L. – SAURA, R. 2004). SCHRÉTER Z. (1975) *Melanopsis acicularis* maradványokat az egri kora-pleisztocén korú édesvízi mészkőben, FÜKÖH L. (1982) az Eger-patak II. sz. késő-pleisztocén (w_1, w_2) teraszüledékében *Theodoxus pievostianus*-t talált. Mindezek alapján elmondható, hogy a Bükkalja jelentősebb forrásai legkorábban a pliocén és a pleisztocén határán, de legkésőbb a pleisztocén würm időszakában a helyükre kerültek. Mivel a Kácsi-medencét és a Sályi-patak felső szakaszát idősebb hegylábfelszín maradványok keretezik, valószínűleg a jelentősebb forrásokkal már a pliocén/pleisztocén határától számolnunk kell, ami megerősíti HEVESI A. (2002a) eddig feltételezését. Valószínű, hogy a Kácsi-, a Bogács-Cserépfalui- és a Kisgyőri-medence ekkor kezdett el medence alakot ölteni.

6.6. A Bükkalja vízhálózatának fejlődése a késő-pliocéntól napjainkig

A késő-pliocén villafrankai szakaszában újra jelentős éghajlatváltozás következett be. A monszunerdők fokozatosan eltűntek, és a terület füves mezősséggé vált (JÁNOSSY D. 1986). A vízfolyások felszínformáló szerepe háttérbe szorult, főleg az aprózódás és a szél felszínalakító tevékenysége volt meghatározó (DOBOS A. 2002).

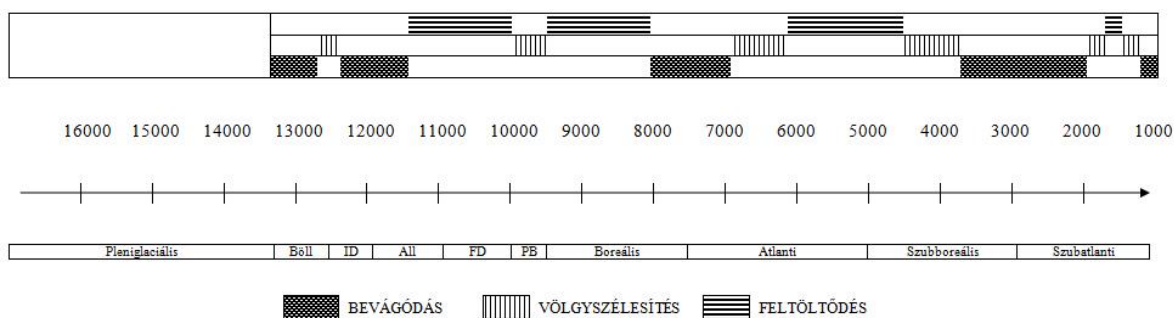
A kora-pleisztocénba átlépve a kora-bihari szakaszban a hőmérséklet fokozatosan csökkent, ezzel megkezdődött a Günz jégkorszak (JÁNOSSY D. 1986; HEVESI A. 2002a). Az általános lehűlés következtében az Alföld tundraszerű löszszepttje a Bükkalja területére is felkúszott (ZÓLYOMI B. 1931, 1958).

A mintegy ~2,5 millió évet magába foglaló negyedidőszaki klímaingadozás alapvetően befolyásolta a térség vízhálózatának alakulását. Általánosságban elmondható, hogy a vízfolyások felszínalakító tevékenysége a jégkorszakokban, illetve a holocén hűvösebb, szárazabb időszakokban a források, illetve egy-két bükki karsztforrás aktivitásától függött, míg a jégkorszakközökben, valamint a holocén csapadékosabb szakaszaiban az erőteljes bevágódás jellemezte a patakokat, kialakítva közben a völgyekkel párhuzamosan futó völgysíkokat, teraszokat. A fővölgyekben futó idősebb (IV. – V. sz.) párkánysíkok csak roncsokban nyomozhatók a területen, így róluk igen kevés ismerettel rendelkezünk, még a viszonylag jól megkutatott Eger-patak párkánysíkjainak esetében is (PINCZÉS Z. 1955; KROLOPP E. et al. 1989; PECSMÁNY P. 2016, 2017; PECSMÁNY P. et al. 2020).

A Riss végén vagy az utolsó interglaciálisba (Eem) átvezető gyors „*klímajavulás*” következtében megnövekedő csapadék bevágódást idézett elő, kialakítva a völgyek lehetséges III. sz. (GÁBRIS GY. 2013; PECSMÁNY P. 2016) vagy egyes feltételezések szerint II/b. sz. teraszfelszínét (DOBOS A. – MESTER ZS. 2018). Az utolsó glaciális (Würm) követően meginduló, először gyenge felmelegedés (Ságvár-Lascaux interstadiális) a Bölling elején erősödött fel és a megnövekedett csapadékmennyiség ismételt bevágódást idézhetett elő, amely a II. sz. (II/a) teraszfelszín kivésését idézte elő (GÁBRIS GY. 2013; DOBOS A. – MESTER ZS. 2018; PECSMÁNY P. 2016; PECSMÁNY P. et al. 2018).

A pleisztocén végén, a fiatal driászban az oldalazó (laterális) erózió volt jelentős, mely a völgytalpak kiszélesítésében játszott nagy szerepet. A holocén preboreális korszakában megnövekedett a vízhozam, amely rövidebb időre bevágódást idézhetett elő, növelve a II. sz. (II/a) terasz magasságkülönbségét a patakok medréhez képest. A holocén nedvesebb szakaszaiban (boreális-atlantikum átmenet) gyakoriak voltak a szélsőséges vízhozamú árvizek, a növekvő kontinentalitásnak köszönhetően (17. ábra) (GÁBRIS GY. 1995), ami területünkön az orografikus hatás miatt jelentős volt, illetve még napjainkban is az. Mindezek mellett arról sem

szabad megfelleknünk, hogy a Bükki fő kiemelkedési szakasza a negyedidőszakban volt (HEVESI A. 1986, 1990, 2002a, 2002b; PETRIK A. 2016), így a patakok hátravágódását az erózió bázishoz viszonyított szintemelkedés is előidézhette.



17. ábra. A magyarországi földrajzi környezet későglaciális-holocén változásainak összefoglaló táblázata. (Böll: Bölling, ID: Idősebb Driász, All: Allerød, FD: Fialat Driász, PB: Preboreális)
(Forrás: GÁBRIS GY. 1995 alapján).

7. Medencék kimutatása digitális felszínmodellen végzett morfolometriai és statisztikai vizsgálatok segítségével

A Bükkalján öt medencét említ a szakirodalom. A három nagyobbát a Tárkányi-, a Bogács-Cserépfalui- és a Kisgyőri-medencét a szakirodalom viszonylag részletesen tárgyalja (KERÉKES J. 1936; DOBOS A. 2000, 2002, 2012a; HEVESI A. 2003; DÖVÉNYI Z. 2010), míg két kisebbről a Hidegkút-laposáról és a Kács-medencéről csak, mint előhegységi (szubmontán) medenceként tesznek említést (MARTONNÉ ERDŐS K. 2002), így azok meglete kevésbé elfogadott a szakirodalom számára.

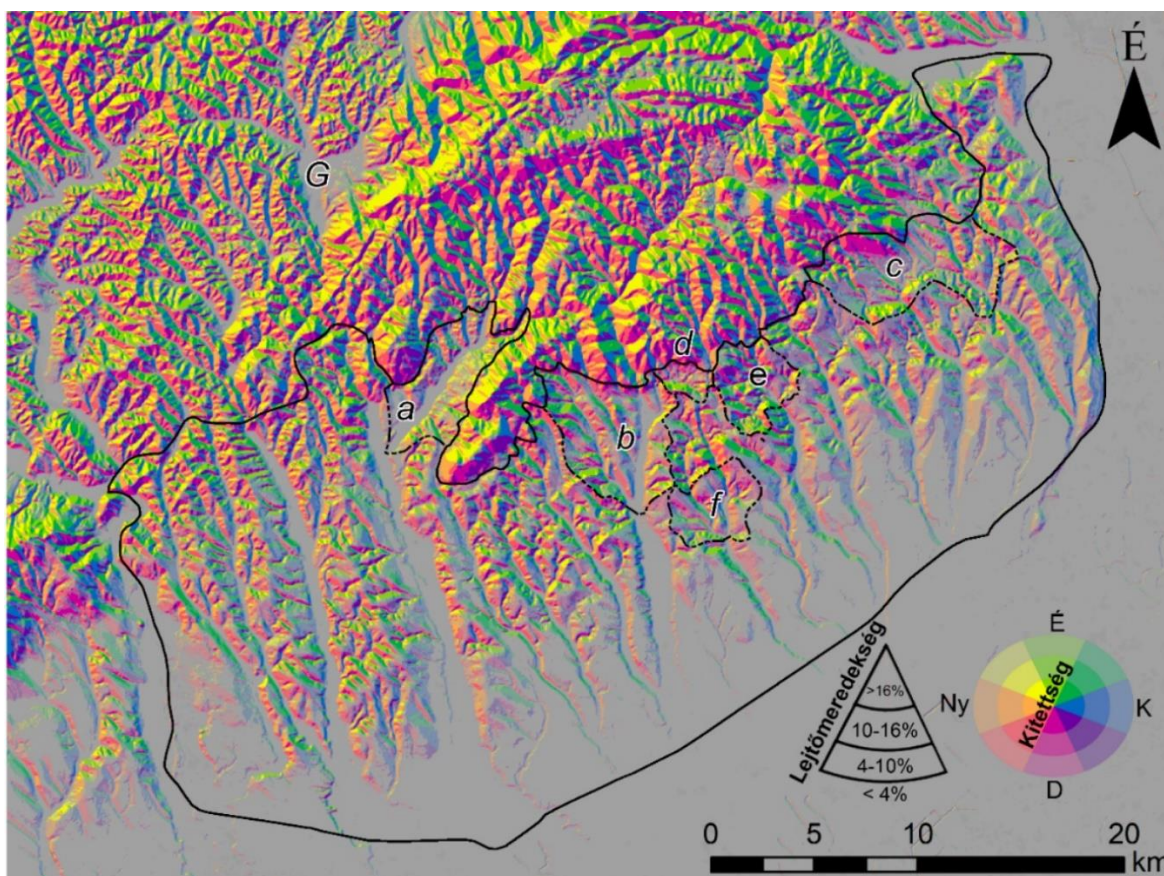
Terepbejárásaim során figyeltem fel arra, hogy az említett medencéken kívül még egy újabb is feltételezhető a Cserépváraljai-patak alsó- és a Tardi-patak középső szakaszán, azok egyesülésénél.

Mivel domborzati formákról kell beszélnünk, ezért a szakirodalomban már alkalmazott digitális felszínmodellen végzett morfolometriai és matematikai vizsgálatokkal a medencék is elkülöníthetők. A következő fejezetekben a klasszikus morfolometriai mutatókon kívül három olyan digitális domborzatmodellen alapuló módszer (*Topography Position Index, hisztogram elemzés, klaszterelemzés*) eredményét mutatom be (*módszereket lásd: 5. fejezet*), melyeket már sikeresen alkalmaztak e területen és alkalmasak a medencék kimutatására is. Ezt követően a vízgyűjtők alakrajzi vizsgálata alapján kísérletet teszek a medencék csoportosítására, azok alakrajzi alapú jellemzésére.

7.1 Klasszikus morfometriai vizsgálatok

A medencék kimutatása során először a geomorfológiai vizsgálatok esetében már évtizedek óta alkalmazott lejtőkitettséget, lejtőmeredekséget, lejtőalakot, relatív reliefet és felszabdaltsági indexet érdemes megvizsgálnunk (a módszereket lásd: 5.3.1. fejezetben).

A lejtőviszonyok elemzése során a medence definíciójából indultam ki. Medencéknek nevezzük az olyan többé-kevésbé kvázi zárt térszíni mélyedéseket, melyeket magasabb térszínek vesznek körül és befelé forduló lejtőkkel rendelkeznek (BULLA B. 1954; HEVESI A. 2002d; PECSMÁNY P. 2019b). Az elkészített lejtőkitettség térkép vizuális kiértékelése igazolja ezt a definíciót. Habár a Bükkalja általános lejtése ~DDK-i irányú a medencék déli pereme esetében találkozhatunk É-i kitettségű völgyoldalakkal is. Különösen hangsúlyosan jelenik meg ez a kisebb, ún. szubmontán medencék (Hidegkút-laposa, Kácsi-medence, részben a Kisgyőri-medence) esetében (18. ábra).

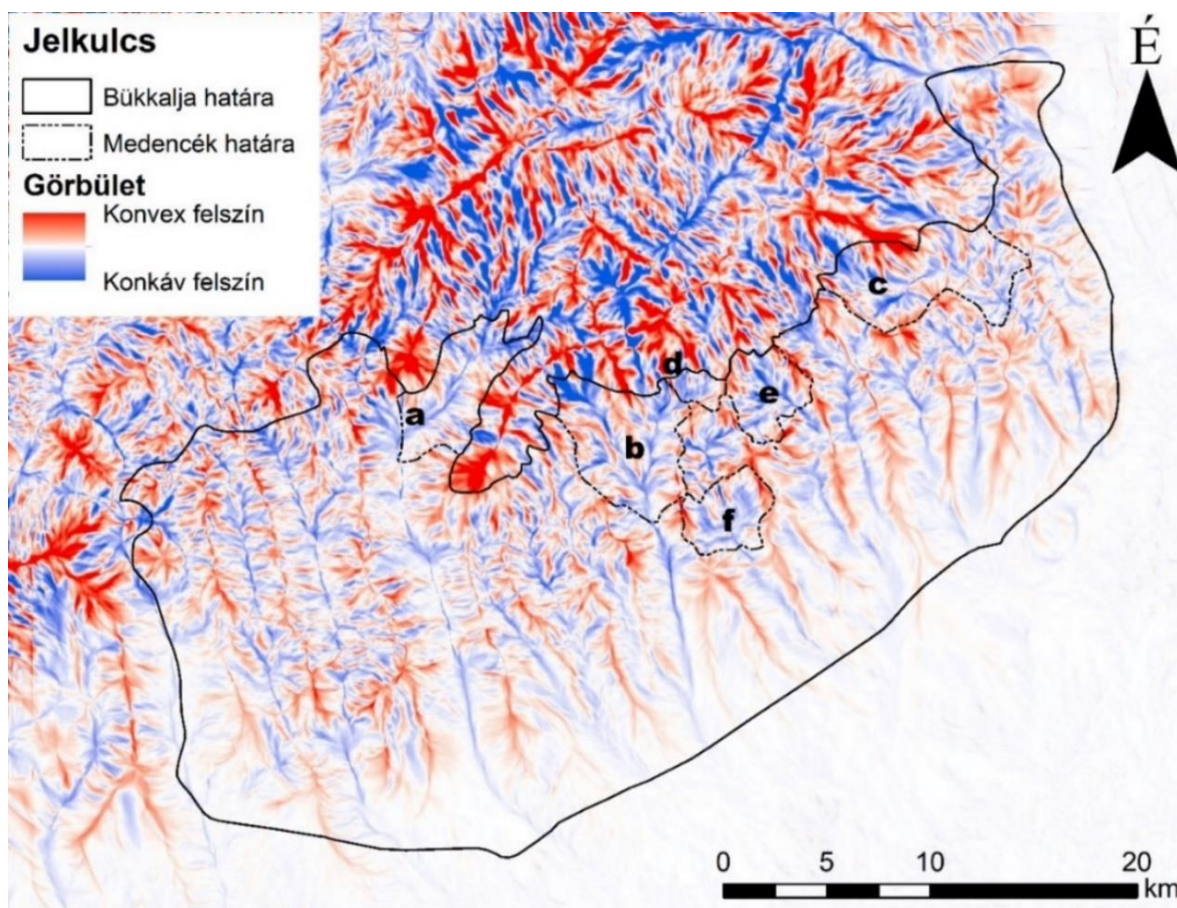


18. ábra. A terület lejtőviszonyai, kitettség és meredekség szerint [a: Tárkányi-medence, b: Bogács-Cserépfalvi-medence, c: Kisgyőri-medence, d: Hidegkút-laposa, e: Kácsi-medence, f: Tardi-völgy-medence, G: Bélapátfalvi-medence (nem a Bükkalja része)].

A medencékben és a medencék peremén eltérő felszínfejlődési folyamatok játszódnak le. Míg a belsejükben zömében akkumulációs folyamatokról kell beszélnünk és a völgyek torkolatában

olyan kiterjedt hordalékkúpok épülnek, amelyeket a vízfolyások sem képesek elszállítani, addig peremüket eróziós, deráziós folyamatot pusztítják. Az eltérő felszínfejlődési típusok a lejtőirányú- és az ún. síkgörbületi térképek egyesítésével létrehozott „standard” lejtőalak (lejtőgörbület) térkép elkészítésével vizsgálhatók a legjobban.

Mivel ebben az esetben több olyan medence van, mely a negyedidőszak során lejátszódott sorozatos éghajlati és tektonikai folyamatoknak köszönhetően völgyekkel erősen felszabdaldott, ezért érdemes területi átlagolást elvégezni a terepmodellen a görbületi térkép elkészítése előtt. Ennek célja az, hogy a kisebb völgyeket elsimítsuk kiemelve a nagyobb formákat, az ott lejátszódó folyamatokat. Ezért egy 1000 m-es sugarú kör alakú mozgóablak mentén először területi átlagolást végeztem el a terepmodellen, majd a kapott állományt felhasználva készítettem el a terület standard lejtőalak (lejtőgörbület) térképét (19. ábra).

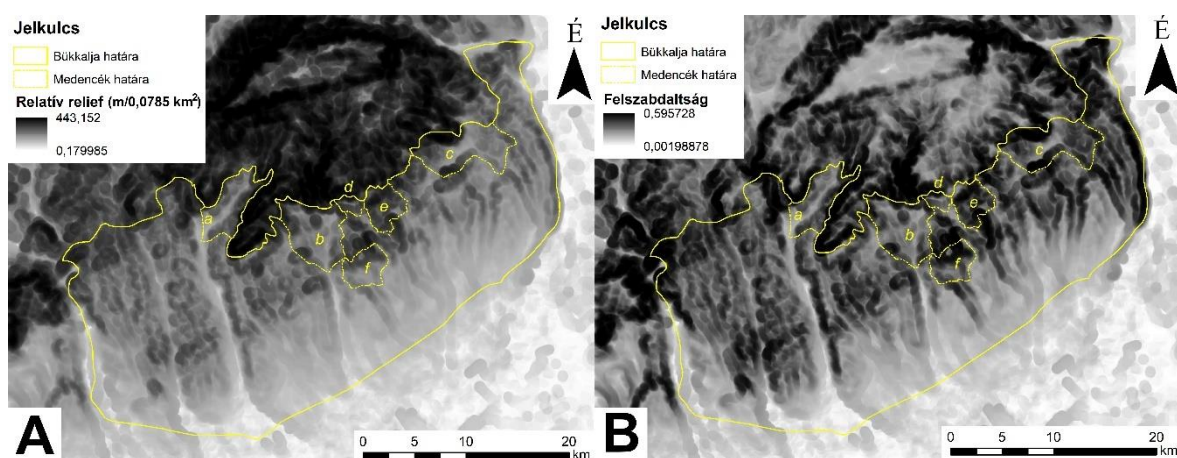


19. ábra. A Bükkalja és környékének standard görbületi térképe (a: Tárkányi-medence, b: Bogács-Cserépfalui-medence, c: Kisgyőri-medence, d: Hidegkút-laposa, e: Kácsi-medence, f: Tardi-völgy-medence).

A völgyekkel erősen felszabdalt nagyobb medencék, például a Bogács-Cserépfalui- és Kisgyőri-medence esetében kevésbé szembetűnő a medence jelleg. A tapasztalat azt mutatja, hogy ebben az esetben a lokálisan, a medence közvetlen környékén elvégzett területi átlagolás, majd a terület görbültének meghatározása sem vezet „értékelhető” eredményre, hiszen számos

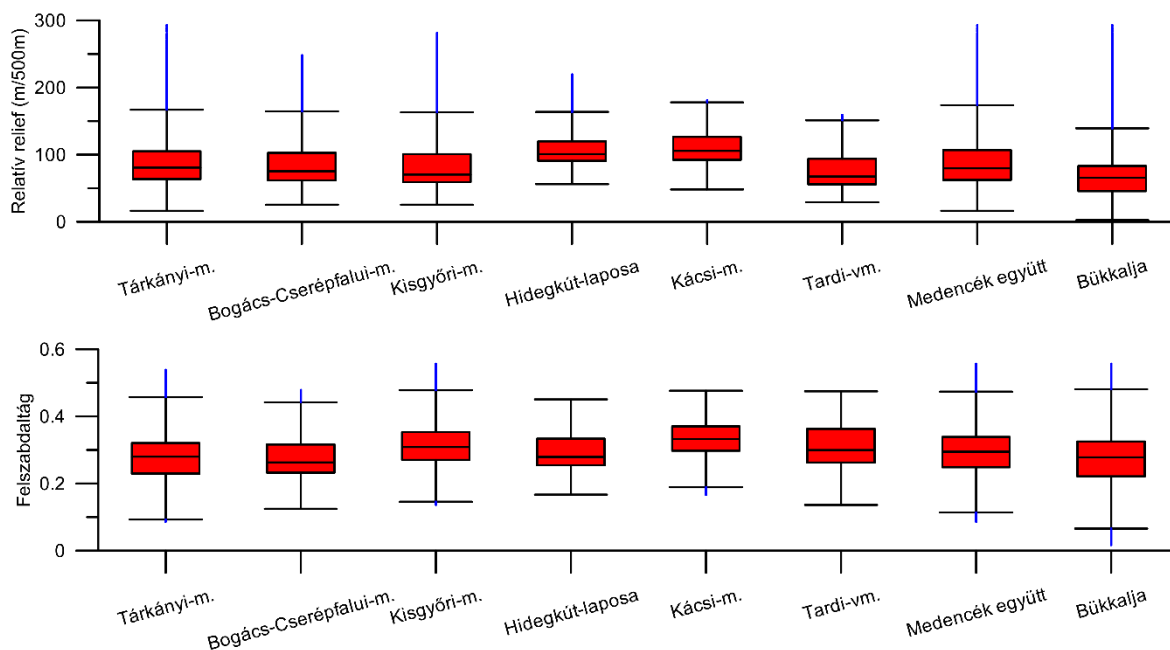
esetben a medencében fekvő völgyközi háta még a területi átlagolás ellenére is jelentősen megnyilvánulnak. Azonban a kisebb medencék ebben az esetben is markánsan megjelennek. A medencék belsejét domború, míg peremét homorú felszínnek jellemzik.

A relatív relief és a felszabdaltság térkép elemzésénél is a medence fogalmából indulunk ki. A medencéket magasabb relatív reliefű és felszabdaltságú perem veszi körül, míg a belsejükben ezen értékek alacsonyabbak. A vizuális kiértékelés alapján elmondható, hogy a Kácsi-medence kivételével mind a két eljárás eredményre vezető volt. A medencéket nagy relatív reliefű és felszabdaltságú perem szegélyezi, az értékek pedig a medence belseje felé haladva csökkennek (20. ábra).



20. ábra. A terület relatív relief (A) és felszabdaltság (B) térképe (a: Tárkányi-medence, b: Bogács-Cserépfalui-medence, c: Kisgyőri-medence, d: Hidegkút-laposa, e: Kácsi-medence, f: Tardi-völgy-medence)

A medencék átlagos relatív reliefe (500 m sugarú kör mentén azaz 0,0785 km²-es területegységre számolva) 89,17 m, míg a Bükkalján az átlagos relief 66,93 m. A Bükkalja nagyobb kiterjedésű medencéi (Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-medence) közel azonos átlagos relatív relieffel rendelkeznek. Ha a maximum relatív relief értékeket vizsgáljuk meg akkor a legnagyobb maximum relatív relieffel a Tárkányi-medence (292,94 m), míg a legkisebbel a Tardi-völgy-medence (159,42 m) rendelkezik. Az átlagtól a Hidegkút-laposa (111,65 m) és a Kácsi-medence (109,85 m) tér el a legjobban. A felszabdaltság átlagos értéke a medencékben 0,30 míg a Bükkalján 0,27 volt. Ebben az esetben is a legjobban a Kácsi-medence tér el az átlagtól a maga 0,33 értékével. Ha a maximum felszabdaltsági értékeket vesszük figyelembe, akkor a legnagyobb maximum felszabdaltsággal a Kisgyőri-medence (0,57), míg a legkisebbel a Hidegkút-laposa (0,45) rendelkezik (21. ábra).



21. ábra. A medencék és a Bükkalja relatív relief és felszabdaltság értékeinek doboz (box-plot) diagramja.

A medencék relatív relief és felszabdaltsági értéke közötti eltéréseket pusztán kőzetminőségbeli különbségekre nem lehet visszavezetni, ugyanis a medencék jelentős hányada a már említett riolit-, dácittufa sávba mélyül, fontos azonban megemlíteni, hogy a tufasávon belül a tufatestek összesültségi foka változó lehet (LUKÁCS R. et al. 2017, 2018). Minden bizonnyal a kőzetminőség és a szerkezeti okok közösen játszanak szerepet az eltérő morfológiai jelleg kialakulásában.

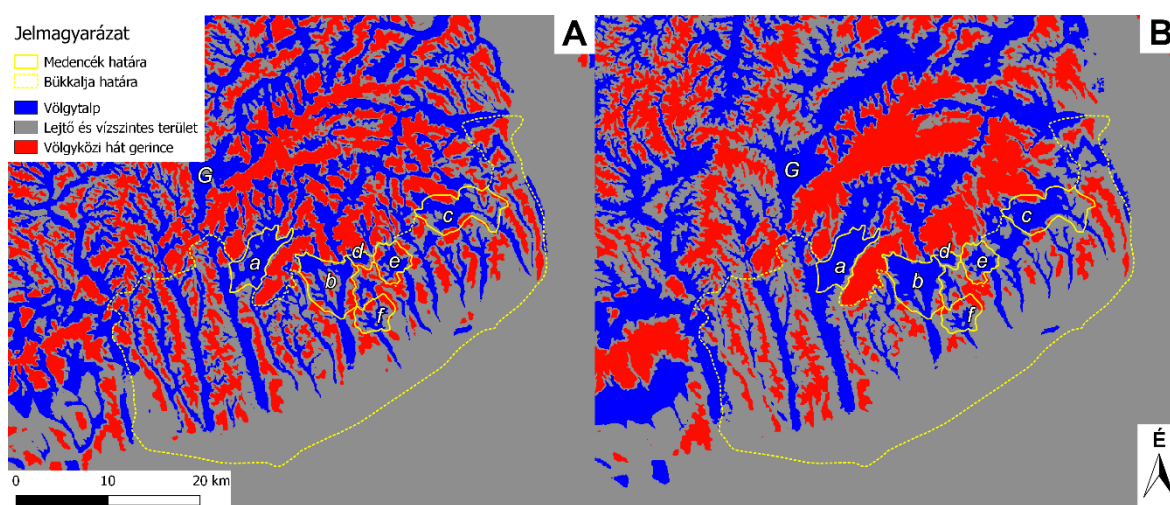
A Hidegkút-laposának és a Kácsi-medencének az átlagosnál magasabb relatív reliefét az okozza, hogy e két medence az idősebb (felső) hegylábfelszínbe mélyül és északi részüket már az alaphegység magasabb térszínei szegélyezik, utóbbi medence erőteljes felszabdaltságát szerkezeti okokra lehet visszavezetni. A Tardi-völgy-medence alacsonyabb átlagos relatív reliefének oka, hogy a medence már az fiatalabb (alsó) hegylábfelszínbe mélyül és csak a medence északi peremét keretezi a riolit-, dácittufa sáv.

7.2. Topographic Position Index – TPI

A Topographic Position Index (TPI) egy félautomatikus felszínalaktani térképezési eljárás, mely módszerrel morfometriai alapon, kvantitatív módon tudjuk a domborzat fő formáit (völgyközi háta gerince, völgyközi háta lejtője, völgytalp) leválogatni, azonban a módszer eredménye nagyban függ a megválasztott ablakmérettől (lásd: 5.3.2. fejezet) (WEISS, A. 2001; JENNESS, J. 2006).

WEISS, A. (2001) munkájában azt javasolja, hogy 2000*2000 m-es környékekkel végezzük el a tengerszint fölötti magasságok átlagolását. VÁGÓ J. (2012) több különböző nagyságú cellakörnyék kipróbálása után a Bükkaljára szintén ezt a méretet javasolja, ezért először én is ekkora cellakörnyékekkel számoltam ki az átlagos tengerszint feletti magasságot, majd az így kapott állományt az eredeti állományból kivontam és standardizáltam. Fontos hangsúlyozni, hogy nem magukat a medencéket lehet kijelölni e módszerrel, hanem a TPI térkép vizuális vizsgálatából következtethetünk bizonyos területek medence jellegére.

Az eljárást elvégezve értékelhető eredményt kaptam. A medencék nagy részét (Tárkányi-, Kisgyőri-medence, Hidegkút-laposa, Tardi-völgymedence, Kácsi-medence) a kiszélesedő völgytalpak alapján jól el lehet különíteni környéküktől (22. ábra, A).



22. ábra. A Bükkalja és környékének WEISS, A (2001) módszere alapján készült egyszerűsített felszíninformátérképe (A: 2000*2000 m-es, B: 5000*5000 m-es cellakörnyezetet használva). [a: Tárkányi-medence, b: Bogács-Cserépfalui-medence, c: Kisgyőri-medence, d: Hidegkút-laposa, e: Kácsi-medence, f: Tardi-völgymedence, G: Bélapátfalvi-medence (nem a Bükkalja része)].

A Bogács-Cserépfalui-medence azonban nem rajzolódik ki egyértelműen. Ennek egyik oka az, hogy a medencét három állandó vízfolyás szabdalja fel (Szoros-, Cseresznyés-, Hór-patak), melyek eróziós tevékenysége nagyban függött a negyedidőszakban lejátszódó éghajlatváltozásoktól. A másik ok, pedig a Bogács-Cserépfalui-medence eltérő szerkezetfejlődésében keresendő. Nagyobb cellakörnyéket (5000*5000 m) használva újra elvégeztem az elemzést, így már sokkal szemléletesebb eredményt kaptam (22. ábra, B).

Alapvetően elmondható, hogy a WEISS, A. (2001) és VÁGÓ J. (2012) által ajánlott területi egység a Bükkalja kisebb (Hidegkút-laposa, Tardi-, Kácsi-medence) és a nagyobb, de völgyekkel kevésbé felszabdalt medencéinek (Tárkányi-, Kisgyőri-medence) kimutatására tökéletesen alkalmas. A tágasabb és tagoltabb medencék azonosításához azonban nagyobb területi egységgel

kell elvégezni a számítást. Ebben az esetben is térképezhetők a kisebb medencék (Hidegkút-lapos, Tardi-völgymedence, Kácsi-medence), de azok határai elmosódhatnak.

A cellakörnyéket az alapján kell megválasztanunk, hogy kisebb vagy nagyobb medencéket szeretnénk kimutatni a területen. Érdemes először a WEISS, A. (2001) által ajánlott nagyságúval kezdeni, majd a kimutatni kívánt felszínformák méretéhez igazodva nagyobb vagy kisebb cellakörnyékekkel is elvégezni az eljárást.

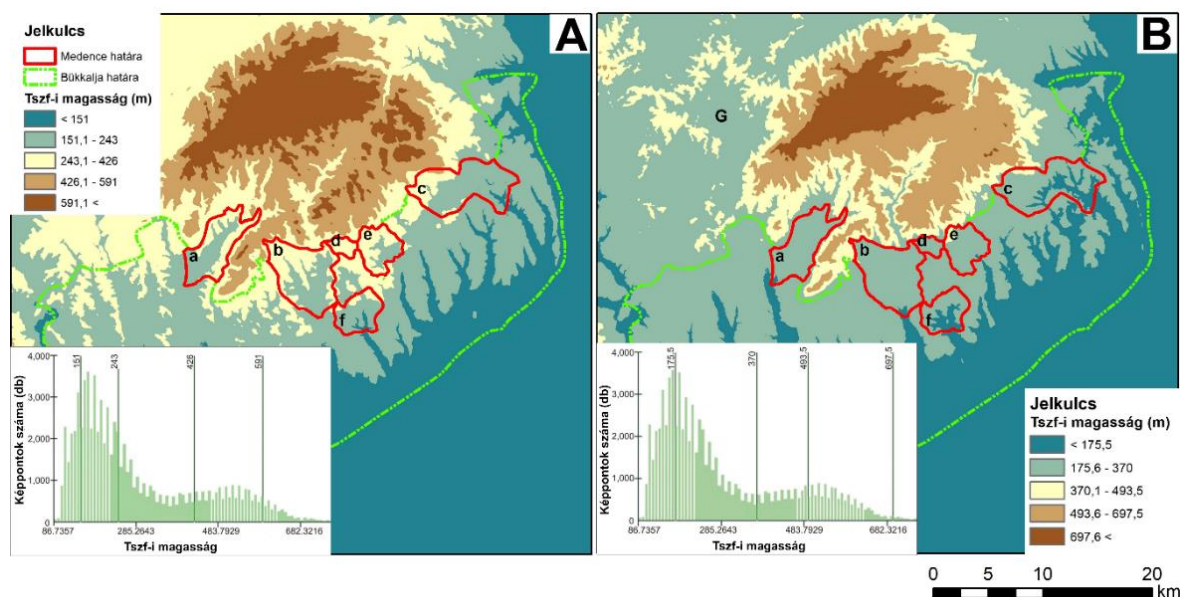
7.3. A medencék magassági adatok alapján való elkülönítése

A digitális domborzatmodell magasságértékeinek statisztikus vizsgálata is alkalmas lehet a felszínalaktani szintek elkülönítésére. Az egyik ilyen módszer a magasságértékek hisztogramjának elemzése (lásd: 5.3.3. fejezet). A hisztogramban megjelenő megtörések felszínalaktani szinteket jelölhetnek (HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2007; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011; VÁGÓ J. 2012). A módszert először HEGEDŰS A. és VÁGÓ J. (2007) alkalmazta sikerrel a Bükkalja hegylábfelszínének elkülönítésére. Mivel a medencék nagy része az idősebb hegylábfelszínbe mélyül, így a módszer alkalmas lehet a medencék peremének kijelölésére.

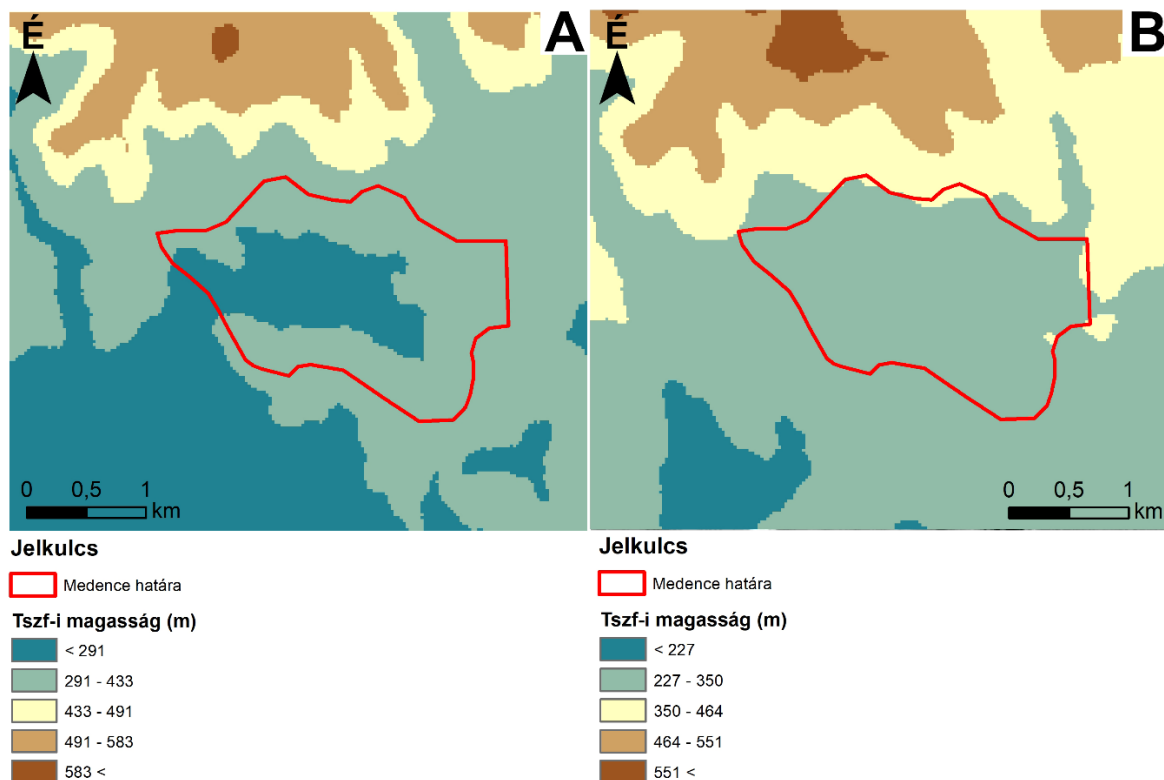
Az elemzés során először VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. (2011) cikkében meghatározott tszf-i magasság értékeket használtam fel (*a későbbiek során a lokális vizsgálatokat végeztem el saját magam*), ennek eredményeként a két hegylábfelszín kvázi határát kaptam meg. A 151–243 m tszf-i magasság között a fiatalabb alsó hegylábfelszín, míg 243 – 426 m között az idősebb felső hegylábfelszín maradványai mutathatók ki (HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2007; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011; VÁGÓ J. 2012). Mint már említettem a pliocén és a negyedidőszak folyamán lejátszódó szerkezeti mozgások és éghajlatváltozások következtében a vízfolyások völgyeikkel erősen felszabdalták a hegylábfelszínt, helyenként medencéket alakítva ki. A medencék, völgymedencék nagy része a területre jellemző tűzárkó (ignimbrit) sávban alakult ki, így az idősebb medencéket (Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-medence, Kácsi-medence) a felső hegylábfelszín maradványai keretezik, ezért a VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. (2011) által hisztogramra illesztett nyolcadfokú polinom függvény inflexiós pontjai (magasság értékei) alapján újraosztályozott domborzatmodellen viszonylag jól kirajzolódnak (23. ábra, A).

A Hidegkút-laposát a VÁGÓ J. és HEGEDŰS A. (2011) által meghatározott magasságértékek segítségével nem sikerült igazolni, ezért a hisztogram elemzést a feltételezett medence környékén, lokálisan is elvégeztem. Ehhez a Bükk digitális felszínmodelljéből ~4800*4300 m-es méretű kivágotat készítettem, majd a kivágoton elvégeztem a hisztogram elemzést. A hisztogramra illesztett hatodfokú polinom szélsőértékei alapján újraosztályozott felszínmodellen jól kirajzolódik a medence, míg az inflexiós pontok alapján újraosztályozotton

nem. A két térképen jól látszik, hogy a medencének csak a Déli-Bükkel való éles pereme különíthető el markánsan, és ezek alapján inkább mondható félmedencének, mint medencének (24. ábra).

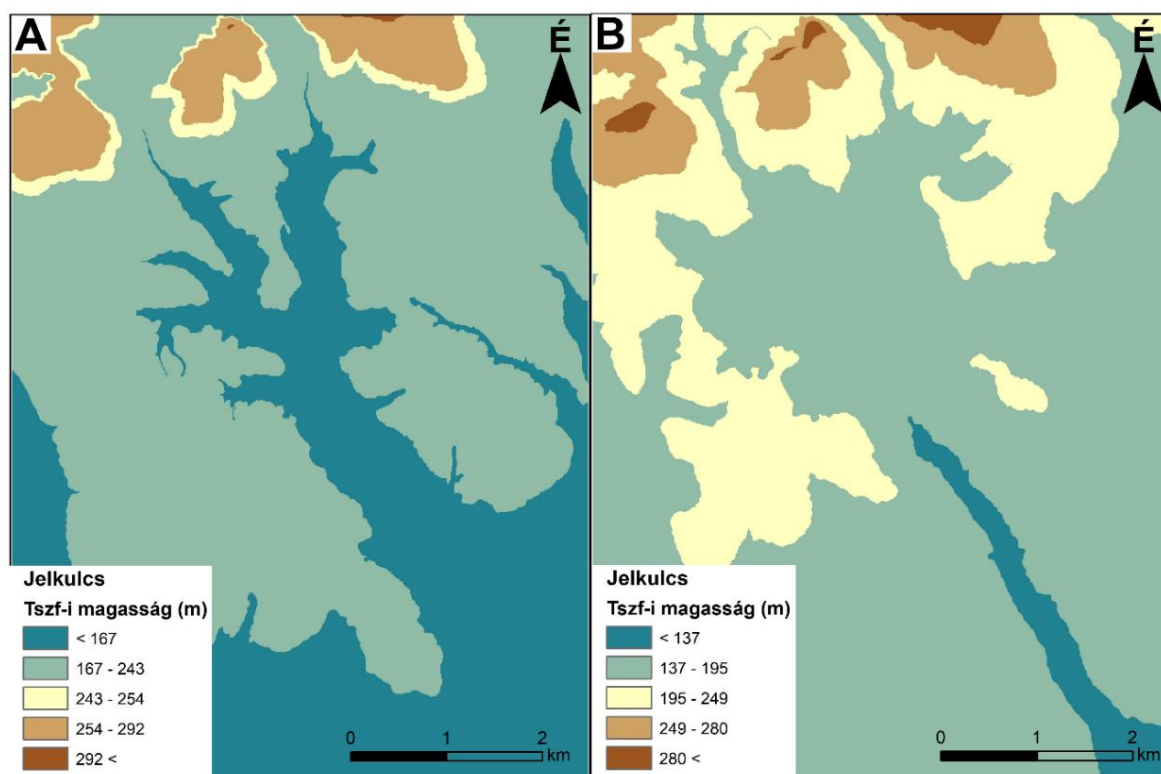


23. ábra. **A:** Hisztogram inflexiós pontjai alapján osztályozott felszínmodell, **B:** Hisztogram szélsőértékei alapján osztályozott domborzatmodell (VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011 alapján). (a: Tárkányi-medence, b: Bogács-Cserépfalvi-medence, c: Kisgyőri-medence, d: Hidegkút-laposa, e: Kácsi-medence, f: Tardi-völgy-medence, G: Bélapátfalvi-medence).



24. ábra. Hidegkút-laposa és környékének hisztogram elemzése. (**A:** illesztett polinom szélsőértékei alapján újraosztályozott állomány, **B:** inflexiós pontok alapján újraosztályozott állomány).

Az általam feltételezett Tardi-völgymedence esetében a felszínmodell hisztogramjára illesztett függvény inflexiós pontjai alapján újraosztályozott állomány rajzolta ki a medence É-i peremét. Ennek okát abban látom, hogy a medence már a fiatalabb (alsó) heglábfelszínbe mélyül és csak északi határát keretezik idősebb (felső) heglábfelszín maradványok (DOBOS A. 2006a; PECSMÁNY P. 2020). Az illesztett függvény szélsőértékei (minimum és maximum) alapján újraosztályozott felszínmodellen már jól látható a medence (23. ábra, B). Hasonlóan a Hidegkút-laposához a Tardi-völgymedence esetében is felmerül a kérdés, hogy tényleg medencéről kell-e beszelnünk, hiszen meglepő (*a szakirodalom eddig még nem említette*), hogy a tufasávtól délre is kialakulhatnak medencék. Ezért a vizsgálatot szintén elvégeztem lokálisan a medence környékének kivágatán. Az eredmény közel azonos volt, mint amit Hidegkút-laposának lokális vizsgálata során kaptam, csak ebben az esetben az inflexiós pontok rajzolták ki a medence körvonalát. A maximum értékek csak az É-i peremét jelölték ki (25. ábra).



25. ábra. A Tardi-völgymedence hisztogram elemzésen alapuló újraosztályozott állományai (**A:** szélsőértékek, **B:** inflexiós pontok).

A nagyobb kiterjedésű, idősebb heglábfelszínen kialakult medencék (Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-medence, Kácsi-völgymedence) a hisztogramra illesztett függvény inflexiós pontjainak felhasználásával jól azonosíthatók, azok határai viszonylag jól kirajzolódnak az újraosztályozott modellen. A Tardi-völgymedence csak a hisztogramra illesztett függvény szélsőértékei (minimum és maximum) alapján újraosztályozott felszínmodellen rajzolódott ki, a Hidegkút-laposát pedig ezen a kivágaton nem sikerült elkülöníteni. E két medence esetében

ezért lokálisan is elvégeztem a vizsgálatot, amely alapján mind a két medence inkább félmedenceként értelmezhető.

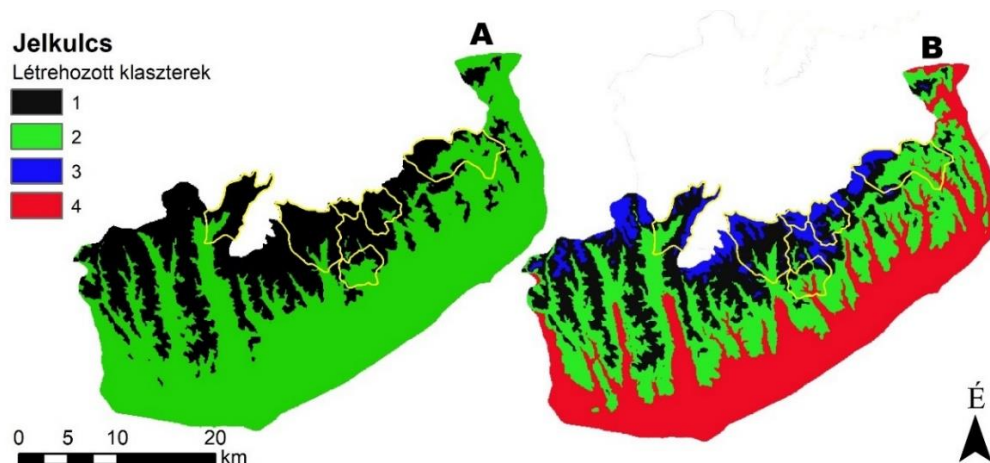
Felmerül a kérdés, hogy az utóbbi két kisebb medence esetében magyarázható-e esetleg a hegyláb felszínének korával az, hogy egyik esetben a szélsőértékek, másik esetben pedig az inflexiós pontok alapján újraosztályozott domborzatmodell segítségével rajzolódott ki medence pereme. Meglátásom szerint az eltérő eredményt a hisztogram eltérő lefutása okozza, vagyis a magasságértékek kivágaton belüli eloszlása, ez megerősíti azt is, hogy az eltérő kivágatok a hisztogramra illesztett függvény elemzésénél eltérő szélsőértékeket és inflexiós pontokat eredményeznek.

Meg kell említenem azt is, hogy a magassági hisztogramra illesztett polinom foksámát minden esetben a terület felszabdaltságához, a kimutatni kívánt forma méretéhez kell igazítani, ezért érdemes többet is kipróbálni. Minél nagyobb foksámú polinomot alkalmazunk, annál részletesebb eredményt kapunk. Fontos azonban megjegyezni, hogy a hisztogram vizuális elemzése is sokat segíthet, némely esetben az ilyes fajta interpretáció sokkal pontosabb eredményt ad (jobban tükrözve a terepi megfigyelések eredményeit), mint a matematikai alapú kiértékelés.

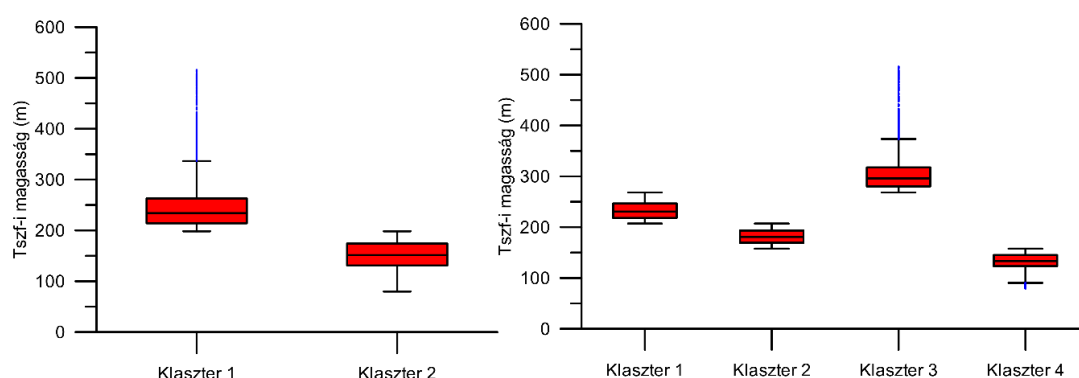
A digitális domborzatmodell pixeleit magasságértékeik alapján klaszterelemzéssel is csoportokba tudjuk sorolni (*lásd: 5.3.3. fejezet*), így a felszínalaktani szinteket közvetlenül is meg tudjuk határozni.

Mivel a metódus, hasonlóan a hisztogram elemzés módszeréhez, nagyban függ a kivágattól az eljárást már csak a VÁGÓ J. (2012) által lehatárolt Bükkalja kivágatán végeztem el. Célom az volt, hogy magassági adatok alapján „közvetlenül” a Bükkalja hegyláb felszíneit, valamint hordalékkúp területeit különítsem el egymástól, hiszen a medencék ezen nagyobb felszínformákba mélyülnek.

A szakirodalom alapján a hegyláb felszín maradványok ~200 m körüli tszf-i magasságtól nyomozhatók (DOBOS A. 2002; VÁGÓ J. 2012), az ettől alacsonyabb morfológiai szinteket zömében hordalékkúpokként értelmezhetjük. Az első esetben két csoportba soroltattam az algoritmussal a digitális felszínmodell pixeleit tszf-i magasságuk alapján (26. ábra, A). Az előbb említett szakirodalomban közölt magassági adatok alapján ezzel a hegyláb felszíni (198 – 515 m) és a hegylábi hordalékkúp (79 – 198 m) területeket sikerült elkülöníteni egymástól (27. ábra), az eljárás sikeresnek értelmezhető. Az újraosztályozott felszínmodellen szépen kirajzolódik a hegyláb felszín és a hordalékkúp szintek határán kialakult Tardi-völgy medence, valamint a hegyláb felszínbe mélyülő Kisgyőri-medence.



26. ábra. A *k*-közép klaszterelemzés eredményeként készült, újraosztályozott digitális felszínmodellek.



27. ábra. A digitális felszínmodellek celláinak tszf-i magasság osztályainak doboz (box-plot) diagramja.

A második esetben négy csoportba soroltattam az algoritmussal a pixeleit (tszf-i magasság értékeket) (26. ábra, B), így elkülönítve a fiatalabb és idősebb hegylábfelszínek és a hordalékkúpok területét. Az eljárás ebben az esetben is sikeresnek mondható, hiszen az eredmények a szakirodalmi adatokat jól tükrözik (DOBOS A. 2002; VÁGÓ J 2012; PECSMÁNY P. 2017, 2020). Az első klaszterbe (207 – 268 m) kerültek a fiatalabb, a harmadik klaszterbe (268 – 515 m) pedig az idősebb hegylábfelszínmaradványok (27. ábra). A második klaszterbe (157 – 207 m) a felső-hordalékkúpszint, míg a negyedik klaszterbe (79 – 157 m) az alsó-hordalékkúpszint területei kerültek bele. A két és négy klaszteres eljárás között megfigyelhető a hegylábfelszín és a hordalékkúp határának eltolódása, de ennek oka az, hogy a centroidok véletlenszerűen vannak kiválasztva a klaszterelemzés kezdetén.

A négy klaszter alapján újraosztályozott állomány segítségével jól kijelölhetők a medencék peremei, vagyis a medencéket keretező pediment.

7.5. Medencék összehasonlító alakrajzi elemzése

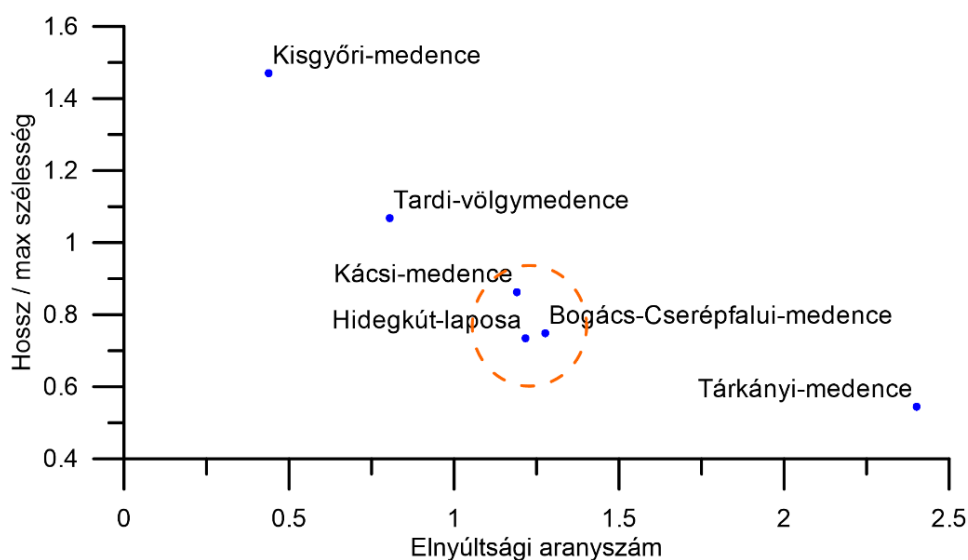
Az alakrajzi vizsgálatokkal szerettem volna számszerűsített adatokkal is összehasonlítani a hat medencét. Ennek érdekében 1: 10 000 méretarányú térképek alapján, a Bükkalja határát

figyelembe véve, a völgyközi háta mentén megrajzoltam a medencék határát, majd kiszámoltam területüket és kerületüket.

A medencék alakrajzának számszerűsítéséhez KERTÉSZ Á. (1972), GALGÓCZY Zs. (2004) és FARHAN, Y. et al. (2015) munkáiban szereplő mérőszámokat használtam fel, melyek a vízgyűjtők alakrajzának vizsgálatához születtek.

Az általuk használt mérőszámok közül a hossz-szélesség arányát (γ), cirkularitást (R_c), a Gravelius-féle kompaktsági tényezőt (k), az elnyúltsági (Re) és a lemniszkáta (Lk) hányadost használtam fel¹¹.

Az alakrajzi tényezők esetében jelentős eltérés figyelhető meg a Tárkányi- és Kisgyőri-medence esetében. A Tárkányi-medencének a hossz/szélesség aránya (γ), a Gravelius-féle kompaktsági tényezője és a Lemniszkáta hányadosa, míg a Kisgyőri-medencének az elnyúltsági arányszáma volt jóval magasabb a Bükkalja többi medencéjéhez és a medencék átlagához képest. A hossz/szélesség arányában (γ) és az elnyúltsági tényezőben való jelentős eltérést pusztán közetminőségre nem lehet visszavezetni, különösen igaz ez a Kisgyőri-medence esetére, hiszen akkor a többi tufasávban, vagy annak határán mélyülő medence is hasonlóan magas elnyúltsági arányszámmal rendelkezne. Ha a két értéket egymás függvényében ábrázoljuk, akkor jól látszik, hogy a két medence jelentősen eltér a többitől (28. ábra).



28. ábra. A medencék hossz / maximális szélessége és az elnyúltsági arányszáma.

¹¹ **Cirkularitás:** A medence területe és az azonos kerületű kör területének hányadosa. $R_c = A / A_{eq,c(p)}$

Gravelius-féle kompaktsági tényező: Medence kerületének és a területével azonos kör kerületének hányadosa. $k = P_b / P_{eq,c(A)}$

Elnyúltsági hányados: Medencével azonos területű kör átmérőjének és a medence hosszának hányadosa. $Re = D_{eq,c(A)} / L_b$

Lemniszkáta hányados: Medence hossza és a területének hányadosa. $Lk = L_b^2 / 4A$

A cirkularitás (körszerűség) esetében a Tárkányi-medence tér el jelentősen a számolt értékek átlagától. A többi medence, melyek nagyrészt közvetlenül a Bükkalja hegylábfelszínébe mélyülnek, közel azonos értékűek. A nagyobb medencék (Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-medence) esetében kisebb, míg a kisebb medencék (Hidegkút-laposa, Tardi-völgymedence, Kácsi-medence) esetében nagyobb a körszerűség értéke. A Gravelius-féle kompaktsági tényező alapján (a Tárkányi-medencét kivéve) a medencék hasonlóak egymáshoz (2. táblázat). Az egymáshoz térben közel található medencék (Bogács-Cserépfalui-, Hidegkút-laposa, Kácsi-medence, Tardi-völgymedence) alakrajzi tényezők alapján hasonlóak, a távolabb elhelyezkedő medencék azonban eltérőek. Valószínűleg az alakrajzi értékek hasonlóságát és eltérését a morfológiai helyzetük (hegylábfelszínbe elfoglalt helyük), a kőzetminőség és az eltérő szerkezetfejlődés okozhatja.

2. táblázat. A medencék területének alakrajzi mérőszámai.

	γ = hossz / max szélesség	Cirkularitás	Gravelius-féle Kompakt tényező	Elnyúltsági arányszám	Lemniszkáta hányados
Tárkányi	2,401	0,382	1,619	0,544	1,075
Bogács-Cserépfalui	1,277	0,574	1,320	0,748	0,569
Hidegkút-laposa	1,216	0,649	1,241	0,735	0,590
Tardi	0,805	0,683	1,210	1,068	0,279
Kácsi	1,190	0,649	1,421	0,863	0,428
Kisgyőri	0,439	0,559	1,337	1,470	0,147
ÁTLAG	1,221	0,583	1,358	0,905	0,515

7.6. Medencék morfometriai vizsgálatának eredményei

A felszíналaktani vizsgálatok során évtizedek óta használt „alap” morfometria eljárások mellett a Topography Position Index (TPI), valamint a domborzatmodell magasságértékeinek vizsgálata (hisztogram elemzés, klaszter elemzés) is alkalmas lehet a medence, mint forma kimutatására. Fontos azonban megjegyezni, hogy az elvégzett vizsgálatok nagyban függenek a felbontás megválasztásától, valamint a kivágattól is. Az említett eljárások a Bükkalja medencéinek kimutatására együttesen alkalmazhatók, azonban nem pótolhatják a terepi megfigyeléseket!

Az elvégzett elemzések és terepi megfigyelések alapján a Bükkalja területén a szakirodalomból ismert öt medencén (Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-, Kácsi-medence, Hidegkút-laposa) kívül medenceként értelmezhető a riolittufa sávától délre fekvő, eróziós és deráziós völgyekkel feldarabolt terület a Cserépváraljai- és Tardi-patak vízgyűjtőjének összeszőküléséig. A digitális domborzatmodell hisztogramjának vizsgálata alapján a Hidegkút-laposát és a Tardi-völgymedencét félmedenceként lehet értelmezni, azonban terepi megfigyeléseim alapján inkább tűnnek medencének/völgymedencének. A Tárkányi-, a Bogács-

Cserépfalui-, a Kácsi-, a Kisgyőri-medence és a Hidegkút-lapos a részben az idősebb hegyláb felszínben, részben pedig az annál idősebb tönkfelszínben alakult ki, míg a Tardi-völgy medence az idősebb hegyláb felszín határán, zömében a fiatalabb hegyláb felszínben és az (idősebb) felső-hordalékkúp(szint)ben, amit az elvégzett morfológiai vizsgálatok is alátámasztanak.

Az alakrajzi vizsgálatok alapján a hossz-szélesség arány (γ) és az elnyúltsági hányados esetében két nagyobb csoportot különítettem el. Az egyik csoportba a kevésbé elnyúlt medencék (Bogács-Cserépfalui-, Kácsi-medence, Hidegkút-lapos, Tardi-völgy medence), a másik csoportba az elnyúlt medencék (Tárkányi-, Kisgyőri-medence) tartoznak. A cirkularitás és a Gravelius-féle kompaktsági tényező alapján szintén két csoportba sorolhatók. Az egyikbe a körszerű, kevésbé kompakt medencék (Bogács-Cserépfalui-, Kácsi-, Kisgyőri-medence, Hidegkút-lapos, Tardi-völgy medence), a másikba a kevésbé körszerű, kompakt medencék (Tárkányi-medence) tartoznak. Az alakrajzi vizsgálatok alapján a Tárkányi-medence erősen különbözik a Bükkalja többi medencéjétől, ezek alapján érhető az is, hogy egyes kutatók már nem a Bükkalja részeként, hanem a Bükk vidék külön kistájaként értelmezik a medencét (DÖVÉNYI Z. 2010). A Kisgyőri-medence csak az elnyúltsági tényező alapján tér el a többitől. A medencék alakrajzi sajátosságaiban való eltérést pusztán a közetminőségre nem lehet visszavezetni, különösen igaz ez a szubmontán medencékre. A térben közel található medencék hasonló, míg a térben távolabb található eltérő alakrajzi sajátossággal rendelkeznek, ennek oka minden bizonnyal a hegyláb felszínben elfoglalt morfológiai helyük, a közetminőség és az eltérő szerkezetfejlődés lehet.

8. A Bükkalja domborzatának szerkezetmorfológia vizsgálata

8.1. A medencék domborzatának szerkezetmorfológiai vizsgálata

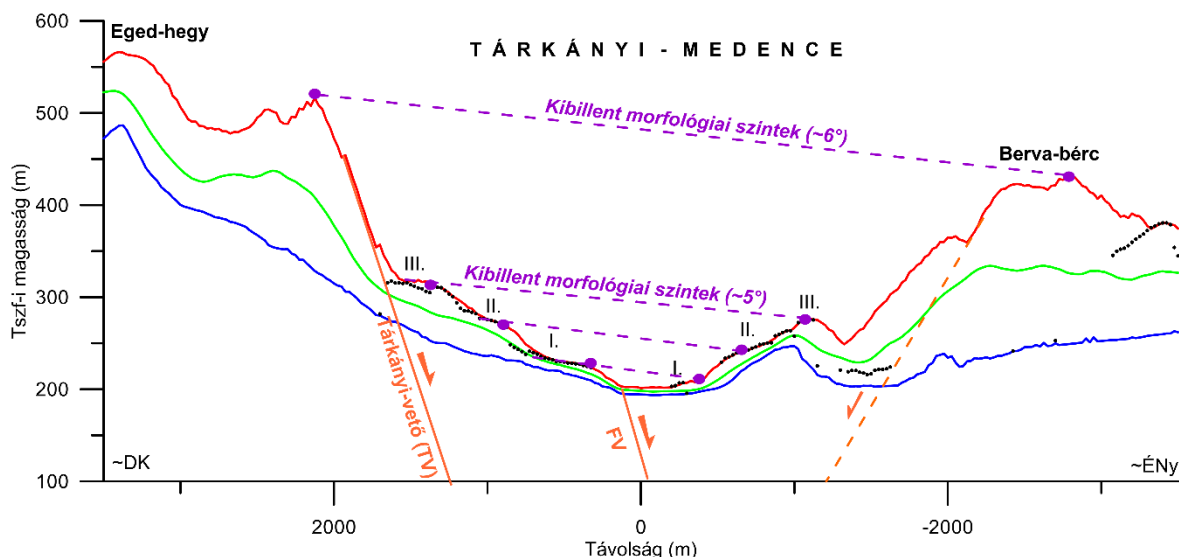
A terület vízhálózatának kialakulásával foglalkozó fejezetekben már olvashattuk, hogy az éghajlatváltozások és a szerkezeti mozgások együttese hogyan is formálhatta, formálja a Bükkalja jelenlegi domborzatát. Terepi vizsgálataim során jöttem rá arra, hogy a szerkezeti mozgások felszíni formakincsre gyakorolt hatása nagyobb, mint azt az eddigi kutatások feltételezték. Erre először a medencék részletes vizsgálata során figyeltem fel.

A Tárkányi-medence alakrajzát tekintve számos mérőszám esetében jelentősen eltér a többi medencétől. A medencét szerkezetmorfológiai szempontból medencedombságként értelmezték

(DÖVÉNYI Z. 2010). A közelmúlt szerkezetföldtani kutatásai világítottak rá arra, hogy a Tárkányi-patak völgye szerkezetileg preformált, és a medence déli pereme is ferdecsúszású/normálvetőkkel kapcsolódik a Vár-hegyhez és a Nagy-Egedhez (LESS GY. et al 2005; PETRIK A. 2016). A medencében futó szerkezeti elemek negyedidőszaki/pliocén aktivitásáról árulkodik, hogy PELIKÁN PÁL a terület földtani térképezése során a Tárkányi- és az Eger-patak közös teraszán észlelt kavicsteraszt elvetést (PETRIK A. 2016), míg PETRIK A. (2016) a felsőtárkányi pincesor szarmata korú tufás homokkővében, valamint a medencében található Bajusz-völgyben középső-bádeni tufában észlelt vetőket a pliocénbe sorolta. A Berva bányában észlelt vetők egy részét is fiatal (*negyedidőszaki?*) szerkezeti mozgásokhoz kötötték a szerkezetföldtanosok (PETRIK A. 2016; KATONA G. 2017).

Az eddigi földtani és szerkezetföldtani megállapításokat saját kutatási eredményeim is megerősítik. A medencéről készült sávsvölvi alapján 3 felszínalaktani szintet tudok elkülöníteni. Ezen felszínek a medence két oldalán eltérő tszf-i magasságban helyezkednek el, ami a medence aszimmetrikus jellegéről árulkodik. A medence két oldalán a digitális úton leválogatott maradványfelszínek, valamint a hagyományos módon térképezett kavicsteraszt felszínek magassági hisztogramjának elemzése is ezt erősíti meg (PECSMÁNY P. et al. 2020; 3. *melléklet*). Az eredmények a medencében futó Felnémeti-vető (FV) meglétét igazolják. A medence D-i peremén futó Tárkányi-vető (TV), mely a Délnyugati-Bükk (alaphegység) és a Bükkalja határának is tekinthető, szintén élesen elkülönül a sávsvölvi (29. *ábra*). A medence É-i határán az eddigi szerkezetföldtani és földtani térképek nem jelölnek vetőt, azonban a sávsvölvi a D-i határhoz hasonló lefutásából arra következtetnek, hogy a medence É-i határát is vetősnek lehet értelmezni. Feltételezésemet megerősítheti KATONA G. (2017) szerkezetföldtani vizsgálata, aki a Berva-bércen létesített mészkőbányában oldaleltolódásokat észlelt. Valószínű, hogy e mozgások függőleges irányú elmozdulással is jártak. Ezen kívül a SÁSDI L. (2002) által réteghatáron jelölt langyos vízű forrás is az É-i határ szerkezeti jellegére utal, azonban ennek igazolására még részletesebb szerkezetföldtani vizsgálatokat kell elvégezni.

GULÁCSI Z. (é.n.) földtani térképezése során, ezen már említett főtörésvonalakra merőlegesen kialakult melléktörésvonalakat észlelt, azonban ezek a domborzatban morfológiailag kevésbé megfigyelhetők. Terepbejárások során a Tárkányi-medence mellékvölgyeinek aszimmetrikus jellege néhány esetben szembetűnő, azonban a sávsvölvi a szerkezeti preformáltságot nem erősítette meg.

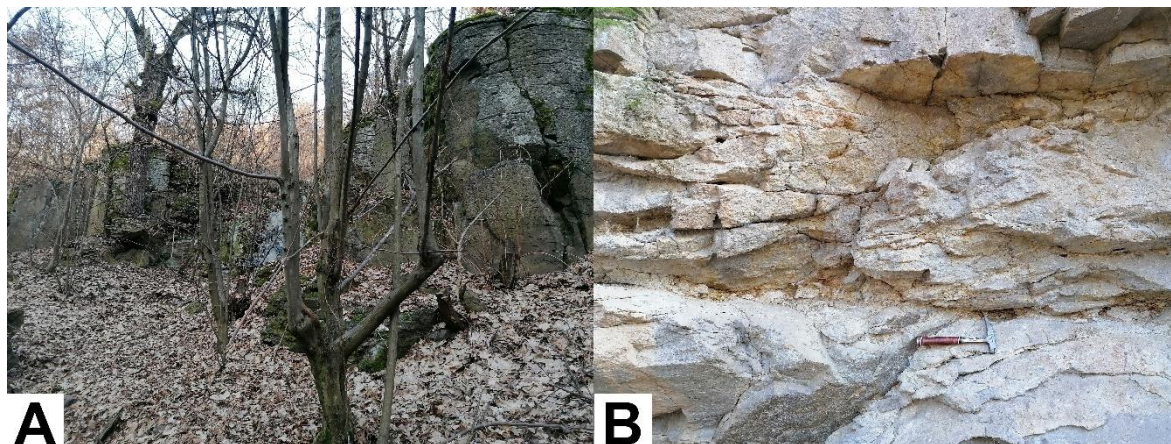


29. ábra. A Tárkányi-medence sávszelvénye a feltételezett maradványfelszínek jelölésével (piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek [római számokkal jelölve az egyes szintek]).

A Tárkányi-medencén kívül a Kisgyőri-medence tért el jelentősen az alakrajzi vizsgálatok alapján a bükkaljai medencék sorából. MARTONNÉ ERDŐS K. (2002) a Déli-Bükk és a Bükkalja határán kialakult előhegységi, ún. szubmontán medencék közé sorolja, melyet a későbbi kutatások folyóvíz által létrehozott völgytágulatként értelmeztek, kialakulását a kőzetminőséghez és az összesült ignimbrit sávok völgyösszpontosító hatásához költötték (LESS GY. et al. 2005; PELIKÁN P. 2005; BERTÓTI D.R. 2011). A medence É-i peremén található mészkőbánya közetein észlelt mozgási eseménysorozatok alapján ÉNy–DK-i csapásirányú balos oldaleltolódás és ezt felülbélyegző K-i irányú feltolódások jellemzik a medence északi részének szerkezetalakulását (NÉMETH N. 2005; PETRIK A. 2016). A riolittufa fúrásokból ismert települési viszonyai és tetőszintjeinek emelkedése arra utal, hogy a vetődések már érintették az alsó-riolittufa szintet is (NÉMETH N. 2005). PETRIK A. (2016) az alsó-riolittufában ÉK–DNy-i csapású balos és ÉNy–DK-i csapású jobbos konjugált eltolódásokat mért, melyek K–Ny-i tágulást jeleznek. PETRIK A. (2016) feszültséginverziós vizsgálata alapján a terület szerkezeti aktivitása a miocén késő-kárpáti, legkorábban bádeni korszakától a pliocénig tetten érhető.

Terepbejárások során figyeltem fel arra, hogy a medencében futó Csincse-patak, közvetlenül a paleogén-miocén prevulkáni üledékes kőzetektől D-re, jól összesült fiammás ignimbritben alakította ki völgyét. Ez a jól összesült fiammás réteg a medence keleti peremén található, a MÁFI által mélyített M-8-as fúrásban 220-230 m, míg az M-7-es fúrásban már 225-260 m közötti mélységben nyomozható (LUKÁCS R. et al. 2010). A medence déli peremét azonban kevésbé összesült piroklasztitok alkotják. A két kőzettípus pusztulása, kőzettani sajátossága alapján is jól

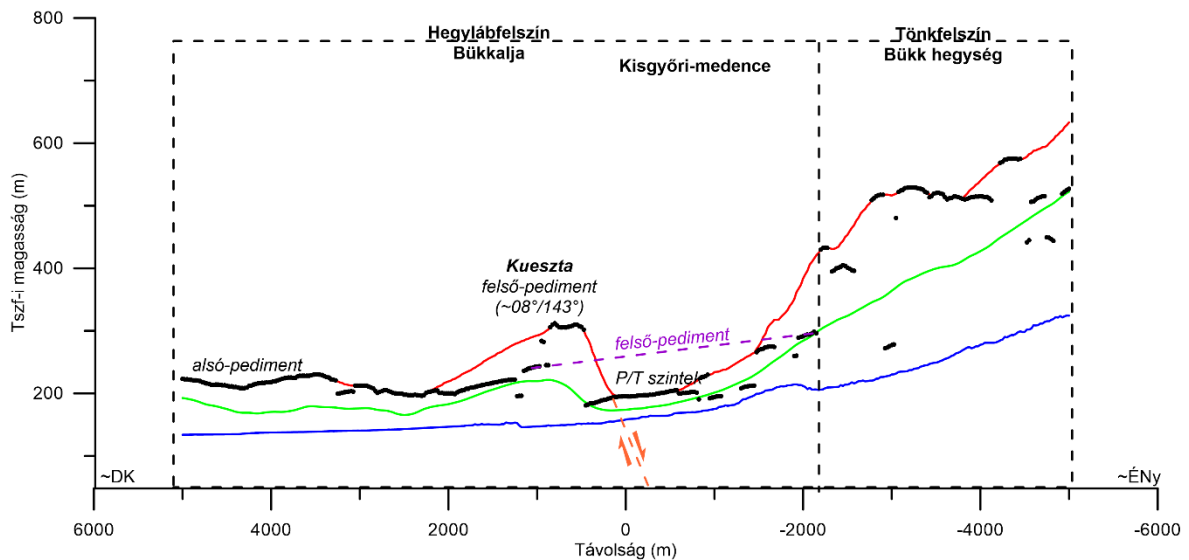
elkülöníthető terepen is. A jól összesült fiammés ignimbrít hasábos elválások mentén pusztul, míg a kevésbé összesült tufa kisebb-nagyobb törések mentén (2. kép).



2. kép. Jól összesült, hasábos elválású fiammés ignimbrít a Csincse-patak szurdokvölgyében (A) és a medence déli szegélyén található kevésbé összesült ignimbrít (B).

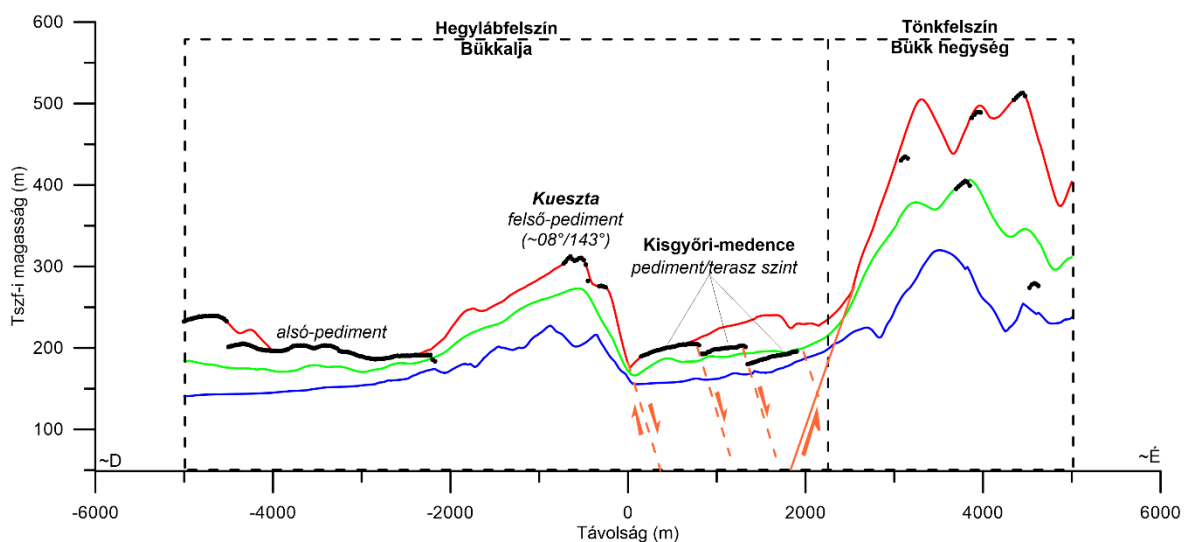
Az előzetes szerkezetföldtani kutatásokból (NÉMETH N. 2005; PETRIK A. 2016), valamint a saját terepi észleléseimből és megfigyeléseimből arra következtettem, hogy a medence kialakulását pusztán eróziós okokkal és a kőzetminőség eltérő jellegével nem tudjuk magyarázni.

A sávszelvényezés jól mutatja, hogy az alaphegység vegyes-karsztos tönkfelszíne lépcsőzetesen szakad le a Kisgyőri-medence irányába. A medence É-i peremén a maradványfelszínek helyzete alapján kijelölhető a szerkezetföldtani kutatások által feltárt vetőzóna (30. ábra) (LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005). Figyelembe véve az eddigi kutatások során leírt heglábfelszínek tszf-i magasságát (DOBOS A. 2002; VÁGÓ J. – HEGEDŰS A. 2011), ettől D-re már csak pediment- és teraszmaradványokkal számolhatunk. A medence É-i peremét keretező feltételezett idősebb heglábfelszín maradványai, az általános lejtést megtartva, egyenes vonallal köthetők össze a medencétől D-re elhelyezkedő szintén idősebb heglábfelszínekkel (30. ábra), azonban a medence D-i részén a kibillent réteglépcsőnél még egy szint kijelölhető, mely nem párhuzamosítható az É-i oldal maradványfelszíneivel úgy, hogy az általános lejtést megtartsuk. A medence D-i peremét egy aszimmetrikusan kibillent réteglépcső szegélyezi, melyet nem csak a terepi megfigyelések és észlelések, hanem a sávszelvények is igazolnak (30–31. ábra). A kueszta kibillent helyzetéből a medence D-i peremét is vetősnek feltételezem. A medencében található maradványfelszínek valószínűleg szintén vetők mentén billentek ki (31. ábra), ezek a vetődések a kuesztát kibillentő fővető szintetikus vetői lehetnek, a kueszta vonalában sejtett fővetővel közel azonos dőlésirányúak.



30. ábra. A Kisgyőri-medence sávszelvénye.

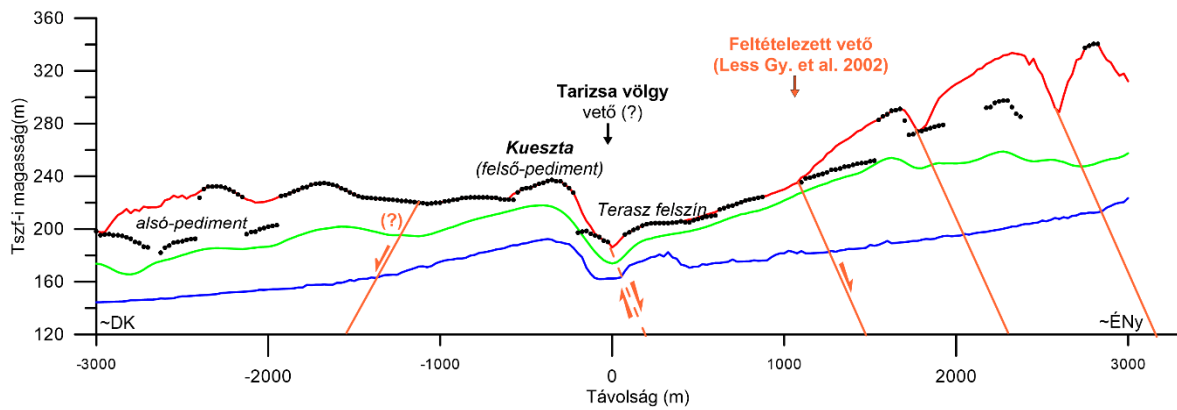
(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)



31. ábra. A Kisgyőri-medence sávszelvénye.

(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)

Valószínűleg a Kisgyőri-medence déli szegélyén húzódó vető okozza a medencétől nyugatra fekvő Tarizsa-völgy aszimmetrikusságát is (32. ábra). Itt LESS GY. et al. (2005) a völgytől északra feltételeztek egy vetőt, azonban ezt a morfológia nem ott, hanem a völgyben indokolja, de az sem zárható ki, hogy két különböző vetőről beszélünk – azonban ezt csak geofizikai mérésekkel lehetne kétséget kizáró módon igazolni.



32. ábra. A Tarižsa-völgy futásával párhuzamosan készült sávszelvény.
(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)

A szakirodalom által leírt medencék közül talán a legrészletesebben vizsgált a Bogács-Cserépfalui. A medencét az eddigi földtani (LESS GY. et al 2005), szerkezetföldtani (PETRIK A. 2016) és felszínalaktani (DOBOS A. 2000) munkák alapján egyértelműen szerkezetileg preformált medenceként lehet értelmezni, amelyet a folyóvízi erózió darabolt fel és kialakulásában a kőzetminőség is szerepet játszott. É-i határa, hasonlóan a Kisgyőri-medencéhez, vetőzóna mentén kapcsolódik az alaphegységhez, míg K-i és Ny-i peremét markáns vetők keretezik. DOBOS A. (2002) a medence kialakulását a miocén során lejátszódó attikai hegységképződéshez köti. NÉMETH N. (2007) a medence ÉNy-i részén található bükkzsérci Patkós-szikla kőfejtőjében ÉK–DNy-i, valamint egy ÉÉK–DDNy-i csapású vetőzónát térképezett. A tufa területen PETRIK A. (2016) a cserépfalui Ördögtoronynál ÉK–DNy-i konjugált rátolódást majd később ezen felújult normálvetőt, a Kőporlyuknál alsó-riolittufában hasonló irányú normálvetőket észlelt. Ebben az esetben is elvégeztem a sávszelvényezést (2. melléklet), amely megerősítette DOBOS A. (2000, 2006a) és PETRIK A. (2016) eddigi kutatásainak eredményét, hogy a medencét szerkezeti elemek határolják és fejlődését a szerkezeti mozgások alapvetően meghatározták.

A Bogács-Cserépfalui-medencétől ÉK-re elhelyezkedő Hidegkút-laposát MARTONNÉ ERDŐS K. (2000) szintén szubmontán medenceként értelmezte, egyes feltételezések alapján a Bogács-Cserépfalui-medence fiókmedencéjeként is értelmezhető. A Bükkalja legkisebb medencéjének É-i, és K-i peremét vetők szegélyezik (LESS GY. et al. 2002; PETRIK A. 2016). A kainozoos és mezozoos kőzetek határa morfológia alapján is szépen nyomozható terepen. D-i határa a Mész-hegy északi oldala, mely erős, markáns lejtőtöréssel jelenik meg. Ezt a sávszelvényezés eredményei is megerősítik, azonban a földtani térképek ettől D-re jelölnek csak vetőt. Terepi megfigyeléseim és a sávszelvény alapján csak sejtem a vető meglétét, azonban azt kétséget kizáróan sajnos nem tudom igazolni, ezért nem zárható ki, hogy pusztán denudációs folyamatok is kialakíthatták a Hidegkút-laposának déli határát (2. melléklet).

A Kácsi-medence szintén a szubmontán medencék sorába tartozik (MARTONNÉ ERDŐS K. 2002). A földtani térképek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016) alapján a medence É-i határát, a Kisgyőri-, a Bogács-Cserépfalu-medencéhez és a Hidegkút-laposához hasonlóan vetősnek lehet értelmezni. A térképezett szerkezeti elemek a medence belseje felé összpontosulnak (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016). A medencében feltörő melegvizes források is a szerkezeti jelleget támasztják alá. PETRIK A. (2016) a medence alsó-riolittufájában ÉÉK–DDNy-i irányú konjugált normálvetőket észlelt, melyek aktivitását a miocén késő-szarmata korszakára helyezte. Jómagam is néhány ÉÉK-DDNy-i közetrest észleltem a medence belsejében található alsó-riolittufában (13. melléklet).

A medence belsejében és a peremén is jól összesült, több esetben oszlopos elválású ignimbrittesteket találhatunk, így a forma kialakulását ebben az esetben sem lehet pusztán denudációs okokra visszavezetni. A szerkezeti jellegre utal a sávszelvény lefutása is, mely alapján a medence É-i határát szegélyező vetőzónát felszínalaktanilag is jól el lehet különíteni. A medence D-i pereme nagy hasonlóságot mutat a többi medencével. A sávszelvény alapján itt is egy aszimmetrikusan kibillent réteglépcsőről kell beszélnünk. Valószínűleg vető okozta kibillenés következtében vágja át antecedens szurdokvölgyben a Kácsi-patak az ignimbrit sávot (2. melléklet). A medencében zajló szekvenciális tektonikai folyamatokról árulkodik a digitális úton leválogatott maradványfelszínek magassági eloszlása is, mely alapján a medencében több felszínalaktani szint is kijelölhető (3. melléklet).

A Tardi-völgymedence fiatal pannon és negyedidőszaki üledékekbe mélyült, pusztán csak É-i határát szegélyezi az ignimbrit sáv, mely valószínűleg vetős közettani határként értelmezhető. A Bükkalja többi medencéjétől eltérően nem a felső-hegylábfelszínben, hanem az alsó-hegylábfelszínben és az idősebb hordalékkúpszintben alakult ki.

A medence peremén, illetve a belsejében számos szerkezeti elem fut (14. ábra). A medence belsejében található tardi szociális otthonnal szembeni homokbánya, pannon és erre diszkordánsan települt negyedidőszaki terasz üledékeket tár fel. PETRIK A. (2016) itt pannon (?) – negyedidőszaki ÉK–DNy-i tágulás során kialakult puha normálvetőkarcokat észlelt, szeizmikus szelvényeken pedig a pannonban lerakódott delta és alluviális üledékek kibillenését figyelte meg.

Jómagam ugyanebben a bányában észleltem elvetést. Az általam észlelt vető nem csak a pannon, hanem a negyedidőszaki, feltételezhetően a Tardi- és Cserépváraljai-patak közös hordalékkúp teraszának rétegét is érintette. Az elvetés ~NyÉNy–KDK-i irányú, a bányában észlelt egyéb közetrések, deformációs szalagok pedig ~ÉÉK–DDNy-i irányúak (33. ábra).

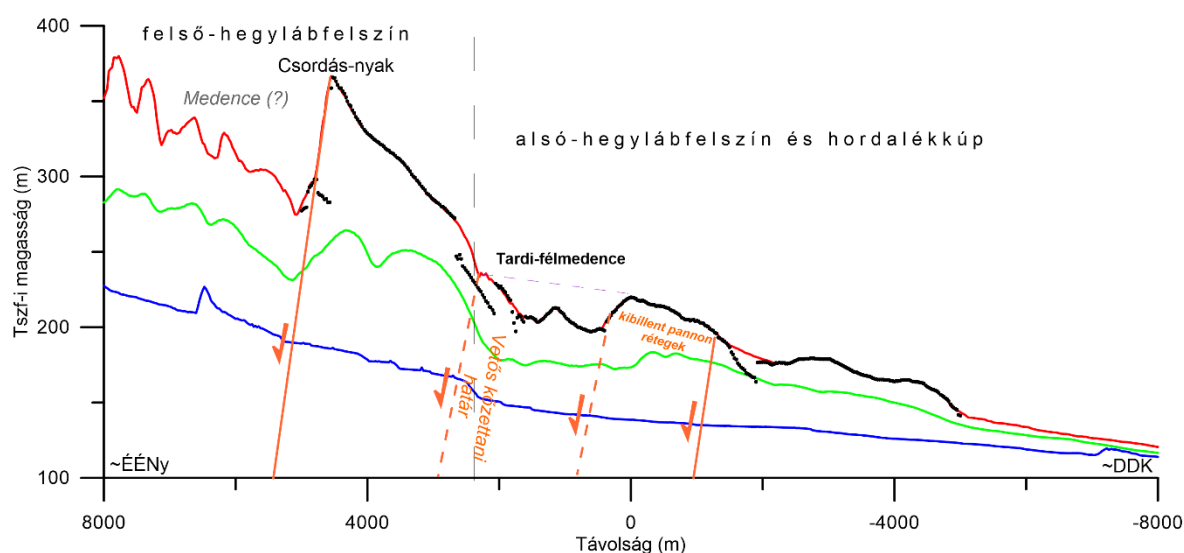


33. ábra. A Cserépváraljai- és a Tardi-patak elvetett II. sz. bordalékkúp teraszának feltárása és az észlelési sztereogram (kék: rétegdőlés, sárga: deformációs szalagok, fekete: vető, piros: kőzetrések)

Az imént említett két vízfolyás hajdani medrének alján (teraszüledék legalsó rétege) nagyobb, gyermekfej nagyságú kvarckavics és ignimbit görgetegek fordulnak elő. E réteg a nagyobb szintkülönbségből fakadó felszínpusztulás hatására alakult ki, melyet valószínűleg szerkezeti mozgások és a megváltozott éghajlati feltételek együttesen hozhattak létre. A rétegek ~D-i irányba, átlagosan 14°-al vannak kibillenve.

Habár a medence könnyebben pusztuló üledékekbe mélyül, az észlelt szerkezetekből arra következtetnek, hogy kialakulásában szerkezeti folyamatok is közrejátszhattak.

A pannon rétegek kibillenése a domborzatban is megnyilvánul. Ez okozza a medence déli peremének részarányatlan jellegét (34. ábra). Valószínűleg a medence belsejében futó szerkezeti elemek készítetik egyesülésre még a medencében a Tardi- és a Cserépváraljai-patakot is.



34. ábra. A Tardi-völgymedence és környékének sávszelvénye. (piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek).

A völgymedencétől É-ra az ignimbit sávba a morfológiai vizsgálatok, valamint a sávszelvény alakja alapján sejthető lenne egy medence/völgymedence, azonban ez az erős

felszabdaltság miatt nem érzékelhető, így nem tekinthető medencének. Nem zárható ki azonban, hogy hajdan medence volt, azonban a kőzettani és szerkezeti sajátosságok miatt azóta már erőteljesen felszabdálódott. HEGEDŰS A. és VÁGÓ J. (2011) a területen erős tektonizáltságot feltételezett a Bükkalja hegylábfelszínének vizsgálata során. A terület részletes felszínalaktani, szerkezetmorfológiai térképezése is ezt támasztja alá ugyanis a tetőszintek eltérő magasságát csupán a kőzetminőséggel nem lehet alátámasztani (PECSMÁNY P. 2020).

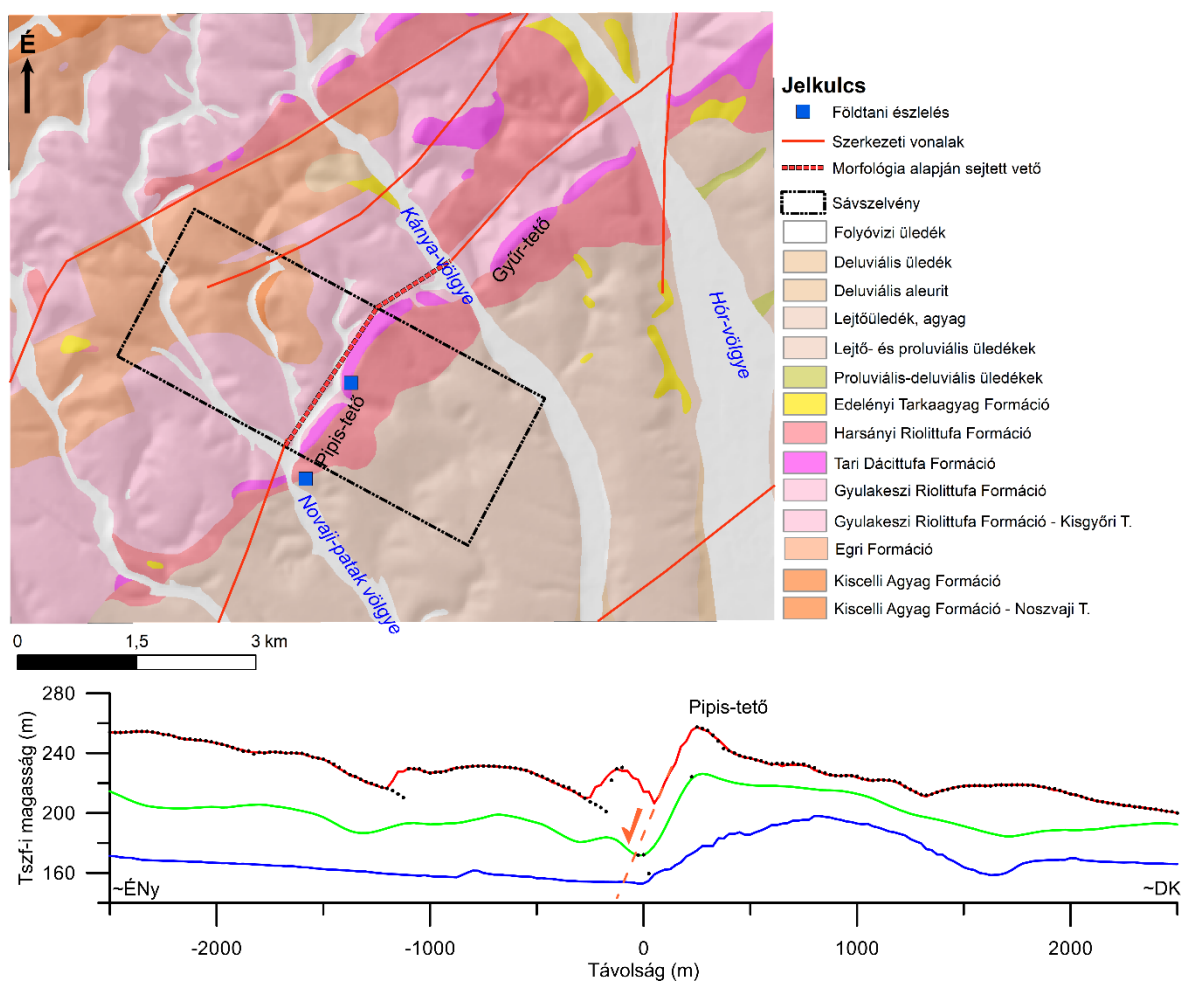
8.2. A medencéken kívüli domborzat szerkezetmorfológiai vizsgálata

Az ÉK–DNy-i irányú vetők mentén történő kibillenések nem csak a medencék környékén, hanem a teljes Bükkalján megfigyelhetők. A hegylábfelszínen legalább két ÉK–DNy-i csapásirányú kuesztasort is elkülöníthetünk. Hasonlóan a medencék kibillent réteglépcsőjéhez, sok esetben itt sem jelölnek a földtani kutatások szerkezeti elemet, pusztán a Bükkalja általános kibillenése következtében kialakult denudációs felszínként értelmezték ezen formákat.

A Pipis-tető (223 m) példáján mutatom be a kueszták vizsgálatát. A szerkezetföldtani térképek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016) alapján a Pipis-tetőt denudációs, míg a Gyűr-tetőt (293 m) szerkezetileg kibillent réteglépcsőként lehet értelmezni. A két forma nagyon közel található egymáshoz és terepen is nagy hasonlóságot mutat. Ha a Gyűr-tető (293 m) vetőjét (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016), annak csapásiránya mentén meghosszabbítjuk, akkor a szerkezet végig követhető a Pipis-tetőn (223 m) keresztül a Pipis-től DNy-ra jelölt vetőig. A szerkezeti elemek kis geometriai torzulással köthetők össze egymással. Valószínűleg ezt a torzulását a közethatás, a rétegvastagság, valamint az eróziós völgyfejlődés eltérő jellege okozhatja (35. ábra).

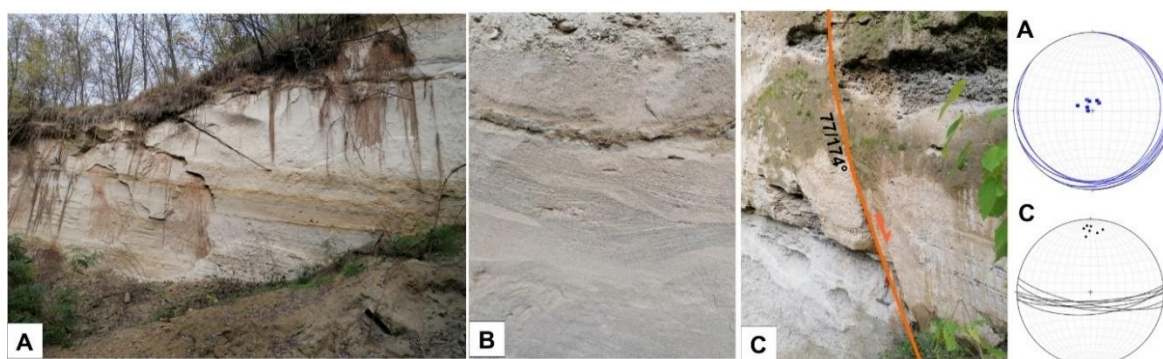
A Pipis oldalában található homokbányában pannon üledékek ~ÉNy–DK-i irányú kibillenését, ~K–Ny-i csapásirányú normálvetőket mértem (36. ábra), PETRIK A. (2016) ugyanitt ~ÉNy–DK-i és ~KÉK–NyDNy-i csapásirányú konjugált normálvetőket észlelt.

A sávszelvény aszimmetrikus jellege arra enged következtetni, hogy a kibillenés normálvetők mentén történt meg. Ez alapján valószínű, hogy a Pipis-tető (223 m) menti kibillenést ugyanaz a vető okozza, mint a Gyűr-tetőnél (293 m). Fontos megemlítenem, hogy a GYALOG L. – SÍKHEGYI F. (2005) által szerkesztett (PELIKÁN P. által készített) térképen pont a fordított eset áll fenn. PELIKÁN PÁL részt vett a Less-féle földtani térkép (LESS GY. et al. 2005) megszerkesztésében is, azonban ez a vető a reambulált térképen már nem jelenik meg. A vizsgálataim azonban meglétét megerősítik.



35. ábra. A Pipis-tető és környékének földtani térképe (GYALOG L. – SÍKHEGYI F. 2005) a földtani észlelések és a sávszelvény helyével.

(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)



36. ábra. A Pipis-oldalában található novaji homokbánya (A: kibillent pannon üledékek [annak sztereogramja]; B: osztályozott, kereszttrétegzett, durva és finomszemcsés homokkő, finom kavicsos homokkő és aleurit rétegek; C: észlelt normálvető [annak sztereogramja]).

A Kulcsárvölgyi-, Csincse-, Sályi-, Kácsi-, Tadi-, Cserépváraljai-, Hór-, Kánya-patak fővölgyei ÉNy–DK-i irányba átvágják ezeket a kibillent réteglépcsőket. Mivel a vízfolyások bevágódása az emelkedéssel lépést tart, ezért ezeket a völgyszakaszokat antecedensnek lehet értelmezni.

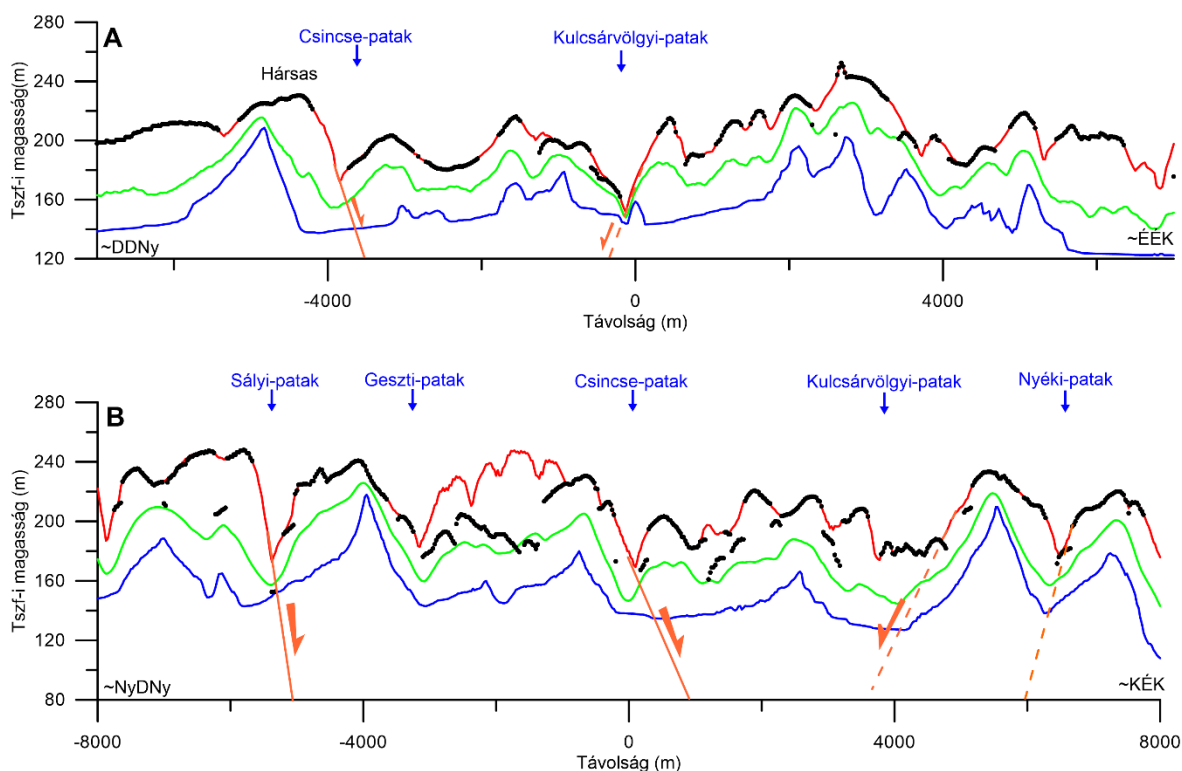
Az Eger-pataktól K-re a hajdan egységes pedimentet a térképezett és kimutatott, sok esetben a kuesztákat is kibillentő, ÉK–DNy-i irányú (fő)törések darabolták fel, kialakítva a kettős hegylábfelszín. Az Eger-patak völgyétől Ny-ra azonban a pediment csaknem azonos magasságban helyezkedik el, jóval egységesebb. E terület vetők mentén kevésbé darabolódott fel, a klasszikus bükkaljai „nyomók” pedig hiányoznak a formakincsből (2. melléklet). A különbség elsősorban közettani sajátosságokra vezethető vissza. Az Eger-pataktól Ny-ra már csak Demjén környékén találhatók jól összesült ignimbrittestek (LESS GY. et al. 2005; LUKÁCS R. et al. 2018). A két térrész közötti különbségre már VÁGÓ J. (2012) is felhívta a figyelmet.

A réteglépcsőktől délre már csak az alsó-hegylábfelszín maradványaival találkozhatunk, melyek fokozatosan simulnak bele a Bükkalja hegylábi hordalékkúpszintjébe¹². Ez az idősebb hordalékkúpszint pedig a Heves-Borsodi Mezőség fiatalabb hordalékkúpszintjébe. A már kiértékelt szeizmikus szelvények, valamint az azok mentén készült sávselvények azt mutatják, hogy az alsó-hegylábfelszín és a Bükkalja hordalékkúpszintje, valamint a két hordalékkúpszint között szerkezeti elemek mentén kijelölhető egy határ (37–38. ábra). A HI-H, valamint a HI-B jelű szeizmikus szelvények metszik a Vatta–maklári-árkot és az attól É-ra található boltozatot. Az Északi-peremvető valószínűleg az alsó-hegylábfelszín és a Bükkalja hordalékkúpszintjét, a Vatta–maklári-vető pedig a két hordalékkúpszintet, valamint a két kistájat (Bükkalja és a Heves-Borsodi-Mezőség) választja el egymástól. A szeizmikus szelvényeken jelölt Északi-peremvető és a Vatta–maklári-vető majdnem a felszínig követhető (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017). A vetők mentén a domborzatról készült sávselvényen is megtörések mutatkoznak. Az Északi-peremvetőnél markáns leszakadás figyelhető meg, a Vatta–maklári-vető esetében pedig kisebb anomáliákat figyelhetünk meg mind a két szelvényben. Minden bizonnyal a vetők a fiatal pliocén és negyedidőszaki képződményeket is érintették, és jelenleg is hatnak a felszínfejlődésre, ugyanis az azok mentén bekövetkező függőleges elmozdulások okozta domborzati egyenetlenségeket az eróziós és deráziós folyamatok még nem tudták teljesen elsimítani (37–38. ábra).

¹² Több vízfolyás kb. egy magasságban lévő hordalékkúpjai által kijelölhető szint.

8.3. A fővölgyek aszimmetrikus jellegének vizsgálata

Terepbejárásaim során arra figyeltem fel, hogy a miocén tufák ignimbritesedett sávjába és attól délre mélyülő fővölgyek egyes szakaszai aszimmetrikusak. Ezt a feltételezésemet a sávszelvényezés is megerősítette (39. ábra).



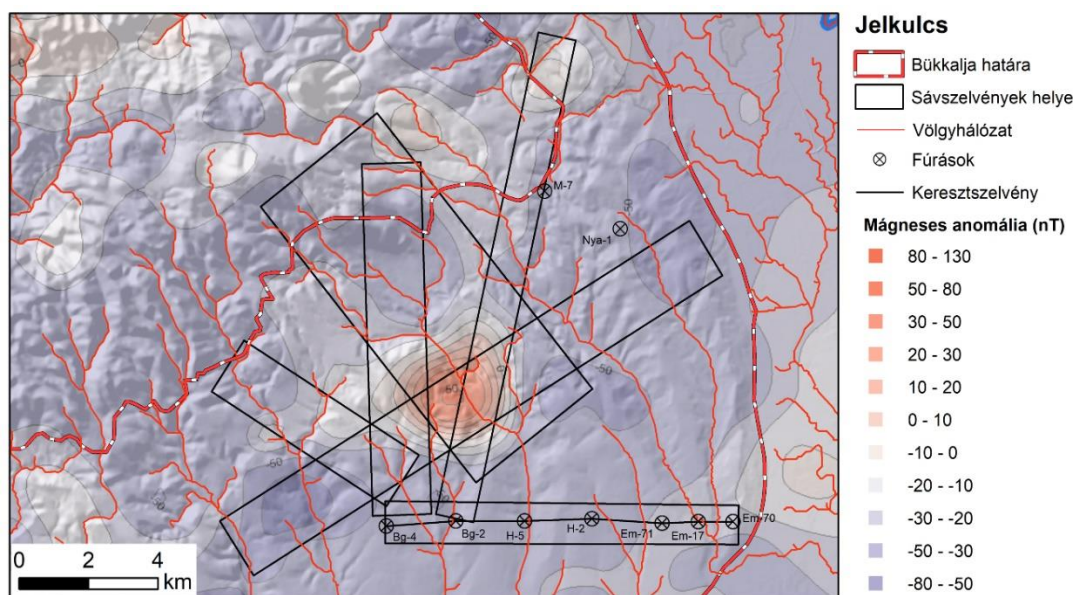
39. ábra. A Bükkalja K-i részén készült sávszelvények.
(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)

A Nyéki-patak völgye a vizsgált szakaszon aszimmetrikus. Sajnos, a vízgyűjtő felső és középső szakaszáról nem állt rendelkezésemre elegendő fúrás, hogy azt szelvény mentén elemezni tudjam. Annyit viszont tudunk, hogy a vízgyűjtőtől É-ra a MÁFI által mélyített M-7-es fúrásban az alsó-riolittufát ~63 m-en, míg a Nya-1-es jelű fúrásban, mely már a vízgyűjtőn belül mélyült ~-381 m-en harántolták. Közvetlen bizonyíték nincs a patak szerkezeti jellegére, azonban annak szerkezeti preformáltságát a morfológia alapján nem lehet elvetni.

A Kulcsárvölgyi-patak a Kisgyőri-medencében még igazoltan szerkezeti elem által preformált völgyben fut (LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005). Valószínűleg a medence területén ez a vető okozza a völgy aszimmetrikus jellegét (39. ábra, A szelvény). Mivel a medencét elhagyva a részaránytalanság megmarad, arra következtetnek, hogy a szerkezeti elem nem hal el, és a patak a tufasávban és attól délre is szerkezeti kényszerített völgyben folyik (39. ábra, B szelvény). A völgy déli szakaszának völgytalpán, valamint a K-i és a Nyéki-patak Ny-i völgyközi hátán mélyült fúrásokban a pannon üledékek helyzete jelentős szerkezeti mozgásokról árulkodik. A

Nagyalföldi Formáció feküszintje a Ny-i völgyközi háton mélyült Em-71-es fúrásban ~63 m-en, míg a völgytalpon az EM-17-es jelű fúrásban ~51 m-en helyezkedik el. Ez a feküszint a Nyéki-patak K-i völgyközi hátán mélyült Em-70-es jelű fúrásban már ~112 m-en található. Ez a patak völgyének bezökkenésére és a Nyéki-patak K-i völgyközi hátának kiemelkedésére utal. A K-i völgyközi hát kiemelkedését a Bükkaljai Lignit Formáció feküszintje is igazolja. A feküszintet ~93 m-en érték el az Em-70-es jelű fúrásban, a Csincse völgyében mélyített H5-ös jelű fúrásban viszont ~-24 m-en jelent meg. Valószínűleg ez a bezökkenés készletti egyesülésre a Kulcsárvölgyi- és a Nyéki-patakot. Ez alapján a Nyéki-patak alsó szakaszának preformáltsága sem vethető el (2. melléklet).

A Csincse-patak a Kisgyőri-medencétől délre a mélyföldtani kutatások alapján szerkezetileg előrejelzett völgyben fut (BUDISZKNYÉ SZENTPÉTERY I. et al. 1999). Az 39. ábra B szelvénye esetében a maximum értékek nem mutatnak olyan nagy aszimmetrikusságot, azonban az átlagértékek és a maradványfelszínek maximum értékei (pontok) már igen. A területen mért mágneses anomália (KISS J. – GULYÁS Á. 2006) szintén a Csincse szerkezeti jellegét támaszthatja alá a vizsgált szakaszon (40. ábra). A mágneses rendellenesség a területet fedő miocén vulkanitokkal nem magyarázható, hiszen akkor a Bükkalja tufasávja is anomáliaként jelenne meg a térképen, ami nem így van.

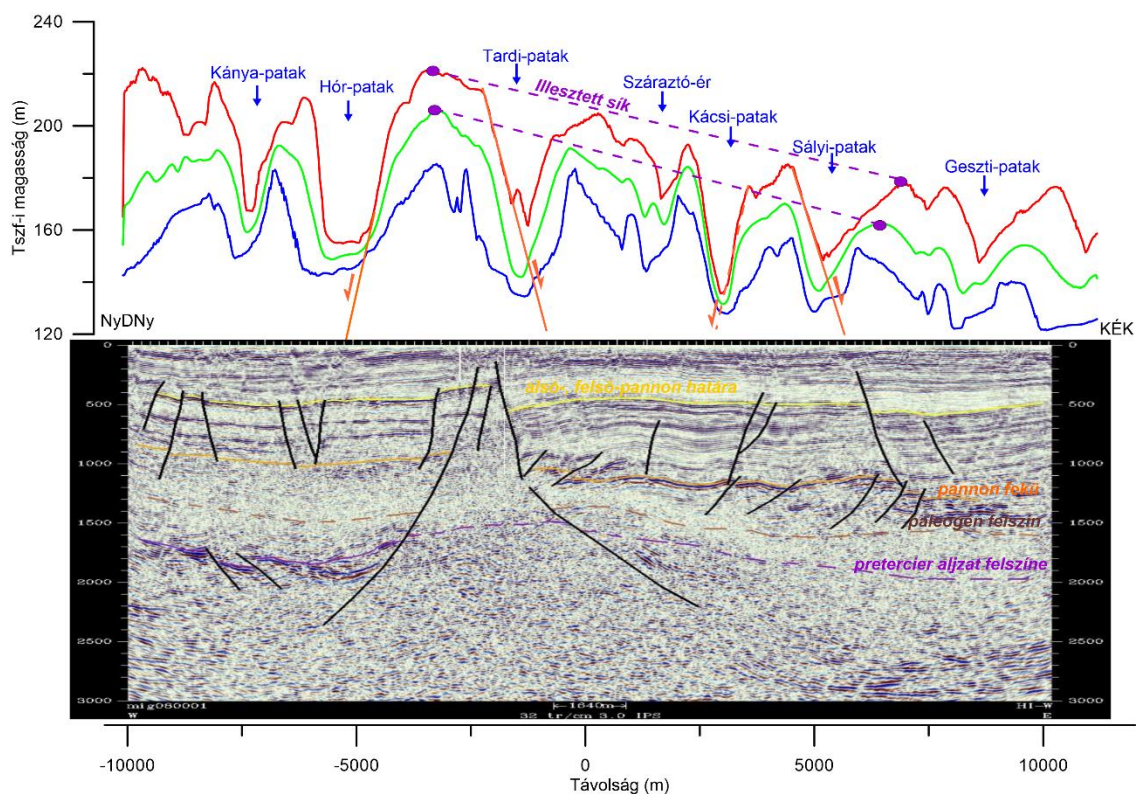


40. ábra. A terület mágneses (ΔT) anomália térképe (KISS J. – GULYÁS Á. 2006) a területen készült sáv- és kereszt-szelvények helyének jelölésével.

A sávszelvénytől délre, a fúrási adatokat tanulmányozva a pannon üledék helyzete cáfolni látszik a völgy preformáltságát. A fúrási adatok ábrázolása során a kereszt-szelvényen az aszimmetrikus jelleg megmarad, így azt feltételezem, hogy itt igen különleges eset állhat fenn. A

patak völgyében mélyített H-5-ös fúrásban a Nagyalföldi Formáció feküje magasabban van, mint a K-i völgyközi hátán mélyített H-2-es, és a Geszti-patak völgyében mélyített Bg-2-es jelű fúrásban. Valószínű, hogy a Csincse völgyében futó vetőzóna hosszú ideig aktív lehetett. Úgy feltételezem, a Nagyalföldi Formáció lerakódása előtt szűkülő oldaleltolódás játszódott le, mely következtében a zóna magja kiemelkedett. Feltehetőleg ebbe a kiemelt rögbé mélyült a H-5-ös fúrás, ami magyarázat lehet a feküszint magasságkülönbségére. A kiemelkedést követően ismételt üledéklarakódási fázis játszódott le, mely a Nagyalföldi Formáció kialakulását eredményezte. Az üledékképződést követően újra aktivizálódott a vető, azonban valószínűleg egy másik kinematikával. Ez a felújult szerkezeti elem okozhatta a völgy preformáltságát (2. melléklet).

A Geszti-patak völgye szintén aszimmetrikus. A patak Ny-i völgyközi hátán mélyített Bg-4-es fúrásban a Nagyalföldi Formáció feküje jóval magasabban van, mint a völgytalpon mélyített Bg-2-es fúrásban. A jelentős magasságkülönbség pusztán eróziós és denudációs folyamatokkal nem magyarázható (2. melléklet), azonban a kiértékelt HI-W szeizmikus szelvényen vetőt nem jelölnek, így a szerkezeti preformáltság megkérdőjelezhető (41. ábra).



41. ábra. HI-W jelű kiértékelt szeizmikus szelvény (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017) és az a mentén készült sávszelvény (piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek).

A HI-W szeizmikus szelvény keresztezi a HI-H szelvényt. A szelvény közepén, a Hór- és a Tardi-patak völgyközi hátán jól elkülönülő szerkezeti határt figyelhetünk meg, melynek két oldalán eltérő szerkezetfejlődés ment végbe (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017). A Tardi- és Sályi-

patak völgyét kijelölő vetők mentén jelentős elvetés történik K-i irányba (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017). A sávszelvényezés a Kánya-, a Hór-, a Tardi-, a Száraztó-ér, a Kácsi-, a Sályi-patak völgyének aszimmetrikus jellegét mutatja (41. ábra). A Tardi-patak nyugati völgyközi hátának maximum és átlagmagasság értékei a lejtés megtartásával egyenes vonallal köthetők össze a Sályi-patak keleti völgyközi hátával. A szeizmikus szelvényeken jelölt elvetésekből arra következtettek, hogy egykor e két völgyközi hát azonos magasságú lehetett és a Sályi-patak völgyközi háta nem az erősebb lepusztulás, hanem a szekvenciális tektonikai folyamatok miatt lett alacsonyabb. A kiértékelt szeizmikus szelvény és a völgyaszimmetria alapján a Bükkalja ezen szakaszának völgyeit szerkezetileg preformálnak lehet tekinteni. A Kánya-, a Hór-patak, a Száraztó-ér, a Kácsi-patak völgyét kijelölő szerkezeti elemek az alsó-, felső-pannon határán elhalnak. A Hór-patak völgyét PETRIK A. (2016) szerkezetileg preformálnak értékelte. A Tardi- és a Sályi-patak völgyét kijelölő vetők azonban a földtörténeti közelmúltban (pliocén, negyedidőszak) is aktívak lehettek, hasonlóan a HI-H szeizmikus szelvény vetőihez, ez utóbbiak is majdnem a felszínig követhetők. A Száraztó-ér esetében a szerkezeti jelleg erősen megkérdőjelezhető. Habár a völgy aszimmetrikus, de a jelölt szerkezeti elem csak a pannon rétegeket érinti, és az alsó- és felső-pannon határán elhal.

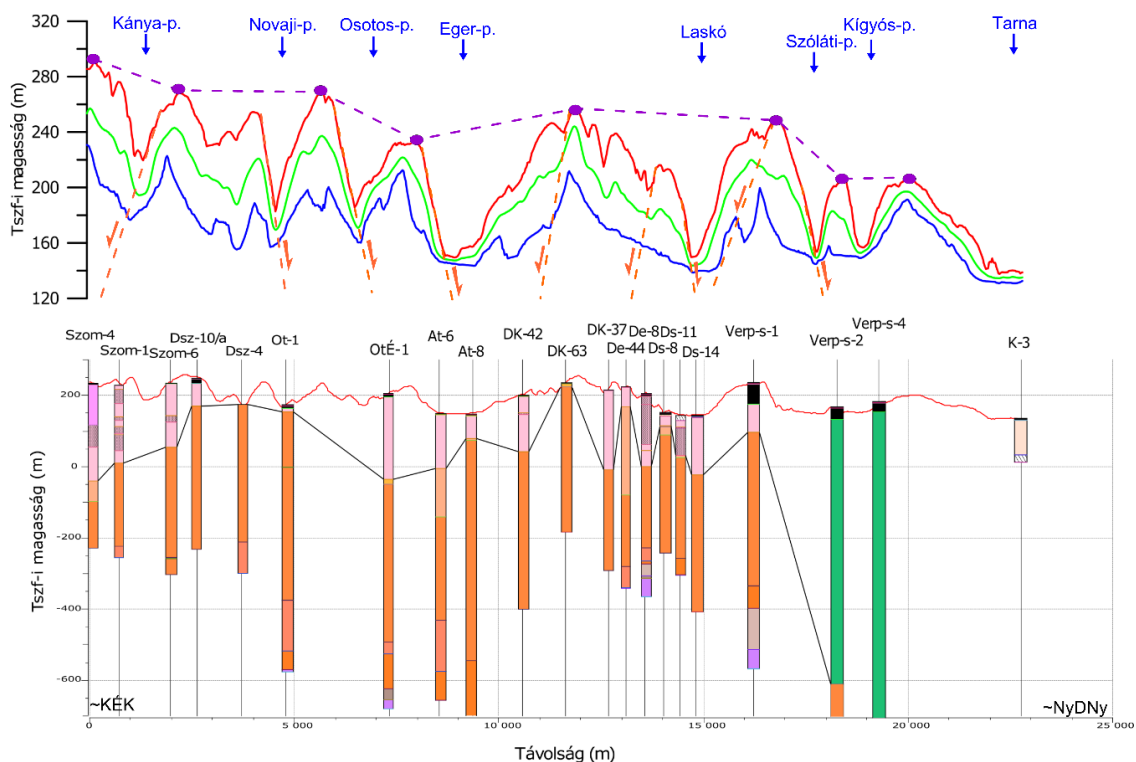
A Kánya-, az Ostoros- és az Eger-patak völgyének egyes szakaszán a földtani térképek jelölnek, vagy „sejteni vélnek” szerkezeti elemeket (BUDISZKNYÉ SZENTPÉTERY I. et al. 1999; LESS GY. et al. 2005).

A Kánya-patak völgye aszimmetrikus. A Ny-i völgyközihátán mélyített fúrásokban a miocén tufák feküje jóval mélyebben van, mint a K-in, ami jelentős elvetésről árulkodik. A Novaji-patak völgyében kisebb elvetés tapasztalható csak, de a völgy részaránytalansága itt is megfigyelhető. A völgyben mélyített Ot-1-es jelű fúrásban a miocén tufák feküje 150 m-en van, míg az Ostoros-patak völgyében az OtÉ-1-es jelű fúrásban már ~47 m-en, amely jelentős ellépésről árulkodik. Az Eger-patak Ny-i völgyközi hátán mélyített DK-63-as és völgytalpi DK-42-es fúrás hasonló helyzetet mutat az előbb említett Ostoros-völgyével. Az Eger- és a Laskó-patak közös völgyközi háta a fúrások alapján szerkezetileg igen kaotikus képet fest. Valószínűleg több vető is fut a terület alatt. Némely esetben a sávszelvény ezek morfológiai megjelenéséről árulkodik. A Laskó völgye a fúrások alapján, hasonlóan a Nyéki-patak alsó völgyszakaszához valószínűleg két irányból zökkent be (42. ábra).

Az Eger- és Laskó-patak I. sz. hordalékkúpterasa között végig futó EG28-as szeizmikus szelvényen jelölt vetők (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017) arra utalnak, hogy a két vízfolyás még ezen a szakaszon is szerkezetileg kényszerített mederben folyik. A két „völgy” aszimmetrikus jellege ezen a szakaszon is megmarad.

A Szóláti-patak esetében igen jelentős völgyaszimmetria figyelhető meg. A K-i völgyközi háton (Verp-s-1), valamint völgytalpon mélyített (Verp-s-2) fúrásban az oligocén–miocén réteghatár között ~400 m-es szintkülönbség tapasztalható (42. ábra).

A Kígyós-patak völgyének két völgyközi háta csaknem azonos tszf-i magasságban található, aszimmetriát nem tükröz. A mélyfúrásokból sajnos a kevés adat miatt nem tudtam szilárd következtetést levonni. Pusztán morfológia alapján a Kígyós völgyének ezen szakasza denudációs úton is kialakulhatott (42. ábra).



42. ábra. A Kánya-patak és a Tarna közötti sávszelvény, valamint a területen a MÁFI által mélyített mélyföldtani fúrások a miocén réteghatárral (a fúrásoknál ábrázolt színek megegyeznek a földtani térképen ábrázolt színekkel).

(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek)

8.4. Szerkezeti okokra visszavezethető völgylefejezések

A Bükkalja vízfolyásai esetében számos hirtelen irányváltás figyelhető meg, melyek jelentős hányada völgylefejezéshez köthető (4. melléklet) (PINCZÉS Z. 1955, 1993; VÁGÓ J. 2012).

PINCZÉS Z. (1955) szerint a Kánya-patak Pipis-hegy (270 m) menti elfordulását a Sárosd-patak felől hátravágódó vízfolyás hozta létre. Azonban a Pipis-hegy a sávszelvényezés (2. melléklet) és terepi megfigyeléseim alapján aszimmetrikusan kibillent réteglépcsőként értelmezhető. Ezt a kibillenést valószínűleg a Kőköthető-vető (KV) (PETRIK A. 2016) okozza, mely ÉNy-i irányba vet és annak fennmaradt blokkja készíti a Kánya-patakot 90°-os, a Novaji-patakot pedig csaknem 90°-os irányváltásra. Ezek alapján a Kánya-patak irányváltását a

kibillenés és a Sárosd-patak hátravágódása, míg a Novaji-patak irányváltását szerkezeti okokra lehet visszavezetni. Ehhez hasonlóan alakult ki a Tardi-patak Szaduszka-tető (333 m) mentén történt völgylefejezése, amit PINCZÉS Z. (1955) a szurdokvölgyben felharapózó patakra és a szerkezeti mozgások együttes szerepével kapcsolta össze. A Szaduszka-tető (333 m) miocén bádeni-ottnangi(?) korú alsó-riolittufából (Gyulakeszi Riolittufa Formáció, GyRF. – Kisgyőri Ignimbrít Tagozat) épül fel, míg a völgy másik oldala már felső-oligocén korú agyagból (Kiscelli Agyag Formáció) áll, ez alapján a völgy dobiréti szakaszát szerkezetileg preformálnak lehet értelmezni. A vetőzóna meglétét a saját földtani észleléseim is megerősítik. Valószínűleg részben ez a szerkezeti elem kényszerítette jelenlegi medrébe a Tardi-patakot. PINCZÉS Z. (1955) a Hór-patak Cserépfalunál történő irányváltását ópleisztocén lefejezéssel, a Szoros-patak szerkezeti árkának kialakulásával, a Bogács-Cserépfalui-medence irányba történő bezökkenéssel magyarázza. A szerkezetföldtani kutatásokból (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016) arra következtettek, hogy a kaptúrát a Kőköthető-vető (KV) egyik mellékágának ismételt vetődése idézte elő, mely a medence belseje felé ÉNy-i irányba vetette el a rétegeket és kényszerítette jelenlegi medrébe a Hór-patakot.

A Csincse-patak Kisgyőri-medence déli peremén bekövetkező irányváltását VÁGÓ J. (2012) a medence bezökkenésével magyarázta. Megállapítását azzal is alá lehet támasztani, hogy az irányváltást a Kisgyőri-medence D-i peremének már említett kibillenése idézte elő. A Geszti-patak Tarizsa-völgy mentén bekövetkező lefejezését VÁGÓ J. (2012) azonban már pusztán regressziós okokra vezeti vissza. Az elvégzett vizsgálatok (lásd: 8.1. fejezet) alapján a Tarizsa-völgyet szerkezetileg preformálnak lehet értelmezni, amit a kibillent réteglépcsők is igazolnak. Ezek alapján azt feltételezem, hogy a kibillenés és a szerkezetileg előrejelzett völgyben hátravágódó vízfolyás együttesen hódította el a Geszti-patak hajdani völgyének egy kis darabját.

A Kácsi-medencében VÁGÓ J. (2012) több kaptúrát is azonosított. Véleménye szerint a medence kusza völgyhálózata sorozatos völgylefejezések eredményeként született meg. A völgylefejezéseket részben a kőzetminőség megváltozásával magyarázta. Meglátása szerint az összesült tufatestek a hátravágódó völgyeket eltérítik, melyek így kénytelenek a kevésbé állékony tufatestekbe mélyülni. VÁGÓ J. (2012) azt sem veti el, hogy ezen elhagyott völgyek a pannon üledékeken hajdan meanderező vízfolyások tufára átöröklött utódai. A Kácsi-patak vízgyűjtőjében a Vár-hegy (325 m) és a Szentkereszt-bérc (323 m) közötti szárazvölgyet VÁGÓ J. (2012) a Köszörű-völgy felől érkező vízfolyás hajdani völgyének tartja, melyet az ignimbrít sáv kiemelkedése után a Vár-hegy felől hátravágódó vízfolyás fejezett le. Valószínűleg a medence sorozatos bezökkenése, valamint annak D-i peremének kibillenése játszhatott szerepet ezen kaptúra létrejöttében.

SZÉKELY A. (1958) szerint a tufasávtól délre, már a hordalékkúp területen a Kígyós-patak Aldebrő előtti 90°-os irányváltását a Honvédhalom (172 m) „horsztszerű” kiemelkedése okozza. SZÉKELY A. (1954) meglátását PETRIK A. (2016) szerkezetföldtani kutatása igazolja, aki a Honvédhalom (172 m) mentén jelölt szerkezeti elemet. Valószínűleg a jelölt (Sz8-as) vető fennmaradt blokkja készíti a Kígyós-patakot irányváltásra. A kibillenés környékén mágneses anomália jelenik meg, amit azonban a környéken mélyült Verps-2 és Verps-4-es jelű fúrásban harántolt andezit is okozhat.

8.5. Szerkezetmorfológiai következtetések

Az elvégzett vizsgálatok eredményei alapján úgy vélem, hogy a Bükkaljai medencék kialakulásában a szerkezeti okok közel hasonló vagy nagyobb hangsúllyal voltak meghatározók, mint a kőzetminőség.

A Tárkányi-medence kialakulását és a medence aszimmetrikus teraszrendszerét szerkezeti okokra lehet visszavezetni, mely eredmény összhangban van az eddigi földtani vizsgálatok eredményével (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016). A Kisgyőri-medence kialakulását az eddigi feltételezésekkel ellentétben szintén szerkezeti okokra vezetem vissza, bár további fejlődésében a kőzetminőség szerepét sem lehet elvetni. A medence É-i és D-i határát vetők mentén lehet kijelölni. A medencében futó szerkezeti elemek pedig a maradványfelszíneket is feldarabolták. A Bogács-Cserépfalui-medence kialakulásában a kőzetminőségen kívül a szerkezeti okok is szerepet játszottak, amit nem csak az eddigi szerkezetföldtani (PETRIK A. 2016) és felszínalaktani (DOBOS A. 2000, 2006a) kutatások, hanem az én eredményeim is alátámasztanak. Hasonló a helyzet a Kácsi-medence esetében is, melynek D-i határát a sávszelvényezés alapján vetősnak értelmezem. A Hidegkút-lapos É-i peremének határát szintén szerkezeti elem mentén lehet meghúzni. D-i peremén megjelenő, a sávszelvényen is megfigyelhető lejtőtörést azonban a terepi vizsgálataimmal sem sikerült kétségetkizáróan egy konkrét szerkezeti elemhez kötni, így a medence szerkezeti denudációs medenceként értelmezhető (vagyis kialakulását szerkezeti folyamatok indították el, de további fejlődését denudációs folyamatok irányították). A Tardi-völgy-medence kialakulását szerkezeti és kőzetminőségbeli okokra vezetem vissza, a medence É-i határa vetős kőzethatár, D-i pedig a morfológiai adottságok miatt szintén vetősként értelmezhető.

A Bükkalján megjelenő „nyomók” egy részének kialakulását kőzetminőségre lehet visszavezetni, vagyis denudációs felszínek, azonban jelentős részüket szerkezeti elemek mentén aszimmetrikusan kibillent réteglépcsőként lehet értelmezni, melyek kialakulásában a szerkezeti és kőzetminőségbeli okok egyaránt közre játszottak. Ezen ÉK–DNy-i csapásirányú, kibillent

réteglépcsőket átvágó vízfolyások völgye a kueszták környezetében antecedensnek értelmezhetők.

A Bükkalja alsó-hegylábfelszíne és az idősebb bükkaljai hordalékkúpszint, valamint az idősebb bükkaljai hordalékkúpszint és a fiatalabb, már a Heves-Borsodi-Mezőségen található hordalékkúpszint vetősen kapcsolódik egymáshoz, amit a sávszelvényezés, valamint a szeizmikus szelvények együttes értelmezése is megerősít.

A készített sávszelvények, a szeizmikus szelvények és a földtani fúrások adatainak együtt értelmezése alapján arra következtettek, hogy a Bükkalja fővölgyeinek jelentős része szerkezetileg előrejelzett, melyet több esetben az eddigi földtani térképezési munkát is megerősítenek. A Csincse-patak riolittufa sávot elhagyó szakasza, Geszti-patak és a Száraztó-ér völgyének preformáltsága erősen megkérdőjelezhető, igazolása vagy cáfolása még további vizsgálatokat igényel. A Kígyós-patak völgye azonban nem tekinthető szerkezetileg előrejelzettnek.

A területen eddig leírt kaptúrák jelentős része egy szerkezetileg kibillent réteglépcső kialakulásához köthető, így a Csincse-, a Geszti-, a Kácsi-, a Tardi-, a Kánya-, valamint a Kígyós-patak lefejeződését szerkezeti okokra vezetem vissza.

9. A domborzatban megjelenő lineáris elemek vizsgálata

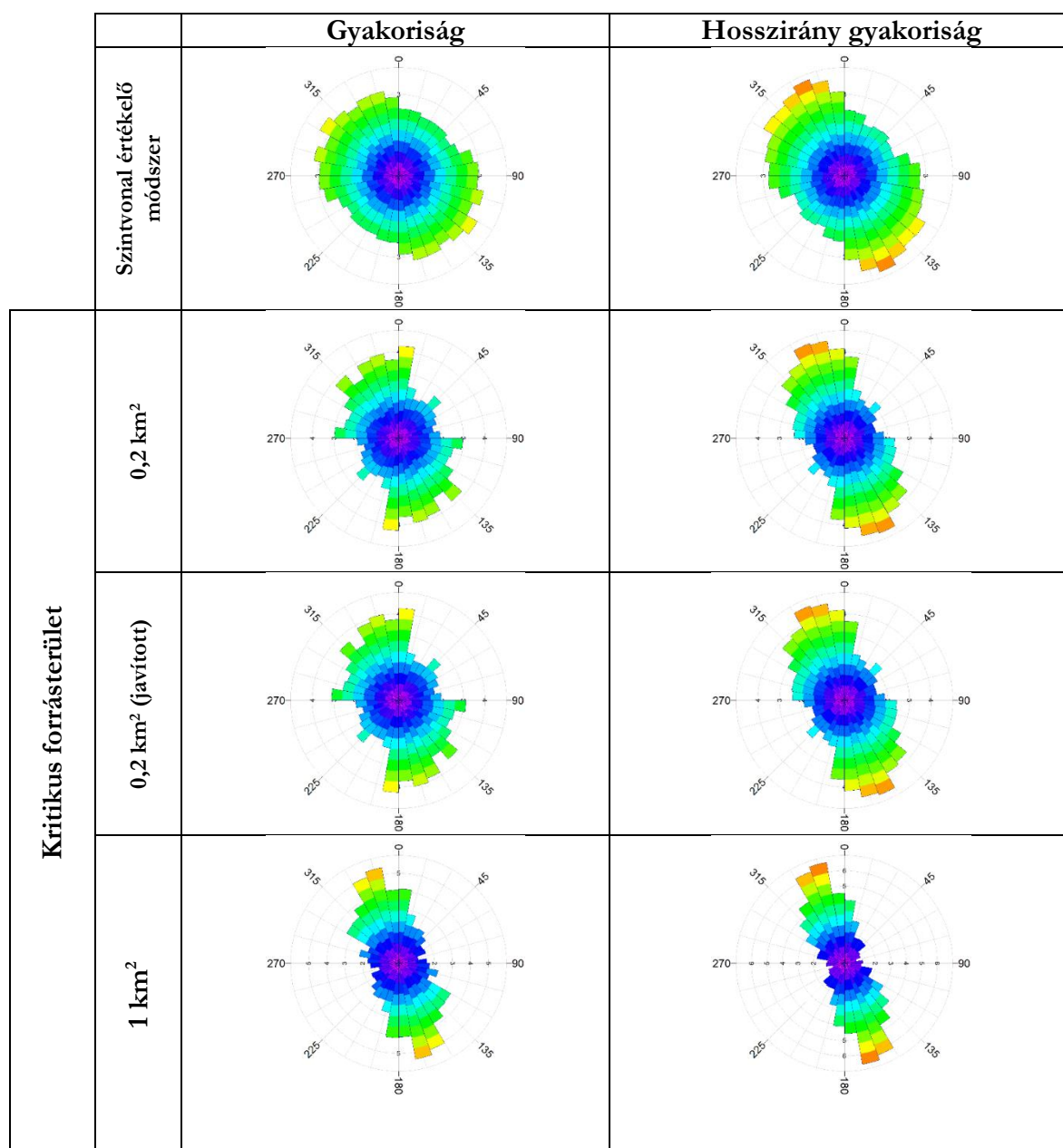
Az előző fejezetben a sávszelvényezés, a kiértékelt szeizmikus szelvények és fúrási adatok segítségével sikerült igazolni az egyes fővölgyek szerkezeti preformáltságát. A völgyek és lineamensek jellemző iránya sok esetben jól követi a területen futó szerkezeti elemek irányát (CENTAMORE, E. et al. 1996; EYLES, N. et al. 1997; RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. et al. 2007, 2009; RADAIDEH, O. M. A. et al. 2016; GIOIA, D. et al. 2018). Ebben a fejezetben az iránystatisztikai vizsgálataimmal arra keresem a választ, hogy a Bükkalja víz- és völgy-, valamint lineamens hálózatára milyen mértékben jellemző az irányítottság, és az esetleges jellemző irányok és a szerkezeti elemek csapásiránya között kimutatható-e valamilyen kapcsolat.

9.1. A Völgyhálózat irányítottsága

Az iránystatisztikai vizsgálatokat a hagyományos szintvonal értékelő módszerrel készült völgyhálózaton és a digitális domborzatmodellből több kritikus forrásterülettel számolt elméleti víz- és völgyhálózaton végeztem el (*lásd: 5.3.6. fejezet*). Az eredményekből jól látszik, hogy a hagyományos digitalizálással készült és a digitális domborzatmodellből származtatott völgyhálózat irányítottságának mértékében különbség van. Ennek oka a szintvonal értékelő módszernél már említett erős szubjektivitás lehet.

A szintvonal értékelő módszerrel készült völgyhálózat ÉNy–DK-i irányt mutat. Hosszirány gyakoriság esetében néhány fokos eltérés figyelhető meg (ÉÉNy–DDK), de az előbb említett irány is jelentős (43. ábra).

A 0,2 km² kritikus forrásterülettel számolt elméleti vízhalózatnál az eredeti és a javított („hamis völgyek” nélküli) állomány között irány- és hosszirány gyakoriságban jelentős eltérés nincs. Iránygyakoriság alapján a völgyek nagyrészt É–D-i irányúak, azonban az ~ÉNy–DK-i irány ebben az esetben is megnyilvánul. Hosszirány gyakoriság alapján az ÉÉNy–DDK-i irányú völgyek vannak többségben. Az 1 km²-es kritikus forrásterületre számolt völgyhálózat is ÉÉNy–DDK-i irányítottságú mind gyakoriság, mind hosszirány gyakoriság alapján.



43. ábra. A Bükkalja különböző módszerekkel és paraméterekkel származtatott völgyhálózatának irány és hosszirány gyakorisága.

9.2. A völgyirányítottság rendűség alapú vizsgálata

A Bükkalján a vízfolyások rendűségével VÁGÓ J. (2012) már foglalkozott. Ő a rendűséget a Bükkalja területétől számította és csak a „kékvonal” módszerrel meghatározott vízfolyásokat vizsgálta. Mivel a Bükkalja vízfolyásainak vízgyűjtő területe sok esetben jóval túlnyúlik a vizsgált területen (pl.: Laskó-, Eger-, Hór-patak), ezért a rendűség megállapítása során a bükkaljai vízfolyások teljes vízgyűjtő területét vettem figyelembe. A főbb vízfolyások rendűségét külön nem vizsgáltam, azt már VÁGÓ J. (2012) megtette. Magam arra voltam kíváncsi, hogy az egyes rendűséghez tartozó völgyek, völgyszakaszok mutatnak-e valamilyen irányítottságot.

Az iránystatisztikai vizsgálatnál mind a két kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat esetében az utolsó két osztályba (rendűségbe) tartozó szakaszokat együtt kezeltem. Ennek két oka volt: egyik, hogy az ezekbe a többi rendűségi osztályhoz képest sokkal kevesebb elem (szakasz) került (*3. táblázat*), másik pedig, hogy a legnagyobb rendűségi (0,2 km²-nél hatodrendű, 1km²-nél ötödrendű) csoportba csak egy völgy tartozott bele, az Eger-patak völgye (ennek oka az, hogy a vízgyűjtő területe jóval túlterjed a Bükkalján és több jelentősebb völgy [pl.: Tárkányi-patak völgye] torkollik bele, amely emeli a rendszámot) (*44. ábra*). Az említett tényezők jelentősen torzították volna a statisztikai elemzés eredményét, ezért döntöttem az összevonás mellett.

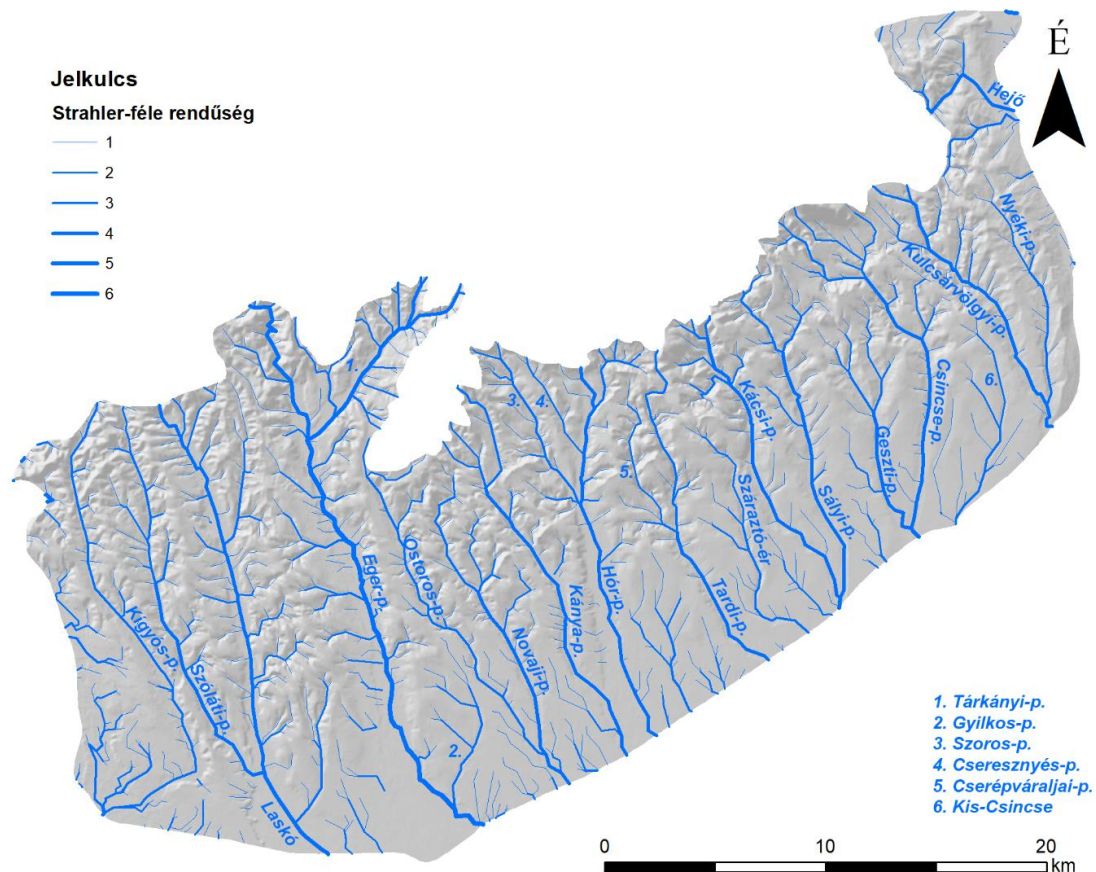
3. táblázat. Kritikus forrásterületenként számolt rendűségek eloszlása.

	Kritikus forrásterület					
	0,2 km ²		0,2 km ² (javított)		1 km ²	
	szakasz (db)	hossz (km)	szakasz (db)	hossz (km)	szakasz (db)	hossz (km)
elsőrendű	1086	622,5233	913	546,21	224	316,80
másodrendű	444	287,14	386	255,97	110	196,31
harmadrendű	263	180,05	243	63,80	58	102,34
negyedrendű	267	147,09	267	147,09	29	35,04
ötödrendű	49	22,31	49	22,31	17	20,83
hatodrendű	49	20,97	49	20,97	-	-

A 0,2 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat és annak korrigált (*44. ábra*) változata között a statisztikai vizsgálatoknál jelentős különbséget nem tapasztaltam.

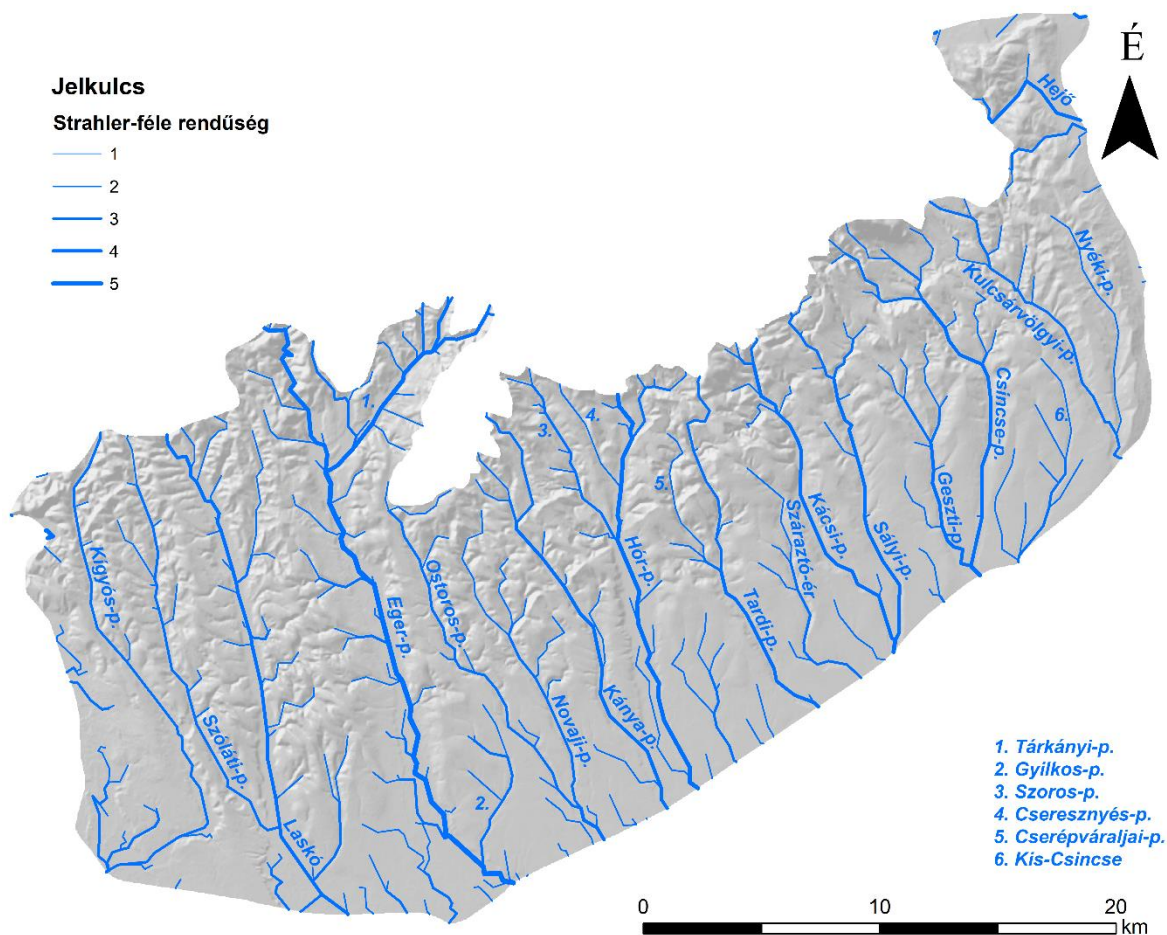
Az elsőrendű völgyek nem mutatnak irányítottságot iránygyakoriság alapján. A fő- és mellékégtájak közel azonos arányban vannak jelen. A javított állomány esetében a K–Ny-i irány enyhén dominánsan jelenik meg az iránygyakorisági rózsadiagramon. Hosszirány gyakoriság alapján az uralkodó irány ÉNy–DK, azonban az É–D-i irány is hangsúlyosan jelenik meg. A másodrendű völgyek esetében az ÉNy–DK-i irány a leggyakoribb és itt is megjelenik az É–D-i irány. Hosszirányt tekintve ugyanezek az irányok dominálnak, annyi eltéréssel, hogy a javított állomány esetében az É–D-i irány kevésbé hangsúlyos, ennek oka az, hogy a széles völgytalpakon futó, eltávolított „hamis” völgyek nagyobbbrészt É–D-i irányítottságúak voltak. A

harmadrendű völgyek esetében az É–D-i irány volt a leggyakoribb, hosszirány alapján azonban az ÉÉNy–DDK-i. Az adatok nagyobb része mind a két esetben ÉNy–DK és É–D-i irány közé csoportosult. A negyedrendű völgyek esetében is ugyanaz figyelhető meg, mint a harmadrendűeknél, azonban az adatok itt már kevésbé szórnak. Az összevont ötöd- és hatodrendű völgyek iránya ismét jobban szór. Iránygyakoriság és hosszirány gyakoriság alapján az ÉNy–DK és az ÉÉNy–DDK-i irányú völgyek vannak túlsúlyban, azonban hosszirány gyakoriság alapján megjelenik még az erre merőleges ÉK–DNy-i irány is (6. melléklet).



44. ábra. A Bükkalja javított, 0,2 km² kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózatának rendűség szerinti osztályozása.

Az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat (45. ábra) elsőrendű völgyei ÉÉNy–DDK-i irány körül összpontosulnak iránygyakoriság és hosszirány gyakoriság szerint is. A másodrendű völgyeknél mind irány-, mind hosszirány gyakoriság alapján szintén az előbb már említett ÉÉNy–DDK-i irány dominál. A harmadrendű völgyek iránya már kevésbé szór. Két markánsan megjelenő irány figyelhető meg (ÉÉNy–DDK, É–D), de a legjelentősebb irány itt is ÉÉNy–DDK-i. Az összevont negyed- és ötödrendű völgyek irányai már ismételten jobban szórnak. Az adatok szintén ÉÉNy–DDK-i irány körül csoportosulnak. Itt is megjelenik, hasonlóan, mint a 0,2 km²-es területességgel számolt ötöd- és hatodrendű völgyek esetében, az erre közel merőleges ÉK–DNy-i irány (6. melléklet).



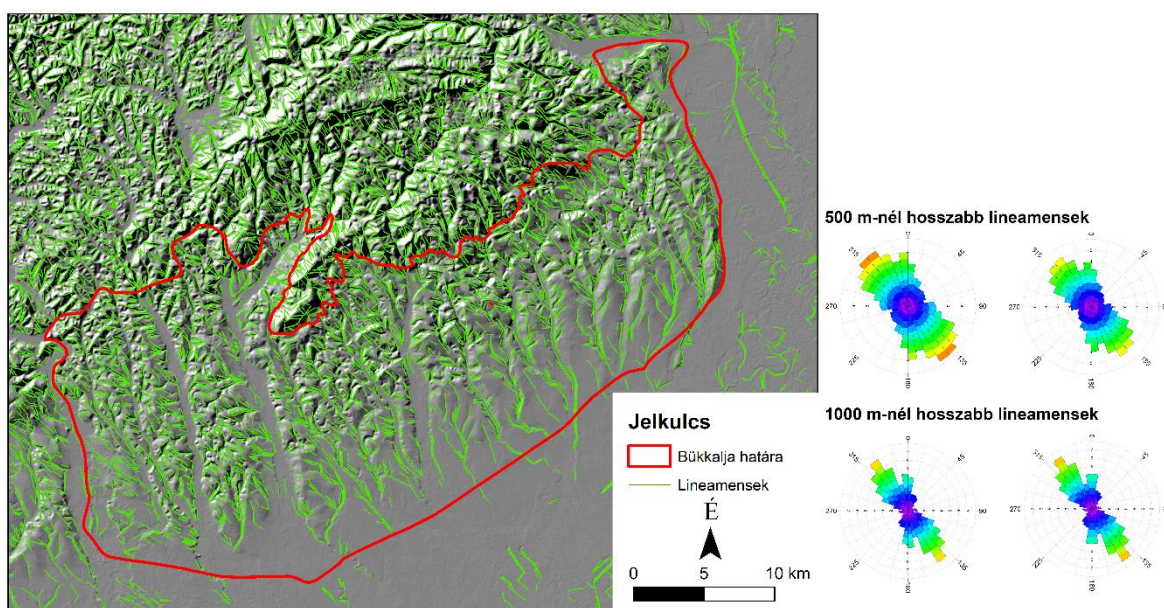
45. ábra. A Bükkalja 1 km² kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózatának rendűség szerinti osztályozása.

Az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat rózsadiagramjain látjuk, hogy minden rendűség esetében ugyanaz az ÉÉNy–DDK-i irány a meghatározó. Ez alapján arra következtetnek, hogy az ilyen méretű, már az esetek nagy részében vízfolyással rendelkező szakaszok, tehát a vízhálózat rajzolatátípusa párhuzamos. A 0,2 km²-es, kis forrásterületű szakaszok – azaz a völgyhálózat – iránystatisztikája alapján ágas rajzolatú. Fontos azonban megemlíteni, hogy a völgyhálózat rajzolata térben eltér, amire már VÁGÓ J. (2012) is rávilágított. Párhuzamos rajzolat – az eddigi kutatások alapján – csak a riolittufa sávtól délre fekvő területeknek jellemvonása, a tufasávban jellemzően ágas rajzolatú völgyhálózat alakult ki (VÁGÓ J. 2012). E két rajzolatípus (párhuzamos, ágas) általában szabadon fejlődő, pusztán eróziós úton kialakult víz-, völgyhálózatra jellemző (GÁBRIS GY. 1987b), azonban itt egy különleges esetről kell beszélnünk. A párhuzamos völgyhálózat kialakulását zömében az általános lejtésirány szabja meg, azonban a Bükkalján ez közel megegyezik a fővölgyekben futó szerkezeti elemek irányával, így ez a két sajátosság felerősíti egymást. Míg az ágas rajzolatot a már VÁGÓ J. (2012) említett kőzetminőség és több esetben az ÉK–DNy-i csapásirányú főtörések okozzák.

9.3. Lineamensek iránystatisztikai vizsgálata

A rideg (töréses) alakváltozások gyakran eredményeznek a domborzatban vonalszerű morfológiai elemeket, amelyeket lineamensnek (~lineamentum) hívunk. A lineamensek jellemzője, hogy az esetek jelentős részében törésrendszerekhez kapcsolódhatnak, ezért a völgyhálózat iránystatisztika vizsgálata mellett a lineamensek iránystatisztikáját is elvégeztem. A lineamensek metszéspontjaiból, egymással bezárt szögükből és irányukból az egykori deformációra tudunk következtetni, így térképezésük kiemelt jelentőségű mind a szerkezetmorfológiai, mind a szerkezetföldtani kutatásokban (RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I. 1985). A lineamensek leválogatása digitálisan történt meg (lásd: 5.3.7. fejezt)

A Bükkalján az 500 m-nél hosszabb lineamensek irány és hosszirány gyakorisága ÉNy–DK-i irányítottságot tükröz, azonban markánsan megjelenik az É–D-i irány is. Az 1000 m-nél hosszabb lineamensek esetében ugyanez a helyzet, az É–D-i irány azonban sokkal szembetűnőbb (46. ábra).



46. ábra. A Bükkalja és környékének leválogatott lineamensei és iránystatisztikája (irány gyakoriság, hosszirány gyakoriság).

9.4. A lineáris elemek és a térképezett szerkezeti elemek irányainak kapcsolata

A 6.2. fejezetben a földtani térképeken található szerkezeti elemek bedigitalizálásával már elkészítettem azok irány- és hosszirány gyakoriságának rózsadiagramját, ebben a fejezetben a területre jellemző törésirányokat fogom összevetni a lineáris elemek irányával.

A teljes völgyhálózatot vizsgálva a leggyakoribb ÉÉNy–DDK-i irány nagyon közel áll a Bükkalja haránttöréseinek az irányához és a terület általános lejtésirányához. SZALAI K. (2004)

az Upponyi-hegységben és a Bükkháton végzett vizsgálata során szintén kiemeli a haránttörések jelentőségét a völgyek kialakulásában. A főtörések irányát (ÉK–DNy) a rózsadiagram alapján csak néhány völgy követi, de ez az irány is megjelenik, bár kevésbé hangsúlyosan (43. ábra).

Az 0,2 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat elsőrendű völgyeinél csak a hosszirány gyakoriság esetében figyelhető meg irányítottság, mely szerint főként a haránttörésekre és a diagonális törésekre jellemző ÉNy–DK-i és É–D-i irányt követik. A főtörésekre jellemző ÉK–DNy-i irány is megjelenik, azonban kevésbé számottevően. A másodrendű völgyek nagyrészt a haránt és diagonális törésirányokat követik, a főtörések iránya itt sem jelentős. A harmadrendű völgyek gyakoriság alapján ÉÉNy–DDK-i irány felé tolódtak el, de közel állnak a haránt- és diagonális törések irányához. Hosszirány gyakoriság alapján azonban már csak a haránttöréshez közel álló irány a meghatározó. A negyedrendű völgyek esetében ugyanez a helyzet áll fenn. Az iránystatisztikában összevont ötöd- és hatodrendű völgyek esetében a haránttörésre jellemző ÉNy–DK-i és az ahhoz közel álló ÉÉNy–DDK-i irány uralkodó, mind gyakoriság, mind hosszirány gyakoriság alapján. A második meghatározó irány gyakoriság alapján a diagonális törések irányával egyezik meg, míg hosszirány gyakoriság esetében a főtörésekre jellemző ÉK–DNy-i irány a jelentős.

Az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elméleti völgyhálózat esetében az elsőrendű völgyeknél a haránttörések irányához közeli ÉÉNy–DDK-i irány dominál, jelentős még a diagonális törésekre jellemző irány, a főtörések iránya azonban nem számottevő. A másodrendű völgyek esetében a haránttörések irányához szintén közeli ÉÉNy–DDK-i irány jelenik meg markánsan. A diagonális és haránttörések irányai közel azonos hangsúlyúak, de kevésbé jelentősek. A harmadrendű völgyek esetében gyakoriság alapján a haránttörések ÉNy–DK-i (ÉÉNy–DDK) iránya jelentős, de majdnem azonos nagyságrenddel jelenik meg a diagonális törésekre jellemző É–D-i irány. Az összevont negyed- és ötödrendű völgyek esetében gyakoriság alapján a haránttörésekre jellemző irány dominál, közel azonos hangsúllyal, de jelentősen megjelennek a diagonális és főtörésirányok is.

A lineamensek esetében zömében a haránt és diagonális törésirányok jellemzőek. A fő törésirányok csak az 1000 m-nél hosszabb lineamensek esetében különíthetők el.

9.5. A terepi szerkezeti mérések és az eddig térképezett szerkezetek kapcsolata a domborzatban megjelenő lineáris elemekkel

Az előző fejezetekben láthattuk, hogy az eddig kitérképezett ÉK–DNy-i csapásirányú főtörésekre több esetben merőleges, nagyrészt a fővölgyekben futó ÉNy–DK-i irányú haránttörések alakultak ki, melyek nagy része terepi megfigyeléseim és a földtanosok közlése

(GÁL P. és PETRIK A. ex verb.) alapján nincs térképezve. Ezen hiányosságot szem előtt tartva 25 feltárás/bányafal/útbevágás esetében végeztem szerkezetföldtani észleléseket (dőlés/csapásirány mérést) (7–8. *melléklet*). Az észlelések 2 km-es sugarú környékén belül vizsgáltam meg a völgyek (0,2 km²-re számolt, javított állományt használtam fel) és lineamensek hossz-, és iránygyakoriságát, és vetettem össze ezen sugarú körön belüli már kitérképezett szerkezetek irány- és hosszirány gyakoriságával, valamint a feltárásokban mért csapásirányokkal (8. *melléklet*). Az eljárás részben átfed SZALAI K. (2004) módszerével, aki hasonló módon vizsgálta és igazolta az Upponyi-hegység és a Bükkhát egyes völgyeinek szerkezeti preformáltságát.

A völgyek és a lineamensek esetében a módszerek vizsgálata tűnt a legkézenfekvőbbnek, még annak ellenére is, hogy ezek eltolódhatva jelentkezhetnek a kőzetminőség és a rétegvastagság miatt (DEMETER G. – SZABÓ SZ. 2009).

9.5.1 Feltárások elemzése

1. Avasi felső-pincesor - (EOV X: 307535,00 Y:778403,00)

A miskolci Avas É-i részén található borospincék miocén (alsó-pannon) korú édesvízi (tavi, folyóvízi) és szárazföldi üledékek (vulkanomikt kavics, homok, agyagmárgás aleurolit, diatomit) váltakozásából és áthalmazott riolittufa-, tufitrétegekből felépülő Sajóvölgyi Formációba mélyülnek (LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005).

Az alsó pincesorban MCINTOSH, R.W. (2014) által észlelt kőzetrésraj K–Ny-i csapásiránya megegyezik a Szinva völgyének futásirányával. A feltárás 2 km-es sugarú körében É–D-i és K–Ny-i csapású vetőket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; MCINTOSH, R.W. 2014).

A felső pincesor egyik pincéjében mért adatok alapján két jelentősebb irányt tudtam elkülöníteni. A főirány nagyjából ~K–Ny-i, azonban ez a kőzetrésraj közel 80°-os irányszög ingadozást mutat. A mérések megerősítik MCINTOSH R.W. (2014) eddigi eredményeit. A második irány erre csaknem merőleges ÉNy–DK-i. Ez az Avas Ny-i és K-i oldalán térképezett haránttörések csapásirányával mutat kapcsolatot. A pincében sikerült rétegdőlést is mérnem. A rétegdőlési adatok alapján az Avas 9°-al D-i irányba ki van billentve. Ez megegyezik a Bükkalján mért rétegdőlések átlagos értékével. A morfológia és a mért rétegdőlési adatok megerősítik VÁGÓ J. (ex verb.) azon megállapítását, hogy az Avas is egy „nyomó”, szerkezeti adatok alapján pedig kibillent réteglépcsőként (kuesztaként) értelmezhető.

A völgyek és a lineamensek irány és hosszirány gyakoriság alapján is NyÉNy–KDK-i irányba futnak. Ez az irány nagyjából megegyezik az általam mért első kőzetrésraj csapásirányával.

2. Miskolc-Tapolca – pincesor - (EOV X: 304373,00 Y: 777934,00)

A Tapolcán található pincék nagyrészt miocén (szarmata) korú riolittufába és áthalmazott bélyegeket mutató riolittufába (Harsányi Riolittufa Formáció) mélyülnek. A feltárás 2 km-es környékén térképezett vetők É–D-i csapásúak (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A mért adatok alapján egy ÉK–DNy-i csapásirányú közetrés csoportot sikerült elkülöníteni. A rózsadiagram alapján a mért szerkezeti elemeknek mintegy 60°-os irányszög-ingadozása van. A tufarétegekben ~19°-os DK-i irányú kibillenést mértem, ez szokatlanul magas érték a Bükkalján mért 8-9°-os átlagos rétegdőléshez képest.

A völgyek irány- és hosszirány gyakoriságának módusza ÉNy–DK-i irányú, erre merőlegesen megjelenik még egy jelentősebb ÉK–DNy-i irány.

A lineamenseknél szintén az ÉNy–DK-i irány uralkodik mind az irány-, mind pedig a hosszirány gyakoriság esetében. A mellékirányok közül gyakoriságot tekintve a NyÉNy–KDK-i és az É–D-i irány jelentősebb, hosszirány gyakoriságot tekintve már csak az utóbbi.

A völgy és lineamens irányok modális értéke közel merőleges a kitérképezett és mért közetrésraj csapásirányával. Enyhe kapcsolat a völgyek gyakorisága és hosszirány gyakorisága esetében megjelenő ÉK–DNy-i irány esetében valószínűsíthető a szerkezeti elemek irányával.

3. Bükkaranyos – bánya - (EOV X: 296094,48 Y: 777503,64)

A Bükkaranyos északi határában található felhagyott bánya miocén (szarmata) korú hullott-, freatomagmás riolittufát-tufitot (Harsányi Riolittufa Formáció) tár fel. A mérési pont 2 km-es sugarú körébe kitérképezett vetők K–Ny-i irányúak (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában mért szerkezetek nagyrészt KÉK–NyDNy-i csapásirányúak, ez csaknem megegyezik a kitérképezett vetők csapásirányával. A mért adatok nagyjából 20 fokos irányszögérték ingadozást mutatnak.

A völgyhálózat gyakoriság alapján bimodális eloszlású (ÉÉK–DDNy; KÉK–NyDNy), hosszirány alapján azonban az ÉÉK–DDNy-i irány dominál és elkülöníthetünk még egy erre közel merőleges ÉNy–DK-i irányt. A lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságának modális értéke szintén ÉÉK–DDNy-i, illetve a rózsadiagram alapján elkülöníthetünk még egy erre közel merőleges (ÉNy–DK) irányt is.

A völgyek iránygyakoriságának KÉK–NyDNy-i iránya a mért szerkezeti elemek hasonló csapásirányával állhat kapcsolatban. A völgyek hosszirány gyakoriságának, valamint a lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságának iránya sem a térképezett, sem a mért szerkezeti elemek csapásirányával nem hozható összefüggésbe.

4. Bánya-tető (Kisgyőr D-i határa) - (EOV X: 296512,22 Y: 774191,96)

A Kisgyőr D-i határában található, aszimmetrikus kibillent réteglépcső tetőszintjében létesített bánya miocén (kárpáti) korú, gyengén összesült ignimbritet (Gyulakeszi Riolituffa Formáció) tár fel. A feltárás 2 km-es környékén K–Ny-i irányú vetőket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A kőzetreszek és a vetőlapok esetében jelentős ÉK–DNy-i maximum figyelhető meg, amely 60°-os irányváltozatosságú, erre közel merőleges irányú ÉNy–DK-i rajt is elkülöníthetünk, amely közel azonos irányszögérték változékonyságot mutat. A bányában található tufarétegek DK-i irányba 8°-kal vannak kibillenve.

Gyakoriság alapján az ÉÉNy–DDK-i irányú völgyek a dominánsak, hosszirány gyakoriság alapján az ÉNy–DK-i irányúak. A lineamensek irány- és hosszirány értékeinek modális értéke ÉNy–DK-i irányú.

A völgyek és lineamensek esetében előbb említett irányok megegyeznek a második (ÉNy–DK-i irányú) kőzetrésraj irányával és merőlegesek az első raj irányára.

5. Kisgyőr – mészkőbánya - (EOV X: 298816,33 Y: 773610,10)

A felhagyott kőfejtő Kisgyőr ÉK-i határában található. A mintegy 50 m széles és 20 m magas bányafal világosszürke, zátony típusú, triász (karni?) korú mészkövet (Bükkfennsík Mészkő Formáció) tár fel (LESS GY. et al. 2005).

NÉMETH N. (2005) a bányában három hasadozottságot különített el egymástól, a vetőkarcokból balos eltolódást és K-i irányú feltolódást mutatott ki, PETRIK A. (2016) pedig ÉK–DNy-i csapású konjugált normálvetőket és KÉK–NyDNy-i jobbos eltolódást észlelt. A feltárás 2 km-es környékén ÉNy–DK-i, É–D-i és K–Ny-i csapású szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában mért szerkezeti elemek csapásiránya nagyrészt É–D-i, a mért értékek legalább 60°-os irányszögingadozást mutatnak. Ezen kívül néhány K–Ny-i irányú szerkezetet is sikerült észlelnem, ami nagyban tükrözi az eddigi szakirodalmi adatokat.

A vizsgált területen a völgyek és a lineamensek domináns futása ÉNy–DK-i, mind irány- mind hosszirány gyakoriság esetében. A völgyek iránygyakoriságát tekintve elkülöníthetünk még egy É–D-i és egy K–Ny-i irányt is. Hosszirány gyakoriságnál a K–Ny-i irányú völgyek a jelentősebbek, ez az irány a lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságánál is megjelenik.

A völgyek és lineamensek irányának móduszától közel 30°-kal térnek el a mért csapásirányok. Ennek oka az is lehet, hogy a 2 km-es körön belül jelentős kőzetminőségbeli változás történik, az alaphegység triász mészkövéből átérünk a Bükkalja piroklasztitjaira. A 2 km-es sugarú kör

majdnem $\frac{3}{4}$ része már a piroklasztit területen van, ami befolyásolhatja a lineamens- és völgyhálózatot, ezt erősítheti meg az is, hogy a térképezett szerkezeti elemek csapásirányával azonban a kapcsolat fennáll.

6. Kisgyőr – faluközpont - (EOV X: 297592,59 Y: 772468,44)

Kisgyőr jól összesült miocén (ottnangi-kárpáti) korú ignimbitre (Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbit Tagozat) épült, így a településen több feltárás is található, melyekben mért adatokat azok egymáshoz való térbeli közelségük miatt együtt kezeltem. A falu környékén K–Ny-i, NyÉNy–KDK-i és É–D-i irányú töréseket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; PETRIK A. 2016).

A faluban végzett szerkezetföldtani mérésekből két közetrésrajt lehetett elkülöníteni, egy ÉÉNy–DDK-i csapásirányút, ami közel 60° -os irányszögingadozása és egy erre merőleges ÉK–DNy-i csapásút, $\sim 35^\circ$ -os irányszögingadozással.

A területen a völgyek gyakoriság alapján NyÉNy–KDK-i irányúak, hosszirány gyakoriságot tekintve ÉNy–DK-i irány felé tolódik el a módusz. A lineamensek esetében már nem ennyire egyszerű a helyzet, a gyakoriság és hosszirány gyakoriság alapján a K–Ny-i irány dominál, de jelentős az ÉNy–DK-i irány is.

A völgyek hosszirány gyakoriságának iránya (ÉNy–DK) megegyezik a terepi mérések modális irányával, valamint a térképezett szerkezetek egy részének a csapásirányával. A lineamtumok irányának modális értéke a térképezett szerkezetek leggyakoribb irányával áll kapcsolatban, illetve hangsúlyosan megjelenik még a terepi mérések ÉÉNy–DDK-i iránya is.

7. Mocsolyás – bánya - (EOV X: 294024,16 Y: 770908,45)

Mocsolyás DNy-i határában, a Tarizsa-völgy bal völgyoldalába mélyített bánya, hasonlóan a Bánya-tetőhöz, miocén (kárpáti?) korú, gyengén összesült ignimbitet (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) tár fel. PETRIK A. (2016) a bányában főként É–D-i csapású karcos felületeket, valamint K–Ny-i és ÉK–DNy-i csapásirányú közetréseket észlelt. A térképezett vetők ÉK–DNy-i irányúak (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

Saját mérési eredményeimből egy jelentős ÉK–DNy-i irányt lehetett a rózsadiagram alapján nagy biztonsággal elkülöníteni, ez közel 50° -os irányszög változékonyságú. A szerkezeti elemek mért csapásiránya megegyezik a Tarizsa-völgy csapásirányával, az itt futó vetőt a sávszelvényezés segítségével is sikerült kimutatnom. A sűrűségi sztereogram alapján elkülöníthetünk még egy K–Ny-i és egy ÉNy–DK-i csapásirányú közetrésrajt is, amelyek meglétét PETRIK A. (2016) mérési eredményei alátámasztják.

Az irány- és hosszirány gyakoriság diagramon két jelentős irány különíthető el mind a völgyek, mind a lineamensek esetében. Az első irány, mely az adatok modális értéke ÉNy–DK-i, a másik irány erre merőleges ÉK–DNy-i.

A völgyek és lineamensek leggyakrabban előforduló irányai megegyeznek a bányában észlelt kevésbé jelentős közetrésraj ÉNy–DK-i csapásirányával, a mellékirányok pedig jól követik a kitérképezett vetők és az első raj csapásának irányát.

8. Tard – homokbánya - (EOV X: 284718,00 Y: 764975,00)

Tard É-i határában, a szociális otthonnal szemben miocén (késő-pannon) korú tavi és folyóvízi üledékre (Zagyvai Formáció) települt negyedidőszaki kavicsanyagot tár fel egy bánya. A bányában PETRIK A. (2016) ÉK–DNy-i extenzió során kialakult puha vetőkarcokat mért. A bánya 2 km-es környékén ÉÉK–DDNy-i és ÉK–DNy-i csapású vetőket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában mért szerkezeti elemek esetében két jelentős csapásirány figyelhető meg, az ÉÉK–DDNy-i és az erre majdnem merőleges NyÉNy–KDK-i. Mind a két közetrésraj csapása közel 30°-os szögváltozékonyságot mutat. Sejthető még egy ÉK–DNy-i csapásirányú raj is, mind a rózsadiagram, mind a sűrűségi sztereogram alapján, azonban ez az irány kevésbé jelentős. A bányában a pannon rétegek ~14°-kal vannak ~D-i irányba kibillenve.

A terület 2 km-es sugarú körébe eső völgyek iránygyakoriság alapján főként É–D-i irányúak, hosszirány gyakoriság esetében a modális érték már ÉNy–DK-i irányt tükröz, de jelentős irányként marad meg az É–D-i és a NyÉNy–KDK-i irány is. A lineamensek iránygyakoriságának módusza ÉNy–DK, illetve jól különíthető még egy K–Ny-i irány is. A lineamentumok hosszirány gyakoriságánál fordított az eset, a modális érték K–Ny-i, míg a második jelentős irány ÉNy–DK-i.

A völgyek iránya sem a kitérképezett, sem a mért szerkezetekkel nem egyezik meg. A völgyek itt a medencét kialakító süllyedék felé futnak széttartó (centripetális) völgyhálózatot kialakítva. A lineamensek irányítottsága azonban több kérdést is felvet. A lineamensek főbb irányai (Ny–K és ÉNy–DK) közel állnak az általam mért második közetrésraj irányához. A néhány fokok eltolódást a közetminőség is okozhatja, ez alapján a lineamensek szerkezetekkel való kapcsolata nem zárható ki.

9. Cserépváralja – vetőzóna - (EOV X: 290273,62 Y: 763465,48)

Ez a feltárás Cserépváraljától ÉK-re, a turistaút mentén, a Cserépváraljai- és a Tardi-patakot elválasztó völgyközi háton található. A turistaút ezen szakaszán ~10 méteres szélességben miocén (kárpáti) korú, jól összesült ignimbrit (Gyulakeszi Rioltuffa Formáció)

tanulmányozható. A feltárás környékén ÉK–DNy-i csapásirányú vetőket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A feltárásban észlelt szerkezetek esetében két jelentősebb csapásirányt, egy ÉÉK–DDNy-i és egy erre közel merőleges ÉÉNy–DDK-it lehetett elkülöníteni. Az első irány a terepen feltárt vetőzóna (3. kép) csapásiránya, ez az irány szinte megegyezik a térképezett vetők modális irányával. A vetőzóna csapásiránya 30°-os irányszög ingadozású. Az erre merőleges irányú szerkezeti elemek még nagyobb ~50°-os csapásirány változatosságot mutat. A sűrűségi sztereogram alapján sejthető még egy ~K–Ny-i irány is.

A völgyek iránygyakoriság alapján nem mutatnak irányítottságot. Hosszirány gyakoriság alapján a domináns irány ÉÉK–DDNy-i és megjelenik egy erre merőleges mellékirány is. A lineamensek irány- és hosszirány gyakorisága esetében azonos hangsúllyal kettő, az É–D-i és az ÉNy–DK-i irány jelenik meg. Ezeken kívül elkülöníthető még egy ÉK–DNy-i irány is.

A völgyek hosszirány gyakoriságának főiránya jól követi a térképezett és az általam feltárt vetőzóna ~ÉK–DNy-i csapásirányát. A lineamensek modális irányai és a jellemző szerkezetek csapásiránya közötti kapcsolat megkérdőjelezhető. A lineamensek iránya erősen szóródik, így egyértelműen nem lehet meghatározni, melyik szerkezeti elem irányához kötődnek.



3. kép. A Cserépváraljai- és a Tardi-patak völgyközi hátán jól összesült ignimbrítben (Gyulakeszi Riolitufa Formáció – Kisgyőri Ignimbrít Tagozat) feltárt ÉK–DNy-i csapású vetőzóna.

10. Hór-völgy – triász mészkőbánya - (EOV X: 291634,00 Y: 760824,00)

A Suba-lyuk barlangtól délre, közvetlenül a Hór-patak Bogács-Csérépfalui-medencébe érkezése előtt, a patak jobb oldalán kisebb kőfejtő (mészégető területe) zátony típusú közepső-

triász (ladini-karni) korú mészkőösszetet (Bervai Mészkő Formáció) tár fel (LESS GY. et al. 2005). A feltárás 2 km-es környékén nagyrészt ÉK–DNy-i irányú vetőket és néhány, erre közel merőleges irányú ÉÉNy–DDK-i csapású vetőt térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A feltárásban mért szerkezeti elemek nagy része ÉÉK–DDNy-i csapásirányú, ez a vetőraj nagyjából $\sim 50^\circ$ -os irányszög változatosságú. A sztereogram segítségével még elkülöníthetünk egy második NyÉNy–KDK-i csapásirányú rajt is, de ez már kevésbé hangsúlyosan jelenik meg a rózsadiagramon.

A völgyek nagyrészt $\sim$ ÉÉNy–DDK-i irányba futnak, mind irány-, mind pedig hosszirány gyakoriság alapján. A lineamensek modális iránya É–D-i.

Az ÉÉK–DDNy-i völgyiránnyal közel hasonló csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016), így a völgyhálózat és a szerkezeti elemek közötti összefüggés sejthető. A lineamensek és a szerkezeti elemek között kimutatható kapcsolat nincs.

11. Cserépfalu – Kisamerika - (EOV X: 289642,00 Y: 761444,00)

A Cserépfalu K-i határában található „kisamerikai” barlanglakások hullott-, freatomagmás riolittufába/tufitba (Harsányi Riolittufa Formáció) mélyültek, hasonlóan a bükkaranyosi feltáráshoz (LESS GY. et al. 2005). PETRIK A. (2016) ÉK–DNy-i irányú kőzetréseket mért a feltárásban, a közeli Ördögtoronynál hasonló irányú konjugált rátolódást, a Kőporlyuknál pedig normálvetőket észlelt, melyek később KÉK–NyDNy-i irányú rátolódásokkal újultak fel. A feltárás 2 km-es környékén ÉK–DNy-i és É–D-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005).

A barlanglakások környékén ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i csapásirányú kőzetréseket észleltem, előbbi $\sim 30^\circ$ -os, utóbbi $\sim 50^\circ$ -os irányszög ingadozást mutatott.

A völgyek és a lineamensek iránygyakoriság alapján zömében É–D-i irányúak, hosszirány gyakoriságot tekintve a módusz ÉÉK–DDNy-i irányba tolódik.

A völgyek és a lineamensek iránygyakorisága jól követi a térképezett É–D-i irányú szerkezeti elemek csapásirányát, míg hosszirány gyakoriság alapján a mért ÉNy–DK-i csapásirányú kőzetrésrajjal hozható összefüggésbe. A néhány fokos irányszögben való különbséget a kőzetminőség változásával lehet magyarázni.

12. Bogács – Ábrahámka kőfejtő - (EOV X: 287761,00 Y: 759414,00)

Bogács ÉNy-i határában, közvetlenül a víztározótól ÉNy-ra, az Ábrahámka DNy-i részén mélyült kőfejtő egy kitörési eseményhez tartozó képződmény (Tari Dácittufa Formáció – Bogácsi Ignimbrít Tagozat) két alegységét: összesült fiammé tartalmú ignimbritet és kevert

juvenilis kőzetdarabokat tartalmazó piroklaszt-ár képződményeit tárja fel (LUKÁCS R. et al. 2017). MÁRTON E. – FODOR L. (1995) a tufafejtőben É–D-i irányú, több esetben méteres elvetést okozó normálvetőket észlelt. PETRIK A. (2016) a kőfejtőben és annak környékén ÉK–DNy-i irányú normálvetőket és ÉNy–DK-i irányú jobbos eltolódásokat észlelt. A feltárás 2 km-es környékén É–D-i, ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i csapásirányú szerkezeteket térképeztek (LESS GY. et al. 2005).

A kőfejtőben mért adatokból két egymásra merőleges irányú vetőrajt sikerült elkülönítenem, egy ÉK–DNy-i és egy ÉNy–DK-i csapásút.

A völgyek iránygyakoriság alapján zömében É–D-i irányúak, míg hosszirány gyakoriság esetében a módusz ÉÉNy–DDK-i irány felé tolódik el. A lineamensek nagyrészt ÉNy–DK-ies irányúak mind a két esetben.

A völgyek hosszirány gyakorisága, valamint a lineamensek irány- és hosszirány gyakorisága a mért második, ÉNy–DK-i csapásirányú vetőrajjal, valamint az ugyanilyen csapású térképezett szerkezeti elemekkel állhat kapcsolatban.

13. Szomolya – pincesor - (EOV X: 283855,00 Y: 757814,00)

A Kánya-pataktól Ny-ra fekvő völgyközi háton található borospincék horzsaköves, freatomagmás riolttufába (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) mélyülnek (LESS GY. et al. 2005; LUKÁCS R. et al. 2018). PETRIK A. (2016) a szomolyai kaptárkövek környékén többnemzedékű, K–Ny-i irányú jobbos eltolódásokat észlelt, a szintén közeli Ispán-hegyen (középső-)dácittufájában szintén K–Ny-i irányú konjugált normálvetőket észlelt. A pincesor 2 km-es környékén ÉNy–DK-i és erre merőleges irányú ÉK–DNy-i csapású szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A pincék környékén É–D-i és ÉÉK–DDNy-i csapásirányú kőzetréseket észleltem. Az utóbbi kőzetrés csoport $\sim 20^\circ$ -os irányszög változékonyságú.

A völgyek és lineamensek nagyrészt ÉNy–DK-i irányba futnak. A lineamenseknél elkülöníthető még egy kevésbé jelentős ÉK–DNy-i irány, mely a völgyek hosszirány gyakorisága esetében jelentős mellékirányként jelenik meg.

A völgyek és lineamensek leggyakoribban előforduló iránya jól követi a terepen térképezett szerkezetek főcsapásirányát, a mért szerkezeti elemek csapásirányával nincs egyezés.

14. Pipis-tető - (EOV X: 282575,00 Y: 757068,00)

A Novaji- és Kánya-patak közös völgyközi hátán található Pipis-tetőn mélyített kőfejtők jól összesült ignimbritet (Tari Dácittufa Formáció) tárnak fel (LESS GY. et al. 2005; LUKÁCS R. et al. 2005). Az egyik kőfejtő jelenleg is bejárható, ahol szerkezetföldtani észleléseimet végeztem.

A kőfejtő 2 km-es környékén ÉNy–DK-i csapású szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A mért szerkezeti elemek csapásirányai meglehetősen nagy szórással rendelkeznek. A szerkezeti elemek a rózsadiagram alapján nagyrészt NyÉNy–KDK-i csapásúak, azonban ha megnézzük a sűrűségi sztereogram kontúrait, akkor ez az érték ~ÉNy–DK-i irány felé tolódik el.

A völgyek és a lineamensek mind irány-, mind hosszirány gyakoriság esetében nagyrészt ÉNy–DK-i irányba futnak. A völgyek esetében megfigyelhetünk még egy jelentősebb ÉK–DNy-i mellékirányt.

A völgyek és lineamensek modális iránya jól követi a területen térképezett ÉNy–DK-i csapású szerkezeti elemeket. A terepi mérésekkel való kapcsolat, az adatok előzőek során említett bizonytalansága miatt kétséges.

15. Novaj – homokbánya - (EOV X: 281236,00 Y: 756532,00)

A Novaj ÉK-i határában található homokbánya pannon-korú osztályozott, keresztrétegzett durva és finomszemcsés homokkővet, finom kavicsos homokkővet és aleurolit rétegeket tár fel (36. ábra) (PETRIK A. 2016). A bányában PETRIK A. (2016) ~ÉNy–DK-i és ~KÉK–NyDNy-i csapásirányú konjugált normálvetőket észlelt. A feltárás 2 km-es környékén ÉÉK–DDNy-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában, hasonlóan PETRIK A.-hoz (2016), én is ~K–Ny-i irányú konjugált normálvetőket, illetve ÉK–DNy-i csapású normálvetőket észleltem. A bányában a rétegek DK-i irányba ~8°-kal vannak kibillenve.

A völgyek iránygyakoriság alapján nem mutatnak irányítottságot, hosszirány gyakoriság alapján zömében ÉK–DNy-i irányúak, azonban az ÉNy–DK-ies irány is markánsan megjelenik. A lineamensek leggyakoribb iránya mind a két esetben ÉNy–DK-i, illetve elkülöníthető még az erre merőleges, de kevésbé jelentős ÉK–DNy-i irány.

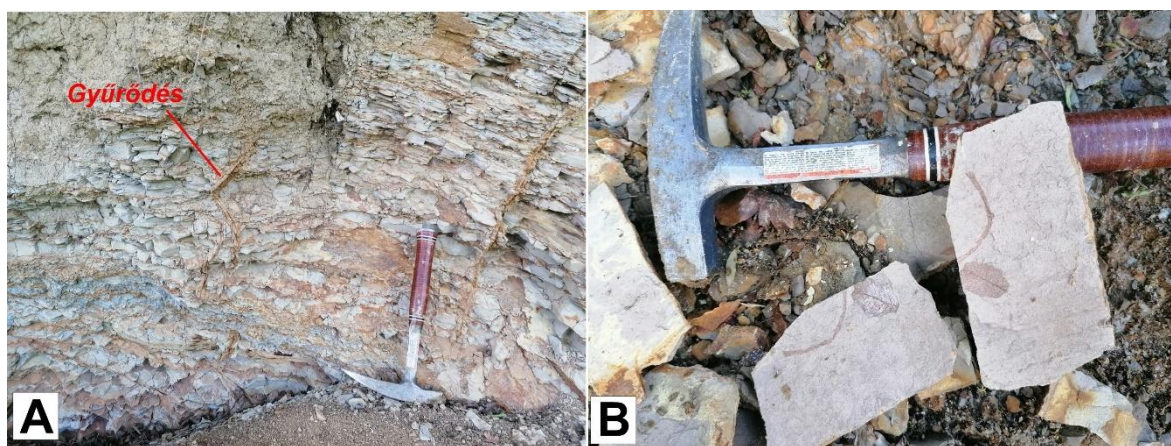
A völgyek hosszirány gyakoriságának modális értéke a térképezett és az általam mért ~ÉK–DNy-i csapásirányú szerkezeti elemekhez áll közel, a néhány fokos eltérést a kőzetminőség megváltozásával lehet magyarázni (DEMETER G. – SZABÓ SZ. 2009). A lineamensek legjellemzőbb iránya és a szerkezeti elemek között nincs kapcsolat.

16. Kis-Eged – noszvaji útbevágás - (EOV X: 286712,00 Y: 751759,00)

Egerből a Vécsey-völgyön keresztül Noszvaj felé vezető út mentén, a Kis-Eged-hegy oldalában számos kisebb-nagyobb feltárást találhatunk. A feltárások a késő-eocéntól (priabónai-korszak) a késő-oligocénig terjedő rétegeket tárnak fel (DÁVID Á. 2006). A méréseket a

növénymaradványairól híres lemezes márga, agyagkő (Tardi Agyag Formáció) egyik feltárásában végeztem (4. kép). PETRIK A. (2016) megemlíti, hogy a közeli eocén mészkőben FODOR L. – BORDÁS R. ÉK–DNy-i csapású konjugált rátolódásokat és ferde jobbos rátolódásokat észlelt (*publikálatlan adatok*); PETRIK A. (2016) ugyanilyen rátolódásokat észlelte a kis-egedi oligocén agyagkőben. A feltárásba kisebb gyűrődéseket is megfigyelt, ezeket én is azonosítottam terepen. Ezen kívül ÉNy–DK-i csapású konjugált kőzetréseket is észlelt. A feltárás 2 km-es környékén nagyobb részt ÉK–DNy-i és ÉÉK–DDNy-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A feltárásnál – hasonlóan PETRIK A.-hoz (2016) – zömében ÉNy–DK-i és ÉÉNy–DDK-i csapásirányú konjugált kőzetréseket észleltem, nagyjából $\sim 40^\circ$ -os irányszövingadozással. A rétegek átlagosan $\sim 29^\circ$ -kal $\sim K$, $\sim DK$ -i irányba vannak kibillenve.



4. kép. A kis-egedi útbevágás (A: a feltárás egy része gyűrűt rétegekkel, B: növényi fossziliák).

A völgyek iránygyakoriság alapján zömében ÉK–DNy-i irányúak, míg hosszirány gyakoriság esetében a völgyhálózat irányítatlan. A lineamensek mind a két esetben dominánsan K–Ny-i irányúak, a mellékirányok közül az ÉNy–DK-i irányt lehet megemlíteni, amely a hosszirány gyakoriság esetében válik jelentősebbé.

A völgyek szerkezeti elemekkel való kapcsolata csak a völgy iránygyakoriság diagram alapján feltételezhető, de a hosszirány gyakoriságban jelentkező irányítatlanság ezt nem igazolja. A lineamensek esetében a modális irányok nem, csak az ÉNy–DK-i mellékirány kapcsolhatók a terepen mért kőzetrések csapásirányához.

17. Felsőtárkány – mészkő szurdok - (EOV X: 294147,08 Y: 753818,40)

A Tárkányi-patak, közvetlenül a medencébe érkezése előtt, a Barát-völgy szurdok jellegű szakaszán töri át az alaphegység mészkövét. A szurdok biogén, zátony és ciklikus lagúna környezetben képződött középső-triász (karni-ladin) korú mészkövet (Bervai Mészkő

Formáció) tár fel (LESS GY. et al. 2005). A szurdok 2 km-es környékén ÉÉK–DDNy-i csapású szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A szurdokvölgyben nagyrészt K–Ny-i csapásirányú töréseket észleltem. A kőzetrésraj kb. $\sim 50^\circ$ -os irányszög ingadozása.

A völgyek iránygyakoriság alapján ÉÉK–DDNy-i, míg hosszirány gyakoriság alapján ÉÉNy–DDK-i irányba futnak. Iránygyakoriság alapján jelentős mellékirányként jelenik meg a K–Ny-i, míg hosszirány gyakoriság alapján az ÉÉK–DDNy-i irány. A lineamensek mind a két esetben ÉÉNy–DDK-i irányúak.

A völgyek hosszirány gyakorisága és a lineamensek irány- és hosszirány gyakorisága nem mutat kapcsolatot sem a szakirodalomból ismert vetők, sem a mért szerkezeti elemek csapásirányával. A völgyek iránygyakoriságának esetében megjelenő ÉÉK–DDNy-i irány hozható kapcsolatba a térképezett szerkezeti elemek csapásával.

18. Felsőtárkány – dolomitbánya - (EOV X: 292197,00 Y: 753579,00)

A felsőtárkányi Táltos Park Hotelhez vezető útról DK felé lekanyarodó erdészeti út visz a várhegyi kőfejtőhöz, mely középső-triász (anisusi) korú szürke, sötétszürke, rétegzetlen, sok esetben szingenetikus breccsás megjelenésű, padokon belül finomrétegzett dolomitot (Hátori Dolomit Formáció) tár fel (LESS GY. et al. 2005). PETRIK A. (2016) a bányában É–D-i csapású kőzettrészeket és néhány hasonló csapású, valamint ÉK–DNy-i és K–Ny-i csapású normálvetőt azonosított. A bánya 2 km-es környékén nagyrészt ÉK–DNy-i és erre merőleges csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

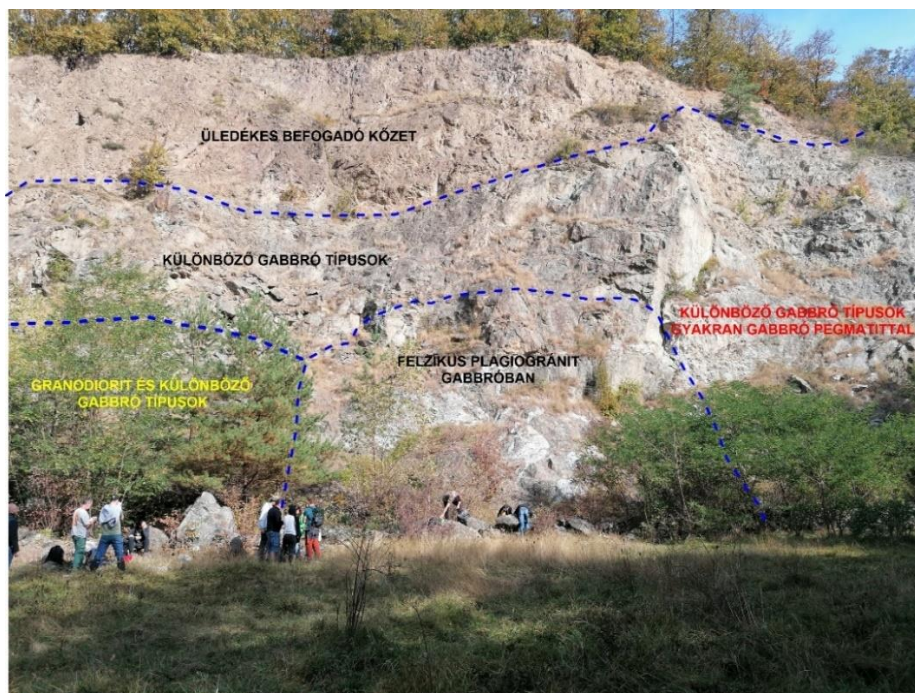
A bányában jómagam, hasonlóan PETRIK A.-hoz (2016), zömében É–D-i csapású kőzettrészeket és vetőket azonosítottam, amelyek irányában kb. $\sim 40^\circ$ -os ingadozás tapasztalható. Ezen kívül még egy K–Ny-i és egy ÉNy–DK-i irányú kőzetrésrajt sikerült elkülönítenem.

A feltárás vizsgált 2 km-es sugarú környékén iránygyakoriság alapján a völgyek nem mutatnak irányítottságot. A lineamensek esetében legalább 50° -os irányszög ingadozást figyelhetünk meg, de nagyjából kijelölhető az $\sim$ ÉNy–DK-i irány. Hosszirány gyakoriság alapján a völgyek ÉÉK–DDNy-i, míg a lineamensek ÉNy–DK-i futásúak.

A völgyek iránygyakoriságának legjellemzőbb iránya és a szerkezeti elemek csapásiránya között nem feltételezhető kapcsolat, a lineamensek esetében enyhe kapcsolat megfigyelhető, ám a nagy szórás miatt ezt kétséget kizáróan nem lehet bizonyítani. A völgyek és lineamensek hosszirány gyakoriságának modális értéke közel áll a terepen mért ÉNy–DK-i csapású kőzettrés/vetőrajhoz, illetve a hasonló csapásirányú térképezett szerkezeti elemekhez.

19. Szavaskő – Tóbérci kőfejtő - (EOV X: 294690,00 Y: 746789,00)

A Szavaskő D-i határában található kőfejtőben az Alp-Kárpáti-Dinári-rendszer összetett fejlődéstörténetébe pillanthatunk bele. A bánya a Szarvaskői takaró mélytengeri sziliciklasztos kőzeteibe benyomult középső-jura (bath-callovi) korú gabbrót (Tardosi Gabbró Formáció) és differenciációval kialakult plagiogranit testet/testeket tár fel (5. kép) (B. KISS G. – ZAGYVA T. 2017; KOVÁCS Z. et al. 2017).



5. kép. A Tóbérci-kőfejtő (Szavaskő).

A kőfejtő 2 km-es környékén zömében ÉÉK–DDNy-i és ÉK–DNy-i csapású vetőket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában mért adatok alapján a sztereogram és a rózsadiagram felhasználásával három vetőrajt különítettem el. Az első kettő egymással szimmetrikus, ebből kifolyólag csapásirányuk azonos, K–Ny-i. A harmadik vetőraj ÉNy–DK-i irányú, de $\sim 40^\circ$ -os irányszög változékonysággal bír.

A völgyek iránygyakoriság alapján zömében KÉK–NyDNy-i irányba futnak, jelentős mellékirányként jelenik meg még az É–D-i és az ÉÉK–DDNy-i irány is, utóbbi a hosszirány gyakoriság modális értéke. A lineamensek futásának leggyakoribb iránya mindkét esetben ÉNy–DK-i.

A völgyek iránygyakoriságának értéke nagyjából megegyezik a terepen mért K–Ny-i csapású vetőraj irányával, míg a völgyek hosszirány gyakoriságának a modális értéke a térképezett ÉK–DNy-i csapású szerkezeti elemekkel hozható összefüggésbe. A lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságának modális értéke jól követi a mért ÉNy–DK-i csapású vetőraj irányát. A

lineamensek hosszirány gyakoriságánál megjelenő ÉK–DNy-i mellékirány pedig jól igazodik a térképezett szerkezeti elemek irányához.

20. Almár-patak völgye – miocén piroklasztitok - (EOV X: 292050,87 Y: 746331,38)

Az Almár-patak völgye a jura korú képződmények mellett miocén (szarmata) korú áthalmazott bélyegeket mutató riolittufát (Harsányi Riolittufa Formáció) is feltár (LESS GY. et al. 2005). GÁL PÉTERrel közös földtani térképezési munkánk (GÁL P. et al. 2018, 2019a, 2019b, 2020) során a miocén piroklasztitokban észlelhető szerkezeti elemeket, illetve rétegdőlést mértem. A feltárás 2 km-es környékén ÉK–DNy-i és ÉNy–DK-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016), völgyben található kisebb feltárásokban én is hasonló csapású szerkezeti elemeket észleltem.

A völgyek irány- és hosszirány gyakoriság alapján is nagyrészt ÉNy–DK-i futásúak. A lineamensek iránygyakoriság alapján NyÉNy–KDK-i futásúak, illetve még elkülöníthetünk egy második, É–D-i mellékirányt is. Hosszirány gyakoriság alapján a lineamensek modális értéke NyÉNy–KDK-i irányú.

A völgyek irány- és hosszirány gyakoriságának modális értékei jól követik a mért és térképezett ÉK–DNy-i csapású szerkezeti elemeket. A lineamensek iránygyakorisága inkább a térképezett szerkezeti elemek csapásirányával hozható kapcsolatba. Hosszirány gyakoriság alapján, a jelentős szórás miatt csak sejthető a kapcsolat, azonban nem egyértelmű.

21. Berva-bánya - (EOV X: 292462,00 Y: 748402,00)

Egertől ÉK-re, a Berva-bércen található kőfejtő biogén, zátony és ciklikus lagúna környezetben képződött középső-triász (karni-ladin) korú mészkövet (Bervai Mészkő Formáció) tár fel (LESS GY. et al. 2005). PETRIK A. (2016) a Berva blokkban számos K–Ny-i csapásirányú normálvetőt észlelt. KATONA G. (2017) K–Ny-i, ÉK–DNy-i és néhány ÉNy–DK-i csapásirányú oldaleltolódást és normálvetőt észlelt. A bánya 2 km-es környékén ÉK–DNy-i és É–D-i irányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában sajnos nem volt lehetőségem észlelni, azonban a bánya bejáratának közelében számos feltárás található. Ezen feltárásokban zömében K–Ny-i és néhány ÉK–DNy-i csapásirányú szerkezeti elemet észleltem. Az előbbiek csoportja ~50°-os irányszög változékonysággal rendelkezik.

A feltárás környékén a völgyek iránygyakoriság alapján nem mutatnak irányítottságot. Hosszirány gyakoriság alapján nagy részük ÉÉNy–DDK-i irányba fut. A lineamensek irányai jelentős szögváltozékonysággal rendelkeznek. Összességében elmondható, hogy a

lineamenseknél mind a két statisztikai esetben nagyrészt É–D-ies és ÉÉK–DDNy-ias irányok dominálnak.

A völgyek iránya és a szerkezeti elemek csapásiránya között nem mutatható ki kapcsolat. A lineamensek É–D-ies és ÉÉK–DDNy-ias iránya a térképezett szerkezeti elemekkel állhat kapcsolatban.

22. Andornaktálya – pincesor - (EOV X: 279127,00 Y: 752557,00)

Andornaktályán, az Eger-pataktól K-re fekvő völgyközi háton miocén (kárpáti) korú horzsaköves, freatomagmás riolittufájába (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) (LESS GY. et al. 2005) számos borospince(sor) mélyül. A méréseimet a Szállás-völgytől É-ra található pincesoron végeztem. PETRIK A. (2016) a közeli riolittufában nagyrészt ÉNy–DK-i irányú szerkezeti elemeket (karc nélküli vetőket, jobbos eltolódásokat) észlelt. A pincesor 2 km-es körzetében ÉK–DNy-i csapásirányú szerkezetet térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016). A pincesoron zömében É–D-i csapásirányú kőzettréseket észleltem. A kőzetrésraj közel $\sim 60^\circ$ -os irányszög ingadozása.

Iránygyakoriság alapján a völgyek irányítatlanok. Hosszirány gyakoriság alapján zömében K–Ny-i irányba futnak, de hangsúlyosan megjelenik az ÉÉNy–DDK-i irány is. A lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságánál az ÉNy–DK-i irány a domináns, illetve megjelenik egy ÉÉNy–DDK-i és egy K–Ny-i mellékirány is.

A völgyek iránya nem mutat egyezést sem a vetők, sem a mért szerkezeti elemek irányával, azonban a lineamensek esetében megjelenő ÉÉNy–DDK-i mellékirány kapcsolatba állhat a terepen mért kőzettrések csapásirányával.

23. Egerbakta – tufakőfejtő - (EOV X: 742087,00 Y: 289084,00)

Az Egerbaktától ÉNy-ra, a Felső-Mezőnél található felhagyott kőfejtő miocén (bádeni) horzsaköves blokktartalmú lapillitufát, tufát (dácit-riodácit) és összesült ignimbritet tár fel (a Felnémeti Riolittufa Formáció a teljes geokémiai vizsgálatok alapján az új besorolás szerint a Demjéni Ignimbrit Egységbe tartozik). A bányában kalcitos-mangánoxidos gömbkonkréciókat találtunk (GÁL P. et al. 2018), ezek vizsgálata még jelenleg is zajlik. PETRIK A. (2016) Egerbakta egyik tufabányájában É–D-i irányú normálvetőket, később ezeken kialakult jobbos eltolódásokat és kőzettréseket észlelt. A bánya 2 km-es környékén NyÉNy–KDK-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek eddig (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A bányában mért szerkezeti elemek esetében egy ÉÉNy–DDK-i, egy NyÉNy–KDK-i és egy ÉK–DNy-i csapásirányt lehet elkülöníteni.

A völgyek iránygyakoriság alapján nagyrészt ÉÉNy–DDK-ies irányúak, míg hosszirány gyakoriság alapján NyDNy–KÉK-i futásúak. A lineamensek mindkét esetben K–Ny-i irányt mutatnak.

A völgyek iránygyakoriságának legjellemzőbb értéke jól követi a terepen mért ÉÉK–DDNy-i közetrések csapásirányát. A völgyek hosszirány gyakorisága, valamint a lineamensek irány- és hosszirány gyakorisága nem köthető a szerkezeti elemek csapásirányához.

24. Egerszalók – kaptárkövek és környékük- (EOV X: 281213,00 Y: 745735,00)

Egerszalókon, a Laskó-patak K-i oldalán elhelyezkedő völgyközi háton található kaptárkövek miocén (kárpáti) korú riolittufát, horzsaköves blokktartalmú lapillitufát, tufát – nem összesült ingimbritet tárnak fel (LUKÁCS R. et al. 2017). PETRIK A. (2016) Egerszalók környékén zömében ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i csapásirányú közetréseket és vetőket észlelt. A kaptárkövek 2 km-es sugarú környékén nagyrészt ÉK–DNy-i csapásirányú töréses szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A rózsadiagram és a sztereogram alapján két jelentős csapásirányt, a KÉK–NyDNy-it és az ~ÉÉNy–DDK-iest lehetett elkülöníteni a mért szerkezeti adatokból.

A völgyek iránygyakoriság alapján ÉÉNy–DDK-i futásúak, hosszirány gyakoriság alapján a domináns irány NyÉNy–KDK, azonban megjelenik még két jelentősebb mellékirány is (ÉÉK–DDNy, ÉK–DNy). A lineamensek mind a két esetben ÉNy–DK-i futásirányúak.

A völgyek iránygyakoriságának legjellemzőbb iránya, míg hosszirány gyakoriságának ÉÉNy–DDK-i mellékiránya jól követi a hasonló irányú közetrések csapásirányát. A lineamensek iránya a térképezett vetők ÉNy–DK-i, második leggyakoribb irányával állhat kapcsolatban, azonban ez az irány a hosszirány gyakorisági diagramon már meg sem jelenik, így a kontaktus erősen megkérdőjelezhető.

25. Demjén – Nagyeresztvényi kőfejtő - (EOV X: 277365,00 Y: 747076,00)

Demjén ÉK-i részén, a termálfürdőtől DK-i irányba található Nagyeresztvényi kőfejtő földtani értelemben a terület egyik legjobban feltárt része. A bánya miocén (bádeni) korú dácit-riodácit kőzeteket: horzsaköves blokktartalmú lapillitufát, tufát, gyengén összesült ignimbritet tár fel (Demjéni Ignimbrit Egység) (LUKÁCS R. et al. 2017, 2018). PETRIK A. (2016) a kőfejtőben összetartozó É–D-i jobbos és K–Ny-i csapásirányú balos eltolódást észlelt. A jobbos eltolódások csapásiránya ÉNy–DK és ÉK–DNy között változik. A feltárás 2 km-es környékén ÉK–DNy-i és ÉÉK–DDNy-i csapásirányú szerkezeti elemeket térképeztek (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

Jómagam a bányában, PETRIK A.-val (2016) nagyjából összhangban NyÉNy–KDK-i, ÉNy–DK-i és É–D-i csapásirányú szerkezeti elemeket mértem.

A völgyek irány- és hosszirány gyakoriság alapján is É–D felé futnak. A lineamensek zömében ÉNy–DK-i irányúak.

A völgyek modális iránya a mért szerkezeti elemek É–D-i csapásirányú vetőrajával állhat kapcsolatban. A lineamensek modális iránya a terepen mért ÉNy–DK-i csapásirányú szerkezeti elemekkel mutat jelentősebb kapcsolatot.

9.5.2. Lokális iránystatisztikai vizsgálatok eredményei

A vizsgálat során 25 mérési pont 2 km-es sugarú körében vetettem össze a mért és térképezett szerkezeti elemek csapásirányát a völgyek és lineamensek futásirányával. Ha a völgyek és lineamensek esetében csak a domináns irányokat vesszük figyelembe, akkor a következő következtetéseket lehet levonni.

A mért szerkezeti elemek csapásiránya és a völgyek iránygyakorisága között az esetek 34%-ában a völgyek hosszirány gyakorisága esetében 44%-ban azonosítható egyezés. A térképezett szerkezeti elemek csapásiránya és a völgyek iránygyakorisága között, hasonlóan az előzőkhez, az esetek 40%-ában figyelhető meg összefüggés, a hosszirány gyakoriságnál 44%-ban (47. ábra).

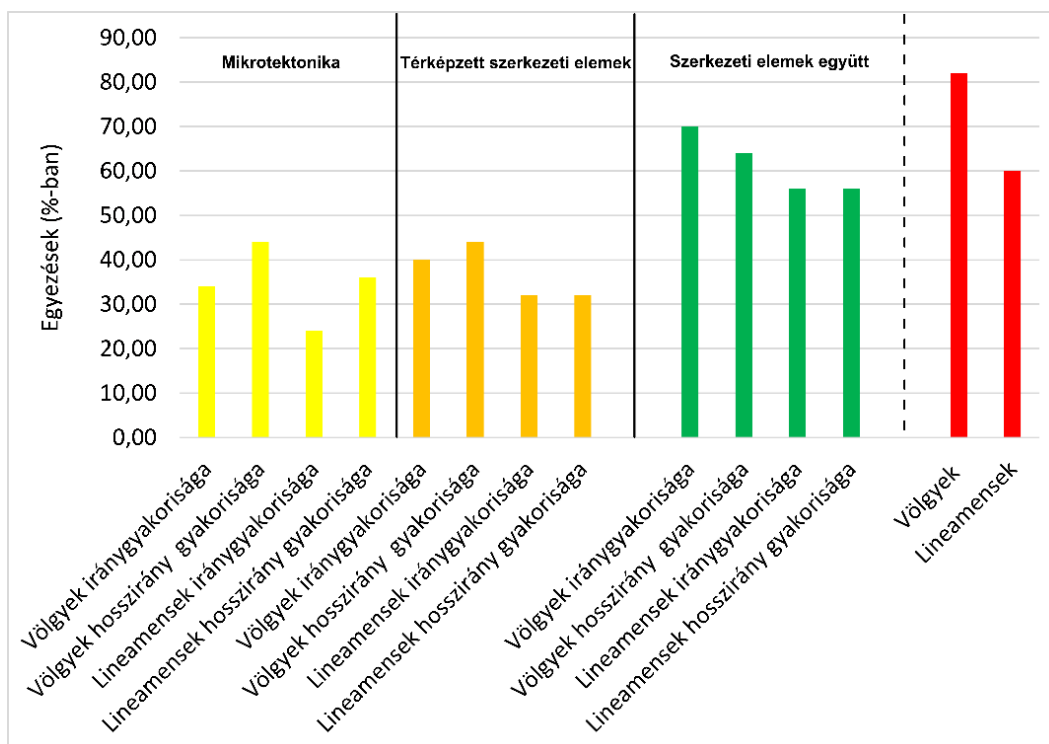
A mért szerkezetek csapása és a lineamensek iránygyakorisága között az esetek 24%-ában, a hosszirány gyakoriságánál 36%-ában észlelhető kapcsolat. A térképezett szerkezeti elemek esetében ez az arány valamivel jobb, a lineamentumok irány- és hosszirány gyakoriságánál is az esetek 32%-ában figyelhető meg összefüggés a szerkezeti elemek csapásirányával (47. ábra).

Összességében elmondható, hogy a völgyek iránygyakoriságánál az esetek 70%-ában, hosszirány gyakoriságánál 64%-ában, a lineamensek irány- és hosszirány gyakoriságánál az esetek 56%-ában találtam összefüggést a szerkezeti elemek csapásirányával (47. ábra).

Ha az irány- és hossziránygyakoriságot egynek tekintjük, akkor a völgyek domináns iránya az esetek 82%-ában, míg a lineamensek domináns futásiránya az esetek 60%-ában köthető valamelyik (mért, térképezett) szerkezeti elem csapásirányához (47. ábra). SZALAI K. (2004) a Bükk északi előterében végzett hasonló jellegű vizsgálata során a völgyek 80%-a esetében igazolta a szerkezeti preformáltságot.

A Hór-patak mentén kettéválasztott Nyugati- és Keleti-Bükkalja között azonban jelentős különbség figyelhető meg. A terepen észlelt szerkezeti elemek csapásiránya és a völgyek iránygyakorisága között a Nyugati-Bükkalján nagyobb arányú az egyezés (38,46%), mint a Keleti-Bükkalja területén (29,17%), a völgyek hosszirány gyakoriságát tekintve azonban a Keleti-Bükkalján volt erősebb kapcsolat (58,33%), a Nyugati-Bükkalján 27,56 százalékponttal kisebb arányú az egyezés (30,77%). A térképezett szerkezeti elemek csapása és a völgyek iránya között

a két területen nem volt jelentősebb különbség (48. ábra), azonban megemlíthető, hogy a völgyek iránygyakoriságánál a Keleti-Bükkalja, míg hosszirány gyakoriságánál a Nyugati-Bükkalja kötődött jobban a térképezett szerkezeti elemekhez.

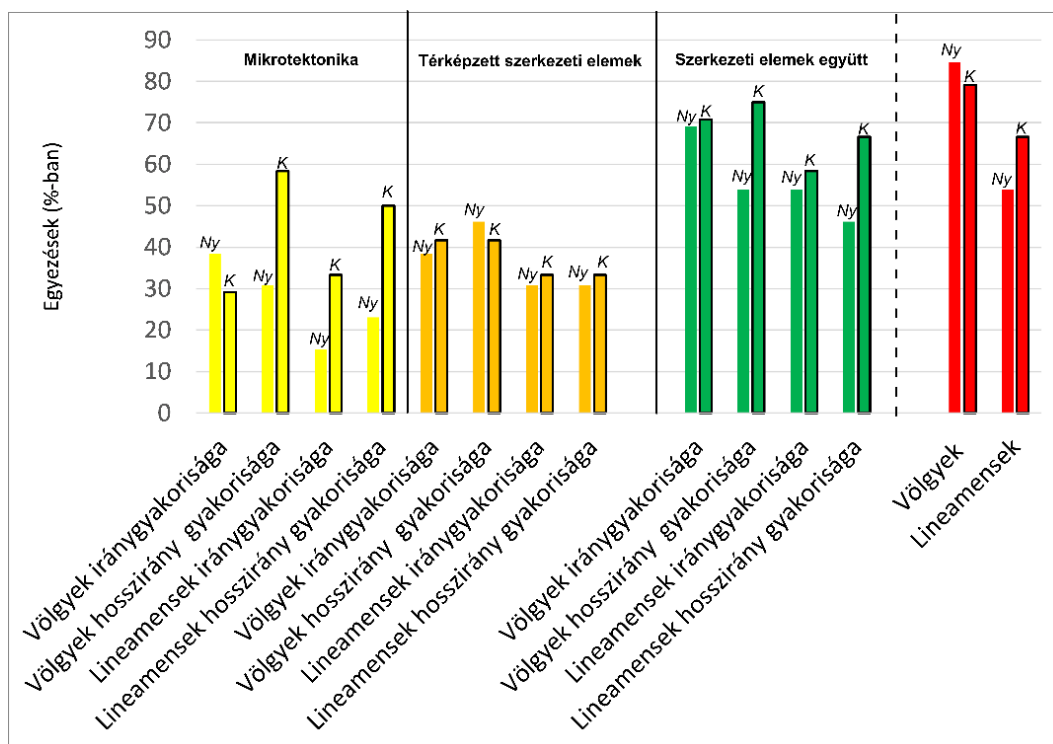


47. ábra. Iránystatisztikai vizsgálatok eredményei.

A mért szerkezetek csapásiránya és a lineamentek irány- és hosszirány gyakorisága között a Keleti-Bükkalja területén nagyobb arányú egyezés figyelhető meg (33,33% – 50%), mint a Nyugati-Bükkalján (15,38% – 23,07%). A térképezett szerkezeti elemek csapása és a lineamentek irány- és hosszirány gyakorisága közötti kapcsolat szintén nagyobb a Keleti-Bükkalján (33,33% – 33,33%), mint a Nyugati-Bükkalján (30,77% – 30,77%), de hasonlóan a völgyhálózathoz a két terület közötti különbség elhanyagolható (48. ábra).

Ha a mért és a térképezett szerkezeti elemekkel való egyezést egyben kezeljük akkor a Keleti-Bükkalja területén mind a völgy, mind a lineament hálózat jobban kötődik a szerkezeti elemek csapásirányához, jelentős eltérés azonban csak a hosszirány gyakoriságok esetében figyelhető meg.

Ha a két gyakorisági értéket összevonnuk és ahol valamelyik gyakorisági érték egyezik a szerkezeti elemek csapásirányával azt már egyezésnek fogadjuk el, akkor a völgyek a Nyugati-Bükkalján, míg a lineamentek a Keleti-Bükkalja területén kötődnek jobban a szerkezeti elemek csapásirányához, előbbi esetében a különbség igen csekély (48. ábra).



48. ábra. Az iránystatisztikai vizsgálatok eredményei a Nyugati- és a Keleti-Bükkalján.

Külön megvizsgáltam az újidei (19 feltárás) és középidői (6 feltárás) kőzetekben mért és azok környékén térképezett szerkezeti elemek kapcsolatát a völgyekkel és lineamensekkel.

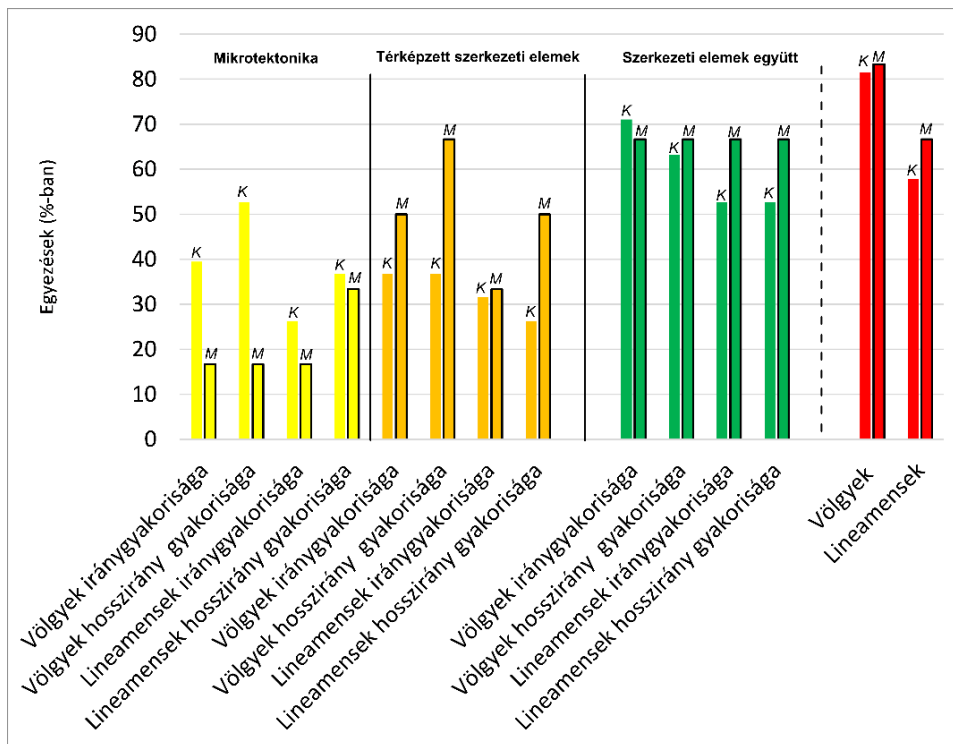
SZALAI K. (2004) az Upponyi-hegységben és a Bükkháton végzett vizsgálatai alapján arra az eredményre jutott, hogy az alaphegységen (középidői vagy annál idősebb kőzeteken) futó völgyek jelentőse része tektonikusan preformált. Míg a környező oligocén-miocén kőzetű felszíneken kialakult völgyek szerkezeti preformáltsága kisebb mértékben ugyan, de szintén kimutatható.

A Bükkalján a kainozoós kőzetekben mért szerkezeti elemek csapásirányai nagyobb arányú egyezést mutatnak a völgyek irány- és hosszirány gyakoriságával, mint a mezozoós kőzetekben mért szerkezeti elemek. Ha a térképezett vetőket vesszük figyelembe ez megfordul. A mezozoós feltárások környékén a völgyek futásiránya jobban igazodik a térképezett szerkezeti elemek csapásához, mint az újidei kőzetek környékén.

A lineamensek esetében is megfigyelhető a völgyeknél tapasztalt ellentét, azonban a mért szerkezeti elemeknél a lineamensek hosszirány gyakorisága, míg a térképezett szerkezeti elemek esetében a lineamensek iránygyakorisága között csekély különbség mutatkozik a különböző korú kőzetek esetében.

Ha a mért és a térképezett szerkezeti elemeket közösen vizsgáljuk, akkor az újidei és a középidői kőzetekben mért és a környékükön térképezett szerkezeti elemek csapásiránya a völgyek irányához közel azonos nagyságrendben igazodik (49. ábra).

A lineamensek esetében azonban jelentős különbség tapasztalható. A mezozoós kőzeteken mért és térképezett szerkezeti elemek csapásirányai jobban igazodnak a lineamensek futásirányaihoz. Ez a jelenség akkor is megfigyelhető, ha az irány- és hosszirány gyakoriság egyezését egynek tekintjük (49. ábra).



49. ábra. Az iránystatisztikai vizsgálatok eredményei a kőzetek kora szerint (K: újidei, M: középidői kőzetek).

Iránystatisztikai vizsgálataim alapján megállapítható, hogy a Bükk délnyugati előterének szerkezetfejlődése alapvetően befolyásolta a felszínfejlődést és a völgyhálózat kialakulását, azonban a Nyugati- és a Keleti-Bükkalja között alapvető eltérések tapasztalhatók.

9.6. A domborzatban megjelenő lineáris elemek vizsgálatának eredményei

A Bükkalja ÉÉNy–DDK-i leggyakoribb völgy- és lineamens iránya a területen futó ÉNy–DK-i irányú haránttörésekkel, valamint az általános lejtésiránnyal hozható kapcsolatba. A néhány fokos eltérést pusztán a kőzetminőségbeli változásokra lehet visszavezetni, ami megerősíti az előzőek során már sávszelvényezés, szeizmikus szelvények, valamint a fúrási adatok segítségével alátámasztott feltevésemet, hogy a fővölgyek szerkezetileg preformáltak.

Rendűség alapján az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt elsőrendű völgyek már kapcsolatba hozhatók a szerkezeti elemek irányával, míg a 0,2 km²-es forrásterülettel számolt völgyek esetében csak a másodrendűektől beszélhetünk kapcsolatból. A lokális vizsgálatok azt mutatják, hogy a völgyhálózaton kívül a lineamens hálózat is viszonylag jól igazodik a mért vagy

térképezett szerkezeti elemek csapásirányához. Fontos azonban megjegyezni, hogy jelentős eltérések tapasztalhatók a Keleti- és a Nyugati-Bükkalja között.

A mérések eredményei jól igazodnak SZALAI K. (2004) a Bükk északi előterében végzett iránystatisztikai vizsgálataihoz.

A rendűséget vizsgálva az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózat minden rendűség esetében az ÉÉNy–DDK-i irány a meghatározó. Mivel ezen forrásterülettel számolt völgyek döntően már vízfolyással rendelkeznek, ezért ebből arra következtetnek, hogy a Bükkalja vízhalózata párhuzamos rajzolatú. A kisebb, 0,2 km²-es kritikus forrásterülettel számolt szakaszok, vagyis a tényleges völgyhálózat a rendűség iránystatisztikai vizsgálata alapján pedig ágas rajzolat típusú. Utóbbi rajzolat típus döntően a riolittufa sávban jellemző, az attól D-re fekvő területek völgyhálózata már párhuzamos (VÁGÓ J. 2012).

10. A Bükkalján futó földtani szerkezeti elemek neotektonikai aktivitásának geomorfológiai alapú vizsgálata

A Tárkányi-patak teraszrendszerének részaránytalansága, az egyes vízfolyásoknál tapasztalt kaptúrák, a negyedidőszaki üledékekben észlelt elvetések, valamint a területen kipattant földrengések alátámasztják azt a feltételezést, hogy a Bükkalját negyedidőszaki szerkezeti mozgások is formálják. Mivel a szeizmikus szelvények reflexiói sok esetben nem állnak be a felszínközeli üledékekben, így a fiatal tektonikus mozgásokat csak a rendelkezésünkre álló földrengés adatok segítségével és a nemzetközi, valamint hazai szakirodalomban is alkalmazott felszínalaktani vizsgálati módszerek segítségével tudjuk nyomon követni.

Az elkövetkezők során a vízfolyások kanyargósságának és esésének elemzésével kísérletet teszünk a területet ÉK–DNy-i irányba keresztülvágó fő vetők szerkezeti aktivitásának feltárására.

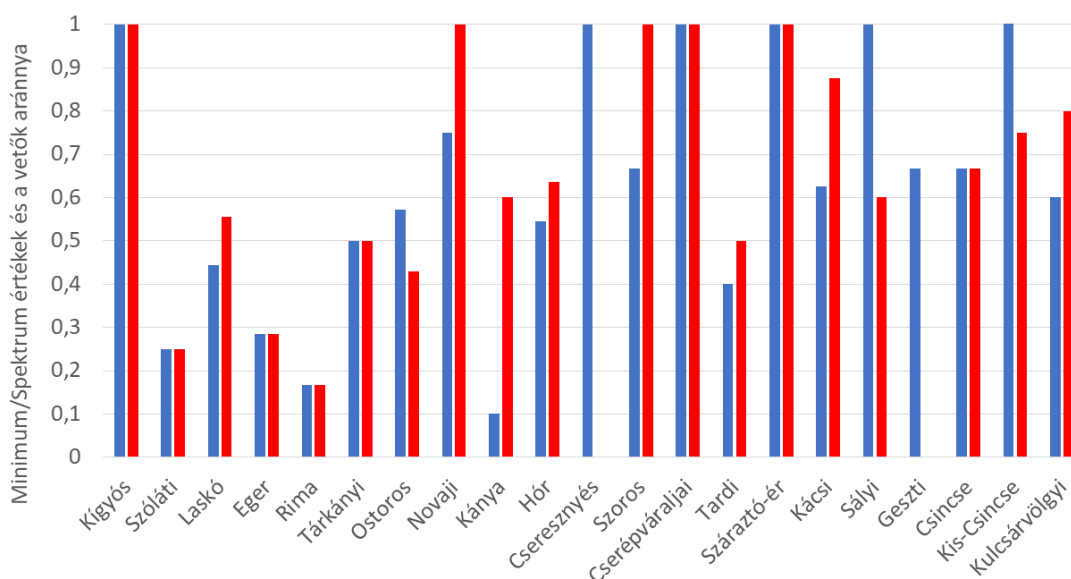
10.1 A bükkaljai vízfolyások kanyarulat-fejlettségének és a fővölgyek esésindexének (SL) vizsgálati eredményei

A Bükkalja 21 vízfolyásának kanyarulat-fejlettségét számítottam ki és vetettem össze az azokban bekövetkező jelentősebb változásokat (*módszert és annak továbbfejlesztését lásd: 5.3.8. fejezet*) a rendelkezésemre álló szerkezetföldtani térképekkel (LESS GY. et al. 2005; PETRIK A. 2016).

A teljes területre vonatkoztatva az 5.3.8. fejezetben tárgyalt módszerrel meghatározott jelentősebb kanyarulat-változások helyeinek 69%-a esik valamely vető környékére.

Vízfolyásonként azonban nagy eltérések mutatkoznak. A Kánya-patakot nyolc vető szeli át, de csak kettőnél sikerült kapcsolatot kimutatni a kanyarulat-fejlettséggel. Hat vízfolyás (Kígyós-, Cseresznyés-, Cserépváraljai-, Sályi-, Kis-Csincse-patak) esetében minden vetőhöz köthető jelentős kanyarulat-változás, nyolc pataknál (Ostoros-, Novaji-, Hór-, Szoros-, Kácsi-, Geszti-, Csincse-, Kulcsár-völgyi-patak) pedig a vetők több mint 50%-ához 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 (lásd: 50. ábra), azonban ez a spektrumok vizuális alapú kiértékeléséből is fakadhat.

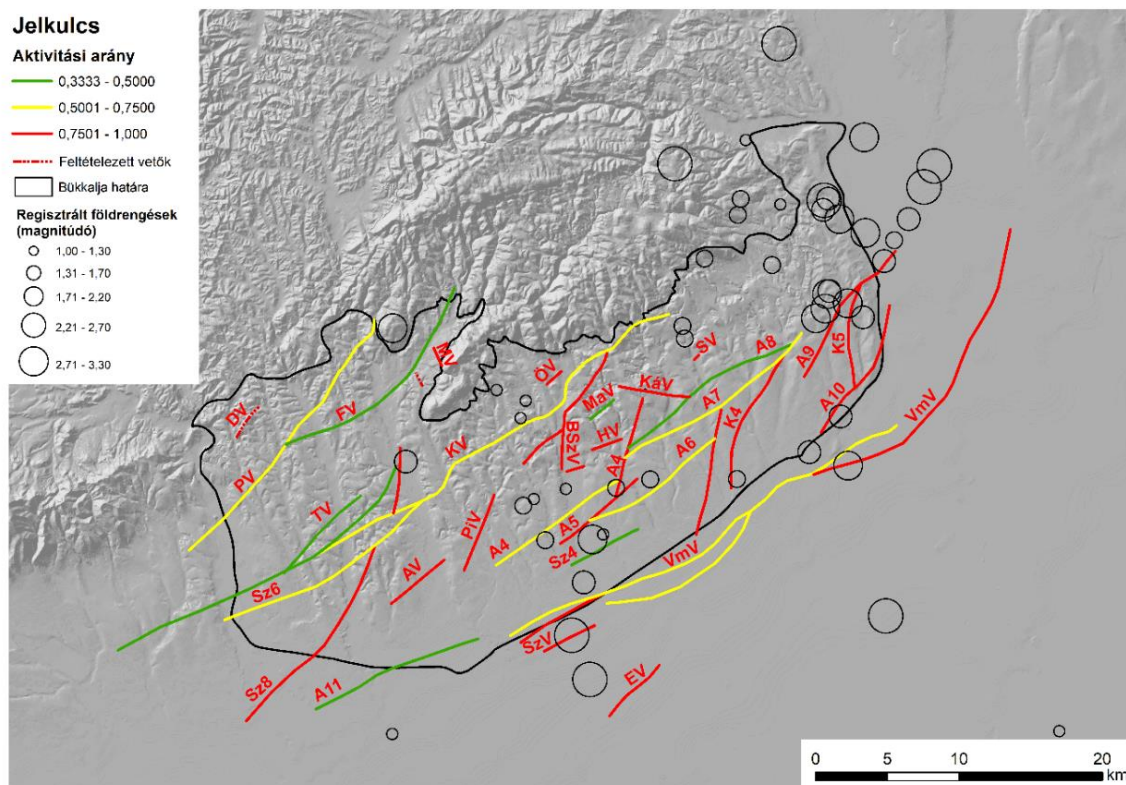


50. ábra. Minimumértékek (kék), kanyarulat-fejlettség spektrum értékei (piros) és hozzájuk köthető vetők aránya vízfolyásonként.

39 vető/vetőszakasz esetében észleltem kanyarulat változást. A legtöbbet a Vatta–maklári-vető (VmV) mentén, de ezen kívül kiemelkedő még észak felé haladva a PETRIK A. (2016) által kimutatott A4-es, A5-ös, A6-ös jelzésű vető, a Kőköető-vető (KV) és a Pirittyó-vető (PV). Ezen vetők esetében legalább 3 vízfolyásnál sikerült változást érzékelni.

Ha a vetőmenti kanyarulat-fejlettségbeli változások számát viszonyítjuk a vető által átszelt vízfolyások számához (ezt nevezem aktivitási aránynak), akkor hasonló eredményt kapunk. A Kőköető-vetőből észak felé leágazó vető, az Egerfarmosi- (EV), a Szihalmi- (SzV), a Vatta–maklári-vető (VmV) és azok ágai, valamint az Sz4-es, A5-ös, A4-es, A6-os, A9-es, A10-es és K5-ös jelzésű vetők aktivitását a közelükben kipattant földrengések is igazolják (51. ábra). Kiemelkedő az A9-es, A10-es és a K5-ös jelzésű vetők környéke, 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).

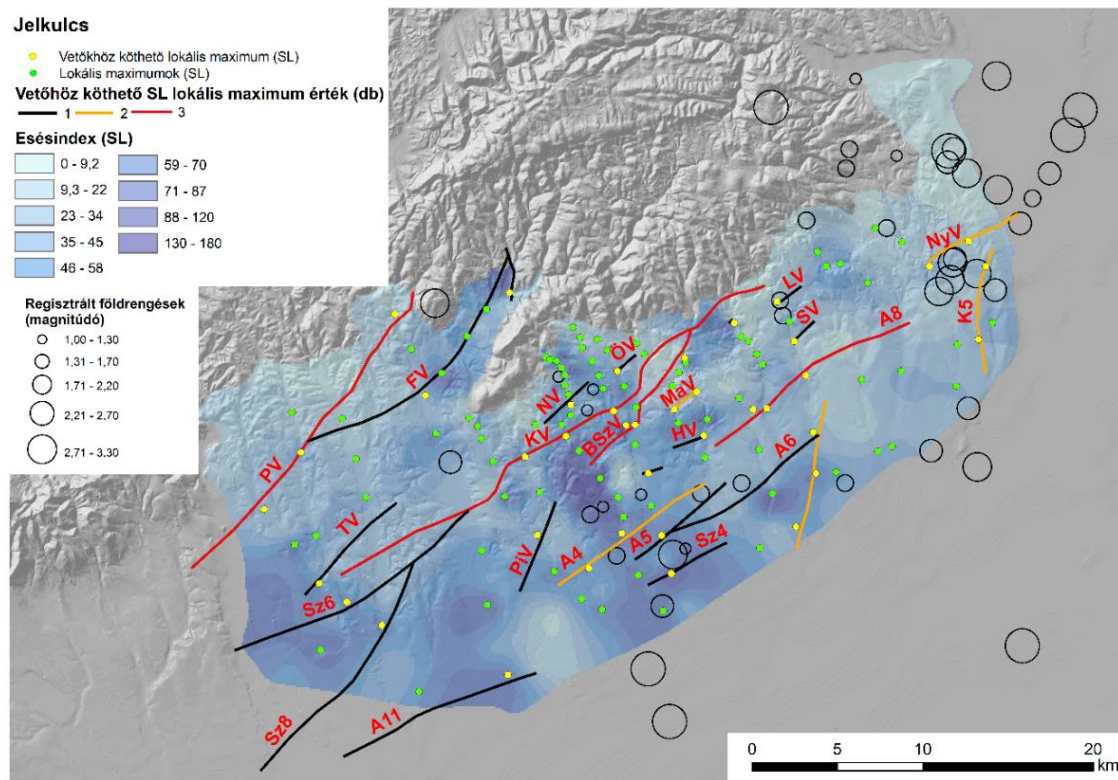


51. ábra. A kanyarulat-fejlettség alapján aktívnak értékelhető vetők és azok aktivitási aránya, valamint a területen mért földrengések magnitúdója (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)

(DV: Dongó-v., PV: Pirittyó-v., FV: Felnémeti-v., MV: Mészölygyi-v., TV: Tárkányi-v., KV: Kőköthő-v., AV: Andornaktályai-v., PiV: Pipis-v., BSzV: Bogács-szomolyai-v., MaV: Mangó-v., HV: Hosszújáró-v., KáV: Kács-v., SV: Sáhyi-v., SzV: Szibalmi-v., EV: Egerfarmosi-v., VmV: Vatta-maklári-v.).

A Bükkalja völgyeink esésviszonyait vizsgálva 123 db lokális maximum értéket válogattam le, ezek közül 40-et, vagyis a maximum értékek 32,52%-át sikerült szerkezeti elemhez kötni. Ezek a lokális maximumok 26 vetőhöz/vetőszakaszhoz kötődtek. 33 olyan vetőkhöz kötődött, amelyet kanyarulat-fejlettségbeli vizsgálatok alapján aktívnak feltételezek, 6 érték pedig 5 olyan vetőhöz volt kapcsolható, amelyek a kanyarulat-fejlettség alapján nem bizonyultak szerkezeti aktívnak. Ezen 5 vetőből 4 esetben a közelükben kipattant földmozgásokból a szerkezeti elemek aktivitására lehet következtetni (52. ábra).

A Pirittyó- (PV), a Kőköthő- (KV), a Bogács-szomolyai- (BSzV) és az A8-as jelű vető esetében 3 db lokális maximum érték is köthető volt vetőhöz. Az A9-es vetőtől északra jelölt Nyéki- (NyV) és Órhegy-vető (ÖV) esetében 2 maximum érték, a többi esetben, pedig 1 volt köthető szerkezeti elemhez (52. ábra).



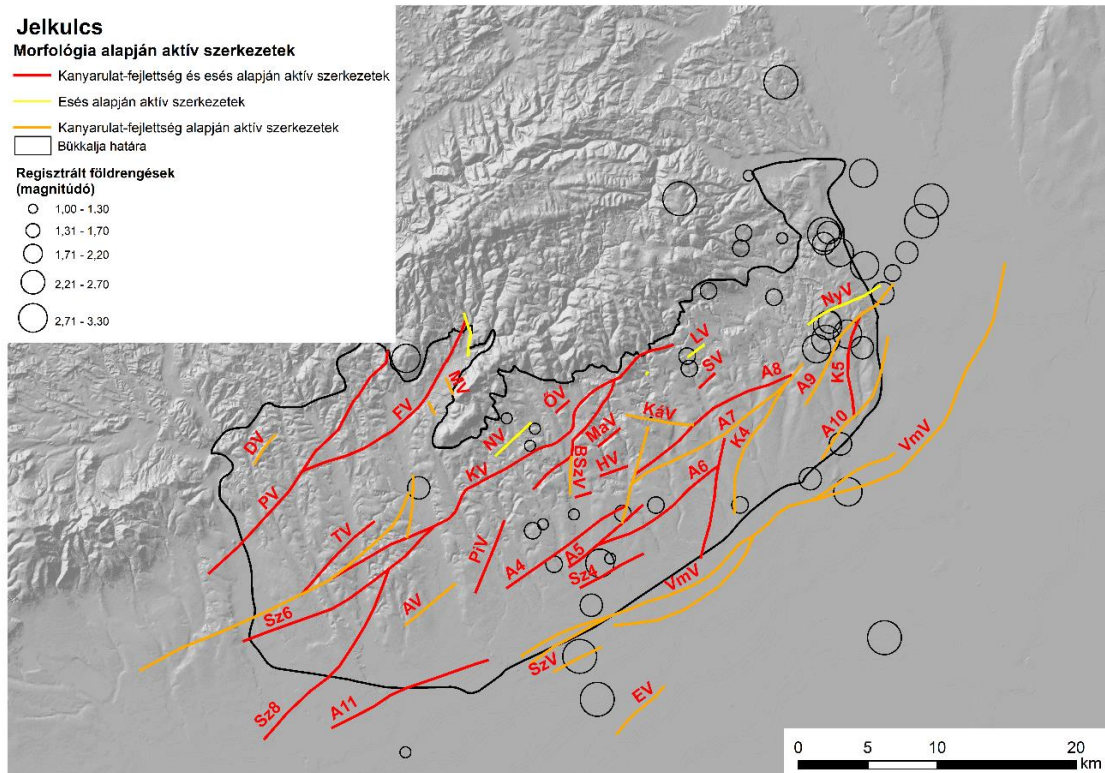
52. ábra. A Bükkalja esésindex térképe (VÁGÓ J. [2012] alapján), a SL lokális maximum értékeivel és az azok alapján aktívnak feltételezett vetőkkel, valamint a területen mért földrengések magnitúdója (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)

(PV: Pirittyó-v., FV: Felnémeti-v., TV: Tárkányi-v., KV: Kökötő-v., PiV: Pipis-v., NV: Noszvaji-v., ŐV: Őrbegy-v., BSzV: Bogács-szomolyai-v., MaV: Mangó-v., HV: Hosszújárom-v., LV: Latorúti-v., SV: Sályi-v., NyV: Nyéki-v.).

10.2. Szerkezeti elemek aktivitásának értékelése az elvégzett vizsgálatok és a szakirodalom alapján

10.2.1. Aktívnak feltételezett szerkezeti elemek

Az K5-ös, az Sz4-es, az A5-ös és az A4-es vető aktivitását a kanyarulat-fejlettség és esés vizsgálatok mellett az észlelt földrengések is alátámasztják. Az esés alapján feltételezett Nyéki- (NyV), Lator-úti- (LV), Noszvaji-vető (NV) és a kanyarulat-fejlettség alapján valószínűsített A10-es, A9-es, Szihalmi- (SzV), Egerfarmosi- (EV) vetők szerkezeti aktivitását a környékükön kipattant földmozgások szintén igazolják (53. ábra). A Szihalom környékén futó szerkezeti elemek aktivitását a Rima (az Eger-patak nagyobb vízmennyiségét tovább szállító ága) szihalmi magaspartjának rétegsora igazolhatja, melyből szekvenciális szerkezeti mozgásokra következtettem (PECSMÁNY P. 2017).



53. ábra. Morfológia alapján aktívnak feltételezett szerkezeti elemek, valamint a területen mért földrengések magnitúdója (TÓTH L. et al. 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011; GRÁCZER Z. et al. 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)
 (DV: Dongó-v., PV: Pirittyó-v., FV: Felnémeti-v., MV: Mészvölgyi-v., TV: Tárkányi-v., KV: Kökötő-v., AV: Andornaktályai-v., PiV: Pipis-v., NV: Noszvaji-v., ÖV: Órhegyi-v., BSzV: Bogács-szomolyai-v., MaV: Mangó-v., HV: Hosszújáró-v., KáV: Kácsi-v., LV: Latorúti-v., SV: Sályi-v., NyV: Nyéki-v., SzV: Szihalmi-v., EV: Egerfarmosi-v., VmV: Vatta-maklári-v.).

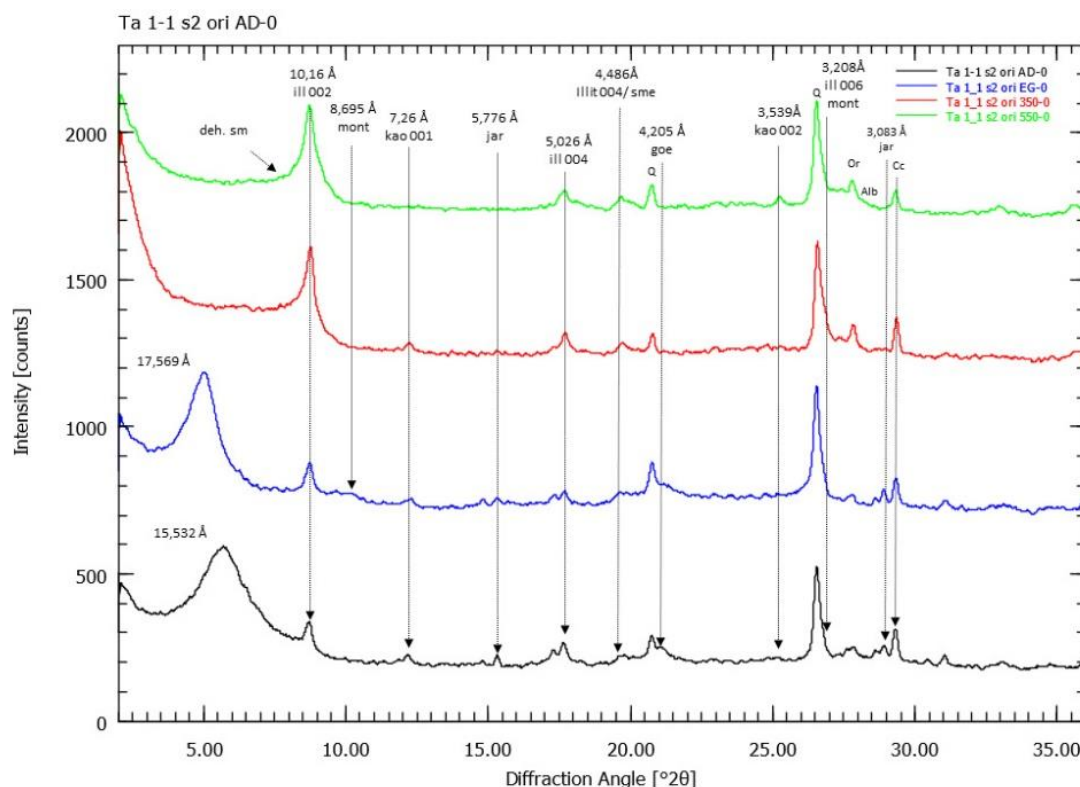
A szegmentált antitetikus A7-es, A8-as, A6-os és K4-es jelű vetők aktivitását PETRIK A. (2016) a késő-pannon – negyedidőszakra (D9-D11) helyezi. Ez az aktivitás az A8-as vető esetében kanyarulat-fejlettség alapján ugyan megkérdőjelezhető, azonban az esésviszonyokat megvizsgálva ötből három esetben volt köthető a vetőhöz lokális maximum érték. A vízfolyás-morfológiai vizsgálatok alapján az A7-es vető aktivitását a több mint három vízfolyás esetében kimutatott kanyarulat-fejlettségbeli változás igazolja (53. ábra). Az A6-os jelű vetőnél négy vízfolyásból kettő esetében sikerült kanyarulat-fejlettségbeli változást észlelni, valamint egy vízfolyás esésindex értéke nőtt meg. A szerkezeti elem aktivitását a közelben kipattant földrengés is alátámasztja. Az A7-es vetőből leágazó és az A6-os vetőhöz kapcsolódó szerkezeti elem három vízfolyást keresztez és mindháromnál kanyarulat-fejlettségbeli változást idéz elő, kettő esetében pedig az esésviszonyoknál lokális maximum érték volt köthető hozzá. Mindezek alapján ez az ág is aktívnak tekinthető. A K7-es vető a Geszti-patakot keresztezi, a Sályi-patakkal pedig annak alsó szakasza mentén párhuzamosan fut. A vető a Geszti-patak kanyargósságát megnöveli, a Sályi-patak K-i völgyközi hátán lejtőletörésként morfológiailag jelenik meg. Az

említett lejtőletörés mentén földrengést is észleltek, amely szintén alátámasztja a vető aktív mivoltát.

Az Eger-patakot átszelő Kőköető-vető (KV) és az abból észak felé leágazó vetők aktivitását a vízfolyás-morfológián kívül az 1903-as, 1925-ös egri földrengések (SCHRÉTER Z. 1926), valamint az Egerben feltörő meleg vizű források (SZABÓ T. 2011) is alátámaszthatják. A Kőköető-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-patakot csaknem 90°-os, míg a Kánya-patakot 90°-os irányváltásra készíti, ami a kanyarulat-fejlettség és az esésviszonyok megváltozásában is megjelenik. Mint már előzők során említettem a Kánya-patak Szomolya előtti kaptúráját (PINCZÉS Z. 1955; VÁGÓ J. 2011) valószínűleg a Kőköető-vető fennmaradt blokkja okozza. A Szoros-patak esetében a levetett blokkon jelentős változás tapasztalható a kanyarulat-fejlettségben és az esésben. A Kőköető-vető (KV) Kánya- és Szoros-patak közötti szakaszának aktivitására utalnak a vető környékén kipattant földrengések is. A Cseresznyés-patak esetében a Kőköető-vető (KV) okozta változás már megkérdőjelezhető, hiszen a kanyarulat-fejlettségi spektrumon lényeges változást csak a Hór-patakkal való egyesülés előtt észleltem, a vető környékén pedig a Cseresznyés-patak esésében nem volt tapasztalható változás. Minden bizonnyal a korábban már említett Hór-patak kaptúráját (PINCZÉS Z. 1955) a Kőköető-vető (KV) ÉNy-i irányú ismételt vetődése idézte elő. Valószínűleg az Sz8-as vető fennmaradt blokkja készíti a Kígyós-patak Aldebrő felé való derékszögű kanyarodását is, melyet már, mint korábban megjegyeztem, SZÉKELY A. (1958) is feltételezett. Ha elfogadjuk azt, hogy a Kígyós-patak völgylefejezését ez a vető idézte elő és a kaptúrát viszonylag fiatal (negyedidőszaki) képződményként vesszük számításba, akkor a kanyarulat-fejlettség és az esés vizsgálatával együtt az Sz8-as vető aktívnek tekinthető.

A Hosszújáró-vető (HV) a Cserépváraljai- és a Tardi-patakot keresztezi. Mindkét vízfolyásnál kanyarulat-fejlettségbeli változás történik a vető után, a Tardi-pataknál a vető környékén az esésviszonyok is megváltoznak. PETRIK A. (2016) a vető közelében található homokbányában pannon korú szerkezeteket észlelt, míg jómagam, mint már korábban említettem ~NyÉNy–KDK-i csapásirányú elvetést észleltem a Cserépváraljai- és Tardi-patak közös II. sz. párkánysíkjának üledékében (33. ábra). A közelben található Bűdös-kút (csevice) forrása is a vető meglétére és annak aktivitására utalhat. A Tardi-patak II. sz. párkánysíkjának anyagán röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatot végeztem KRISTÁLY FERENC segítségével. Az elemzés során a párkánysík anyagában 7,4% jarosit (3,083 Å) tartalmat sikerült kimutatni (54. ábra) (PECSMÁNY P. – KRISTÁLY F. 2018), amely a közeli forrás vizéből válhatott ki. A Bükkalja forrásai legkésőbb a pleisztocén würm szakaszában már a helyükre kerültek (MARTONNÉ ERDŐS K. 2002).

Mindezek alapján valószínűleg a Hosszújáró-vető (HV) a pannon-negyedidőszak (?) (D9-D11) során is aktív lehetett.



54. ábra. A Ta1-1 teraszüledék röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatának eredménye.

A Pirittyó-vető (PV) a Kígyós-, a Szóláti-, a Laskó és az Eger-patak völgyét szeli keresztül. Három völgy esetében (Kígyós, Szóláti- és Eger-patak) a meder esésének megnövekedését sikerült a vetőhöz kötni, illetve mind a négy vízfolyásnál tapasztalható kanyarulat-fejlettségbeli változás is, mely a vető előtt jelentkezik. Ennek oka, hogy a vetődés Ny-i, ÉNy-i irányába történt meg (PETRIK A. 2016). A Pirittyó-vető (PV) Eger-patakra gyakorolt hatása bizonytalan, bár az iránystatisztikai vizsgálatoknál Szarvaskőnél a mért és térképezett szerkezeti elemek és környezetében vizsgált völgyirányok között kapcsolat feltételezhető, valamint a vető környékén az esésviszonyokban is változás áll be, azonban az Eger-patak ezen a völgyszakaszon még az átöröklött (epigenetikus) szurdokvölgyében folyik és felső-szakasz (bevágódó) jelleget mutat, szabadon meanderezni nem tud, így csak az előbb említettek alapján vonhatunk le szerkezeti aktivitásra utaló következtetést. Az Eger-patak Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vető (FV) közötti szakaszán kilép a szurdokvölgyéből, ebben az esetben az esés növekedését és a kanyarulat-fejlettségbeli változást nem vető, hanem az alapkőzet változása is okozhatja.

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 a Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vető (FV) közötti szakaszánál szintén megváltozik a kanyarulat-

fejlettség. Nagy valószínűséggel ezt 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). Az Eger-patak völgye esetében az esésviszonyokra gyakorolt hatása volt tetten érhető a Felnémeti-vetőnek (FV). A Tárkányi-medencét kijelölő Felnémeti-vető (FV) neotektonikus aktivitásáról a Tárkányi-patak – már korábban említett – aszimmetrikus teraszrendszere is árulkodik (PECSMÁNY P. et al. 2020).

A Pirittyó- (PV) és a Felnémeti-vetőt (FV) PETRIK A. (2016) a poszt-pannon – negyedidőszakban(?) (D9-D11) is aktívnak értékelte. Az általam elvégzett esés és kanyarulat-fejlettség vizsgálatok eredményei alapján is az valószínűsítő, hogy a terület még jelenleg is szerkezetileg aktív.

Az Adornaktályai-vető (AV) Riedel-törésekkel kapcsolódik az A11-es vetőhöz. A vető (AV) mentén az Eger-patak kanyarulat-fejlettségében változás áll be. A vetővel közel azonos csapásirányba, az M25-ös gyorsforgalmú út építése során készült 253-as főút Mezőkövesd felé vezető új szakaszán egy néhány 10 m-en keresztül tanulmányozható feltárás létesült, mely pannon és pliocén/negyedidőszaki üledékeket tárt fel. A pannon és a pliocén/pleisztocén üledékek réteghatárából, valamint a pliocén/pleisztocén üledékekből közvetlenül a réteghatár környezetéből (felszíntől 3-4 m mélységben) mintát vettem, ezeken a mintákon röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatot végeztünk el (PECSMÁNY P – KRISTÁLY F. 2018). A réteghatáron tapasztalt megugró kalcit tartalom (4. táblázat), valamint a terepen észlelt hullámos „lángnyelv” (6. kép) szerkezet passzívált rétegmozgásra, neotektonikai folyamatokra utal. PETRIK A. (2016) az A11-es vetőt a pannonba (D8 fázis) még aktívnak feltételezi, ebből kiindulva a hozzá Riedel-törésekkel kapcsolódó Andornaktályai-vető (AV) legkésőbb a pannonban még aktív lehetett. Az elvégzett esés és kanyarulat-fejlettség vizsgálatok alapján úgy tűnik, a vető később, a negyedidőszakban is aktivitást mutat.

4. táblázat. Minták ásványösszetételének eloszlása (tömeg%-ban).

	Kvarc	Kalcit (Mg)	Muszkovit 2M1	Albit	Klorit IIb	Szmektit 15A	Ortoklász	Goethit	Amorf
E1	31,3	26,4	9,7	4,5	2	12,8	1,9	1,5	10
E2	22,9	52,3	5,9	3,4	1,8	7,5	1,3	-	5
E3	18,8	51,5	8,2	4,2	2,5	10,2	1,5	-	3



6. kép. Neotektonikus aktivitásra utaló rétegdeformáció a pannon – pliocén/pleisztocén rétegek határán, (Andornaktálya D-i határa, a Mezőkövesdre vezető 253-as főút új szakaszának építésekor feltárt rétegsor).

A Kőkörtő-vetőből (KV) Cserépfalu déli határában ágazik le a Bogács–szomolyai-vető (BSzV), mely a Cseresznyés- és a Hór-völgy egyesülése közelében két ágra bomlik. A Hór völgyében folytatódó ág É–D-i csapásirányú és Ny-i irányba veti el a rétegeket, míg a Szomolya felé folytatódó ága a Kőkörtő-vetővel (KV) csaknem párhuzamosan kezd futni és hasonlóan ahhoz, ÉNy-i irányba vet. A kanyarulat-fejlettségi spektrumot vizsgálva, csak a Szoros-patak esetében tapasztalhatunk változását a Bogács-szomolyai-vető (BSzV) Szomolya felé futó ága mentén, azonban a változás mértéke a teljes völgyre vonatkoztatva nem számottevő. Ha az esésindexet (SI) vizsgáljuk meg, akkor a Szoros- és a Hór-patak esetében tapasztalható lokális maximum érték, melyet a vetőhöz lehetett kötni. A HI-W szeizmikus szelvényen (41. ábra) a Hór- és a Tardi-patak közös völgyköziháta alatt húzódó egyik vető szintén Ny-i irányba vet – valószínűleg ez a Bogács-szomolyai-vető (BSzV) É–D-i irányú ágával egyezik meg. A szerkezeti elem kifutása szinte a felszínig követhető, mely alapján a neotektonizmus az említett mellékág esetében igazolt.

PETRIK A. (2016) szerint a Vatta–maklári-árok (Vmâ) fő szerkezetei (VmV) a pannon végén még minden bizonnyal aktívak lehettek. BERGERAT, F. et al. (1984), valamint CSONTOS L. (1988) bükkábrányi lignitbányában mért adatainak billenésesztje után a negyedidőszaki aktivitást sem veti el. A kanyarulat-fejlettség megváltozása, valamint a már korábban említett sávselvényeken tapasztalt kisebb „megtörések – lokális anomáliák” megléte is arra enged következtetni, hogy az aktivitás a negyedidőszakban is tovább folytatódott.

10.2.2. Morfometriai vizsgálatok alapján aktívnak feltételezett vetők

A már korábban a réteglépcsőknél említett Pipis-vető (PiV) PETRIK A. (2016) által térképezett szakasza az Ostoros- és a Novaji-patakot szeli át, mindkét vízfolyás esetében kanyarulat-fejlettségbeli változást idézve elő. Az Ostoros-pataknál az esésindex esetében lokális maximum értéket lehetett a vetőhöz kötni. PETRIK A. (2016) szerint ezek az északi peremvetők mint pl.: a Pispis-vető, a fiatalabb pannon üledékeket már nem vetik el, ezek alapján a pannonban (D9) még ferde normálvetőként működhettek, azonban a pannon végére (D10) már inaktívvá váltak. Fontos azonban megjegyezni, hogy PETRIK A. (2016) a vetőhöz közeli novaji homokbányában észlelt szerkezetek egy részének kialakulását a negyedidőszakra (D11) helyezte. Az elvégzett morfometriai vizsgálatok alapján a vető aktivitása nem zárható ki.

A Kőköthető-vetőből (KV) leágazó Sz6-os vető fennmaradt blokkjától délre a Kígyós-, a Szóláti- és a Laskó-patak kanyarulat-fejlettsége is megnő. A kanyarfejlettség emelkedése a Kígyós- és a Szóláti-patak mentén közvetlenül az Sz6-os vető után jelentkezik, míg a Laskó esetében később. A műholdas képen Demjéntől délre elhagyott, levágott kanyarulatokat láthatunk, így nagy valószínűséggel a változás itt is a vető után következett be, de ezt a medermunkálatokkal eltüntették. Az Sz6-os vető esetében a Szóláti-, míg az Sz8-as vető esetében a Laskó-patak esése nő meg a vető környékén, melyek lokális maximumként jelentkeznek az esésgörbén. Az Sz6-os és Sz8-as vetők aktivitását PETRIK A. (2016) a bádeni (D6) és a szarmata (D7) korszakra helyezi, az Sz8-as vető aktivitását azonban a pannonban (D8) sem zárja ki. A vízfolyásmorfológiai vizsgálatok alapján nem lehet elvetni a neotektonikus aktivitást sem.

10.2.3. Morfometriai paraméterek alapján sejtett vetők

A Pirittyó-vető (PV) és a Siroki-vető (SiV) között a Kígyós-patak kanyarulat-fejlettségben változás áll be, ezen a szakaszon terepbejárásaim és az előzetes morfológiai vizsgálatok alapján sejtettem egy vetőt, a kanyarulat-fejlettség változás is ezt valószínűsítette, azon felül, hogy a vető jelenlegi aktivitásáról is árulkodott. A vető meglétét a geológus kollégákkal közösen végzett földtani térképezési munkánk később igazolta (GÁL P. et al. 2019a, 2019b, 2020).

A Tárkányi-patakot a földtani térkép (LESS GY. et al. 2005) alapján feltételezhetően egy vető (Mészhölgyi-vető [MV]) szeli át ÉÉNy–DDK-i irányban. A patak mentén, a vetőtől délre kanyarulat-fejlettségbeli változás is történik, itt azonban a Mészhölgyi-patak is beletorkollik, így annak vízfolyásmorfológiára gyakorolt hatása sem elhanyagolható, főként, hogy a vízfolyás mentén több mellékvölgy torkolatánál tapasztalható szinusztípusú változás, mindazonáltal megfontolandó az a felvétel is, hogy e völgyek kialakulásában szerkezeti folyamatok is részt vehettek. Az elvetés a földtani térkép alapján délnyugati irányú, a kanyarulat-fejlettségbeli

változás ezt látszik megerősíteni, hiszen az a vetőtől délre következik be. A Tárkányi-patak esetében még egy jelentősebb kanyarulat-fejlettségbeli változás történik meg a vízfolyás déli részén, közvetlenül az Ostoros-völgy beletorkollása után. A völgyben két forrást is jelölnek a topográfiai térképek, így feltételezhető, hogy a kanyarulat-fejlettségbeli változást a vízhozam növekedéséhez lehet kötni, azonban a források utalnak arra is, hogy a völgy szerkezetileg preformált lehet, ennek tisztázására még további vizsgálatokat kell elvégezni.

10.2.4. Azon vetők, melyek szerkezeti aktivitása erősen megkérdőjelezhető

A Kőköthető-vetőtől (KV) északra az Őrhegy-vető (ÖV) a Cseresznyés-patakot harántolja. A patak kanyarulat-fejlettségében és az esésviszonyaiban (lokális maximum érték) is változás történik, azonban egyéb jel nem utal neotektonizmusra.

A Bogács-szomolyai-vetőtől délre, a Hór-patakot K–Ny-i irányba átszelő vető mentén a Hór kanyargóssága és esése (lokális maximum érték) is megváltozik, azonban morfológia alapján kategórikusan nem jelenthető ki a vető aktivitása.

A Mangó-vető (MaV) a Cserépváraljai- és a Tardi-patakot szeli át. Mind a két vízfolyás esetében az esésviszonyok megnövekedését idézi elő. A vető után megnő a Cserépváraljai-patak kanyarulat-fejlettsége is, azonban ezen szakaszon a patak szurdokvölgyben fut, így szabadon meanderezni nem tud, a kanyarulat-fejlettség megemelkedését valószínűleg a kényszermeandezés okozza. Mindezek alapján a vető aktivitása megkérdőjelezhető.

Hasonlóan megkérdőjelezhető a Kácsi- (KáV) és Sályi-vető (SV) aktivitása is. A Sályi-vető (SV) az azonos nevű patak kanyargósságának növekedését idézi elő, valamint az esésviszonyaiban is változást okoz, a Kácsi-vető (KáV) azonban csak a vízfolyás kanyarulat-fejlettségét növeli meg. PETRIK A. (2016) az említett vetők aktivitását a pannonra helyezi (D8) és kizárja a poszt-pannon – negyedidőszaki (D9-D11) aktivitást.

10.3. Neotektonikával kapcsolatos következtetések

Geomorfológiai vizsgálataimhoz sikeresen továbbfejlesztettem a kanyarulat-fejlettség módszertanát, mely az esésindex vizsgálatával karöltve alkalmas volt a területen futó szerkezeti elemek aktivitásának kimutatására.

21 bükkaljai vízfolyás kanyarulat-fejlettségét és esését számoltam ki és vetettem össze a terület szerkezetföldtani térképével. Az elvégzett vizsgálatokkal a következő eredményekre jutottam:

- a 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 kanyarulat-fejlettség 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
- A Bükkalja völgyeinek esésviszonyait vizsgálva az esésgörbéken 123 db lokális maximum értéket sikerült azonosítanom. Ebből 40 lokális maximum érték volt köthető 26 vetőhöz/vetőszakaszhoz.
- A 40 db lokális maximum értékből 33 olyan szerkezeti elemhez kötődött, amely kanyarulat-fejlettség alapján is aktívnak értékelhető, 6 érték pedig 5 olyan vetőhöz kötődött, amely kanyarulat-fejlettség alapján inaktív volt, 4 vető esetében a közelben kipattant földrengések igazolhatják aktivitásukat.

Az elvégzett morfológiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a miocén kora-bádeni korszakában megkezdődött szerkezeti mozgások (D6) során, illetve a később kialakult szerkezetekhez kapcsolódó vetők (PETRIK A. 2016) valószínűleg megváltozott kinematikával ugyan, de a negyedidőszak során is aktívak lehettek. Ezek alapján megállapítható, hogy a terület negyedidőszaki felszínfejlődését a fiatal szerkezeti mozgások alapvetően meghatározták. Ezt a következtetésemet sok esetben a szakirodalmi adatok (földrengés adatok, szerkezetföldtani kutatások eredményei, kaptúrák) is alátámasztják.

11. A tömegmozgások és az aktív szerkezeti elemek közötti kapcsolat

Hegylábi, dombsági területeken gyakran alakulnak ki lejtős tömegmozgások. Ezen formák létrejöttét az alapkőzet, domborzat, az éghajlat mellett a neotektonikus folyamatok is meghatározzák (BÁLTEANU, D et al. 2010). PEJA GY. (1956) a Sajó völgyében kialakult suvadások egy részét szerkezetföldtani okokra vezette vissza, míg HEVESI A. (2015) az Upponyi-hegységben található Damasa-szakadék tömbös lejtőcsuszamlásának kialakulásánál és fejlődésénél – történelmi forrásokra hivatkozva – fiatal szerkezeti mozgásokat is említ. GÁL PÉTERrel közösen a Bükk és a Mátra határvidékén végzett földtani és morfológiai térképezésünk során figyeltünk fel arra, hogy az azonosított szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások jelentős része a térképezett szerkezeti elemekhez (vetők) meglehetősen közel található, a

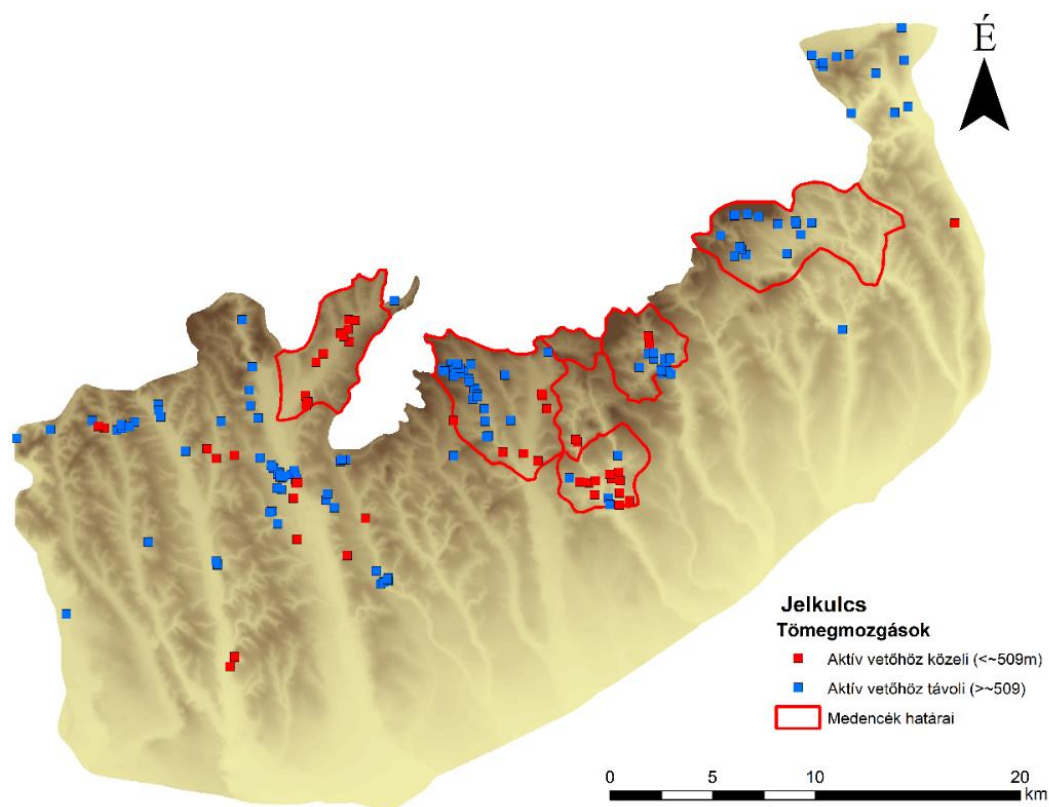
mozgások vetők mentén jöttek létre (GÁL P. et al. 2020), azonban morfo- és neotektonikus vizsgálatok hiányában konkrét megállapítást még nem tettünk erre vonatkozóan.

A Bükkalján két felszínmozgásos terület három pontjából gyűjtött mintákon KRISTÁLY FERENC segítségével ásványtani és agyagásvány diagnosztikai vizsgálatokat végeztem. A tapasztalatok alapján ahhoz, hogy tömegmozgás alakulhasson ki az üledéknek 40-50%-ban agyagásványokat kell tartalmaznia (FARKAS J. 1992; UDVARDI B. 2015), azonban az általunk mért legnagyobb szmektit-tartalom 12,8% volt (PECSMÁNY P. – KRISTÁLY F. 2018), mégis, a terepi megfigyelések és az elvégzett térinformatikai vizsgálatok (PECSMÁNY P. et al. 2019) alapján bizonyítottak voltak a felszínmozgások. Egyik mozgás esetében – már említett andornaktályai minta – a réteghatár mentén felhalmozódó Ca tartalomból és a terepen megfigyelt „*lángnyelv szerű*” szerkezetből passzívált neotektonikai folyamatokra következtettünk (PECSMÁNY P. – KRISTÁLY F. 2018).

Mindezekből kiindulva vizsgáltam meg az előzőek során már kimutatott aktív földtani szerkezeti elemek és az általam terepen felvett, valamint az Országos Felszínmozgási Kataszterben szereplő tömegmozgások (MBFSZ WEBOLDALA) közötti kapcsolatot (*a felvett és a kataszterben található tömegmozgások részletes elemzését lásd: a 14. mellékletben*).

A tömegmozgások sűrűség térképe és az aktív vetők sűrűség térképe között nem mutatható ki térbeli kapcsolat, a Pearson-féle korreláció a kettő között -0,066 volt. Ha a tömegmozgások sűrűsége és az aktív vetők sűrűsége között lineáris kapcsolatot feltételezünk, akkor az ezeket leíró függvény kapcsolatának erősségét mutató determinációs együttható (R^2) is csak 0,42%-os erősségű. Mindezek alapján nem mutatható ki kapcsolat a vetőhálózat megléte és a felszínmozgások előfordulási gyakorisága között. Szintén gyenge kapcsolat volt megfigyelhető a tömegmozgások sűrűség térképe és az aktív vetőktől való távolság között ($r = 0,085$, $R^2 = 0,72\%$), ami azt jelenti, hogy az aktív szerkezeti elem közelsége nem indokolja a több szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgás kialakulását.

Ha a kanyarulat-fejlettségnél és az esésnél már sikeresen alkalmazott ~509 m-es tűréshatárba eső tömegmozgásokat vizsgáljuk meg, akkor a medencékben azok 28%-a, míg a kataszterben 31%-a neotektonikához köthető (55. ábra). Ha a Bükkalján felvett összes tömegmozgást együttesen elemezzük, akkor a formák több mint negyedének (29%) kialakulásában a szerkezeti mozgások is közrejátszhattak. Fontos azonban megemlítenem, hogy én csak a földtani kutatások során eddig feltárt és térképezett szerkezeti elemek aktivitását vizsgáltam meg, illetve nem vizsgáltam az alaphegységet a hegylábfelszíntől elválasztó szerkezeti elemek aktivitását sem. Mindezek alapján nem zárható ki, hogy ennél akár sokkal több tömegmozgás kialakulásában is szerepet játszhattak a szerkezeti mozgások.



55. ábra. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások a Bükkalja területén (Forrás: saját felvételezés és az MBFSZ weboldala).

Összeségében elmondható, hogy az általam térképezett és kataszterezett tömegmozgások sűrűségterképe és az általam feltárt aktív szerkezeti elemek sűrűségterképe között nem volt kimutatható kapcsolat. Szintén nem volt kimutatható összefüggés a tömegmozgás sűrűség térképe és az aktív vetők távolsága között. Azonban, ha a kanyarulat-fejlettség és az esésviszonyok vizsgálatánál már alkalmazott ~509 m-es tűréshatárt vesszük figyelembe, akkor a Bükkalján a tömegmozgások 29%-ának kialakulását részben neotektonikai folyamatokra lehet visszavezetni.

12. Összegzés, eredmények

Doktori kutatásom során felszínalaktani és szerkezetmorfológia vizsgálatokat végeztem a Bükkalja területén, melynek folyamán a következő megállapítások születtek.

Terepi megfigyeléseim alapján új völgymedencét azonosítottam a Bükkalján, melyet Tardi-völgymedencének nevezek. Ezzel a Bükkalján ismert medencék száma ötről hatra bővült (I. tétel).

A Bükkalján eddig a szakirodalom öt medencét említett: a Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, Kisgyőri-, Kácsi-medencét és a Hidegkút-laposát (KEREKES J. 1936; DOBOS A. 2000, 2002, 2012a; MARTONNÉ ERDŐS K. 2002; HEVESI A. 2003; DÖVÉNYI Z. 2010). Terepbejárások során figyeltem fel arra, hogy az említett medencéken kívül még egy újabb is feltételezhető a Tardi-patak középső szakaszán, a Cserépváraljai-patakkal való egyesülésénél. Mivel a Bükkalja medencéinek terepi azonosítása a domborzat tagoltsága miatt nem egyértelmű (pl.: Bogács-Cserépfalui-medence), ezért digitális felszínmodellen végzett morfometriai vizsgálatok (alap morfometriai mutatók, hisztogramelemzés, TPI, klaszterelemzés) segítségével próbáltam a medencéket kimutatni. Ezen módszerek külön-külön nem alkalmasak a medencék vitathatatlan kimutatására, együtt viszont biztató eredményt hoznak. Fontos azonban megemlíteni, hogy ezen eljárások többségének eredménye nagyban függ azok paraméterezésétől.

Elvégeztem a medencék alakrajzi vizsgálatát is, mely alapján kiderült, hogy az általam azonosított medence jól illeszkedik a Bükkalja medencéinek sorába. Ezen vizsgálatok során figyeltem fel arra, hogy alakrajzi szempontok szerint a Tárkányi-medence jelentősen eltér a többitől. Ezek alapján megérthető az a tájbeosztás (DÖVÉNYI Z. 2010), mely szerint a Tárkányi-medence külön kistájat alkot a Bükk vidéken belül.

A Bükkalja medencéit szerkezetileg preformálnak, de komplex genezisének értelmezem (II. tétel).

Az eddigi szerkezetföldtani és geomorfológiai kutatások alapján a Tárkányi-, Bogács-Cserépfalui-, és Kácsi-medencét szerkezetileg preformált medenceként lehet értelmezni, melyet a saját terepi észleléseim és a domborzatmodellen végzett sávszelvényezés elemzés kiértékelése is megerősít. A Kisgyőri-medencét, a Hidegkút-laposát eddig folyóvízi völgytagulatként értelmezték. Az elvégzett vizsgálatok alapján a Kisgyőri-medence kialakulását nagyobb részt szerkezeti okokra lehet visszavezetni. A Hidegkút-laposa esetében a szerkezeti jelleg csak a medence É-i peremén érhető tetten kétséget kizáróan. Az általam kimutatott Tardi-völgymedence kialakulását hasonlóan tektonikus folyamatokra lehet visszavezetni. Fontos

azonban megemlíteni, hogy a kőzetminőség szerepe is meghatározó volt a medencék kialakulásában.

A Bükkalja főbb vízfolyásainak jelentős része egyes szakaszokon szerkezeti előrejelzett völgyben fut (III. tétel).

A fővölgyek mentén végzett sávszelvények aszimmetrikus jellege, a szeizmikus időszelvényeken észlelt szerkezeti elemek, valamint a fúrési és szakirodalmi adatok együtt értelmezése arra enged következtetni, hogy a főbb völgyek egyes szakaszokon szerkezeti preformáltak, a Csincse-patak riolituffa sávtól délre lévő völgyszakasza, a Geszti-patak és a Száraztó-ér völgyének szerkezeti preformáltsága megkérdőjelezhető, a Kígyós-patak kialakulását az eddigi vizsgálatok alapján denudációs, eróziós folyamatokra lehet visszavezetni. A Bükkalja víz- és völgyhálózatának iránystatisztikai vizsgálata alapján a völgyek irányítottak, zömében ÉÉNy–DDK-i irányba futnak. A rendűség alapú vizsgálat szerint a másodrendűnél nagyobb völgyek szintén irányítottaságot mutatnak. Ezen irányok megegyeznek a Bükkalja általános lejtésirányával, valamint a területén futó haránt és diagonális törések csapásirányával. A szerkezeti elemekkel való kapcsolatot a lokális iránystatisztikai vizsgálataim is alátámasztják.

A víz-, völgyhálózat iránystatisztikai vizsgálata arra is rámutatott, hogy az 1 km²-es kritikus forrásterülettel számolt völgyhálózatnál minden rendűség esetében az ÉÉNy–DDK-i irány dominál. Ez alapján arra következtetnek, hogy az ilyen méretű, már az esetek jelentős hányadában vízfolyással rendelkező völgyek – tehát a vízálózat – párhuzamos rajzolatú. Míg a 0,2 km²-es kritikus forrásterülettel számolt szakaszok – azaz a völgyhálózat – iránystatisztikai vizsgálatok alapján ágas rajzolatú.

Az ÉK–DNy-i csapásirányú vetők egy része a negyedidőszak során is aktív lehetett. Tehát a Bükkalja negyedidőszaki felszínfejlődését a fiatal szerkezeti mozgások a mai napig meghatározzák és módosítják (IV. tétel).

Geomorfológiai vizsgálataim során 21 bükkaljai vízfolyás kanyarulat-fejlettségét és esését számoltam ki és vettem össze a kitérképezett földtani szerkezeti elemekkel, melyből a terület fiatal tektonikai folyamataira tudtam következtetéseket levonni. 39 vető/vetőszakasz környezetében tapasztaltam jelentős kanyarulat-fejlettségbeli változást. A kanyarulat-fejlettség változást előidéző vetőkre aktivitási arányt számoltam. 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. A fővölgyek esésviszonyainak elemzése során 123 db lokális maximum értéket különítettem el az esésgörbéken, melyből 33 db olyan szerkezeti elemhez kötődött, amely kanyarulat-fejlettség alapján is aktívnek értékelhető, 4 vető esetében pedig olyanhoz, melynek közelében földrengések

történtek. A kaptúrák, földrengés adatok, a sávszelvényezés során feltárt aszimmetrikus teraszrendszerek, „*lokális anomáliák*” és a szeizmikus szelvényen látható vetők fiatal üledékek felé való kifutása neotektonikus folyamatokat tükröz. Ezek alapján a kialakult ÉK-DNy-i csapásirányú vetők egy része valószínűleg megváltozott kinematikával ugyan, de a negyedidőszak során is aktív lehetett.

A digitális domborzatmodellen végzett morfometriai és statisztikai elemzésekkel sikerült a Bükkalja maradványfelszíneit leválogatni (V. tézis/a – módszertani tézis), valamint sikeresen tovább fejlesztettem az aktív földtani szerkezeti elemek kimutatására szolgáló kanyarulat-fejlettség módszertanát (V. tézis/b – módszertani tézis).

Munkám során számos „újszerű”, de a szakirodalomból már ismert morfometriai vizsgálatot végeztem el. Az alkalmazott módszerek egy részét az eljárás, valamint a vizsgált terület sajátosságai miatt továbbfejlesztettem. Ezek közül kiemelném, hogy a digitális domborzatmodellen végzett morfometriai és statisztikai vizsgálatokkal sikeresen leválogattam a Bükkalja maradványfelszíneit (tetők, völgyközi háta, pihenők), valamint tovább fejlesztettem az aktív szerkezeti elemek kimutatására szolgáló kanyarulat-fejlettség módszertanát, mely ezáltal kisebb léptékben is alkalmazhatóvá vált az aktív vetők feltárására.

Az eddigi felszínalaktani és szerkezetmorfológia vizsgálataim alapján kikristályosodott néhány olyan új hipotézis, melyek tézisként nem fogalmazhatók meg, de újszerű felvetésként értelmezhetők a Bükkalján. Az egyik ilyen felvetésem, hogy a Bükkalján megjelenő aszimmetrikus réteglépcsők (kueszták) helyi nevükön „nyomók” egy részének kialakulását kőzetminőségre lehet visszavezetni, vagyis denudációs felszínek (PINCZÉS Z. 1968; HEVESI A. 1978), azonban egy jelentős részüket vetők mentén kibillent réteglépcsőként lehet értelmezni, melyek további fejlődésében a kőzetminőség is szerepet játszott. Ezen ÉK-DNy-i irányba kibillent réteglépcsőket átvágó vízfolyások völgyei a kueszták környezetében az előbb említett okból kifolyólag antecedensnek értelmezhetők. A másik feltevés, hogy a Bükkalja alsó-hegylábfelszíne és az idősebb hordalékkúp szintje, valamint az idősebb bükkaljai és a fiatalabb, már a Heves-Borsodi Mezőségen található hordalékkúp vetősen érintkezik egymással, melyet a sávszelvények és szeizmikus szelvények együtt elemzése igazol, azonban még további vizsgálatokat igényel, kijelölve ezzel új kutatási irányokat a közeljövőben.

13. Summary

In my doctoral research, I made geomorphological and structural morphological studies in the area of Bükkalja, as a result of my work I came to the following results.

Based on my field observations, I identified a new valley basin in Bükkalja, which I call the Tard Valley Basin. As a result, the number of known basins in Bükkalja increased from five to six (Thesis I).

In Bükkalja, the literature has mentioned five basins so far: Tárkány, Bogács-Cserépfalu, Kisgyőr, Kács Basin and Hidegkút-laposa (KEREKES J. 1936; DOBOS A. 2000, 2012; MARTONNÉ ERDŐS K. 2002; HEVESI A. 2003; DÖVÉNYI Z. 2010). According to my field investigation it has been concluded, that in addition to the above-mentioned basins, another one can be assumed in the middle section of the Tard creek, at the confluence with the Cserépváralja creek. The identification of the Bükkalja basins on the field is difficult due to the topography (eg. Bogács-Cserépfalu Basin), I tried to detect the basins by applying morphometric analytic methods (basic morphometric indicators, histogram analysis, TPI, cluster analysis) using a digital surface model (DSM). These methods applied separately are not suitable for the clear detection of basins, but using them on a combined way they give encouraging results. However, it is important to note that most of these analytic methods are highly dependent on their parameterization.

I also carried out the morphometrical analysis of the basins, as a result of this I found that the basin I identified fits well into the group of previously identified Bükkalja basins. I also noticed that the Tárkány Basin differs significantly from the others in terms of shape. Based on these, the landscape classification (DÖVÉNYI Z. 2010) can be understood, according to which the Tárkányi Basin forms a separate micro-region within the Bükk region.

I interpreted the Bükkalja basins as structurally preformed landforms with a complex genesis (Thesis II).

Based on previous structural geological and geomorphological research, the Tárkány, Bogács-Cserépfalu, and Kács Basins can be interpreted as structurally preformed basins. I managed to confirm it by my own field observations and the evaluation of the swath profiles analysis performed on the digital terrain model. The Kisgyőr Basin, the Hidegkút-laposa, have so far been interpreted as valley expansions. Based on my investigations, the formation of the Kisgyőr Basin was driven mostly by structural reasons. In the case of the Hidegkút-laposa, the structural character can only be seen on the northern edge of the basin without any doubt. The formation of the Tard Valley Basin can be similarly explained by tectonic processes. However, it is important to mention that rock quality also played a decisive role in the formation of the basins.

A significant proportion of Bükkalja streams run in structurally preformed valleys on some sections (Thesis III).

The asymmetrical nature of the swath profile sections along the main valleys, the structural elements observed on the seismic sections, and the combined interpretation of the borehole and literature data suggest that significant proportion of valleys were structurally preformed on some sections. The structural preformation of the Csincse Creek South of the rhyolite tuff strip, the Geszt Creek and the Száraztó-ér valley are questionable, the formation of the Kígyós Creek can be explained by denudation and erosion processes. Based on the directional statistics of the Bükkalja stream network, it can be stated that the valleys are controlled, mostly running in the NNW–SSE direction. According to my stream order-based study, the valleys larger than second-order also show orientation. These directions coincide with the general slope direction of Bükkalja and the direction of transverse and diagonal faults. The effect of the structural elements on the stream direction is also confirmed by the results of my local directional statistical analysis.

The directional analysis of the stream network also showed that in the case of the valley network generated by applying a critical source area of 1 km², the NNW–SSE direction dominates in all orders. Based on this, I conclude that valleys of this size, most of them have watercourses, ie the stream network, have a parallel pattern. While the sections generated by a critical source area of 0.2 km² - ie the valley network – have dendritic pattern.

The NE–SW strike faults may have been active during the Quaternary. Thus, the Quaternary surface development of Bükkalja is determined and modified by young structural movements to this day (Thesis IV).

In my geomorphological investigations, I calculated the sinuosity and stream gradient of 21 Bükkalja streams and compared the results with the geological structural elements mapped in the area. As a result of this, I was able to draw conclusions about the young tectonic processes in the area. In the vicinity of 39 faults/fault sections I found a significant change in meander development. I calculated an activity ratio for the faults causing the change in river-sinuosity. I measured a maximum (1) activity ratio for 23 faults/faults sections and only 3 faults had the lowest activity ratio (0.33), 13 faults had a medium (0.5 to 0.75) activity ratio. Analysing the stream gradient conditions of the main valleys, I identified 123 local maximum values. 33 out of them were related to geological structural elements that can be assessed as active based on the results of meander development analysis, and the location of 4 local maximum values coincide with faults where earthquakes occurred. The existence of stream captures, earthquake data, asymmetric terrace systems identified by swath profile analysis, “local anomalies” and the run-off of faults on the seismic section towards young sediments reflect neotectonic processes.

Based on these results, the NE–SW strike faults may have been active during the Quaternary, although with changed kinematics.

I managed to delineate the remnant surfaces of Bükkalja by morphometric and statistical methods performed on a digital elevation model (Thesis V/a - methodological thesis). I successfully further developed the river sinuosity method to detect of active geological structural elements (Thesis V/b - methodological thesis).

In my PhD thesis work, I applied numerous “novel” but already known morphometric analytic methods. I further developed some of these methods due to the specifications of my research area. I would like to highlight that I managed to delineate the remnant surfaces of Bükkalja (peaks, ridges, gentle slope segments) by morphometric and statistical methods performed on a digital elevation model. I successfully further developed the stream-sinuosity method which is capable on such a scale for the detection of active geological structural elements.

Based on my geomorphological and structural morphological studies, some new hypotheses have been supposed, which cannot be formulated as a thesis, but can be interpreted as a novel proposition in Bükkalja. One of my hypotheses is that the formation of some cuerdas of Bükkalja can be explained by differences in rock quality, while a significant number of these cuerdas can be interpreted as an escarpment tilted along tectonic faults, in which development the rock quality also played a role. Due to this, the sections of the streams crossing these stratified escarpments in the NE–SW direction can be interpreted as antecedent valleys. My other hypothesis is that the boundaries between the geomorphological units of the lower pediment surface of Bükkalja and the older alluvial fan, and the younger fan level of Heves-Borsodi Mezőség are faults. It is confirmed by analysis of swath profiles and seismic sections, although it requires further investigations in the near future.

Köszönetnyilvánítás

A legnagyobb hálával és köszönettel a témavezetőmnek **Dr. Hegedűs Andrásnak** tartozom. Ő volt azaz ember, aki elindított a tudományos pályámon, aki szabadidejét nem sajnálva, el nem fogyó türelemmel, precizitásával segítette munkámat és számos korszerű, szakmai ismeretet átadva bővítette sokszor egysíkú tudásomat. Köszönöm neki, hogy többször végig hallgatta néha „meredek” elméleteimet és közös szakmai beszélgetések útján a helyes útra terelt megóva engem a helytelen következtetésektől.

Köszönöm **Dr. Vágó Jánosnak**, hogy a Bükkaljával és a felszínalaktani kutatásokkal kapcsolatos széleskörű tapasztalatait és ismeretét megosztotta velem és, hogy – hasonlóan témavezetőmhöz – Ő is türelemmel végig hallgatta sokszor kimerítő eszmefuttatásaimat.

Köszönöm **Prof. Dr. Hevesi Attila** áldozatos, lelkiismeretes oktatói és nevelői munkáját. Professzor Úr volt az, aki felkeltette érdeklődésemet a felszínalaktan iránt és irányította szememet a Bükk vidék felé. Köszönöm a tartalmas beszélgetéseket és vitákat, melyek alapvetően formálták át sokszor merev szemléletemet.

Köszönöm drága barátomnak **Gál Péternek** aki, hogy ha tehettem mindig velem tartott terepbejárásaimra. Közös földtani és geomorfológiai térképezési munkánk következtében kölcsönösen sokat tanulhattunk/tanulunk egymástól. Köszönöm neki, valamint **Prof. Dr. Harangi Szabolcsnak** és **Dr. Lukács Rékának**, hogy bekapcsolódhattam az MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoportjának a Bükkalja piroklasztitjaival foglalkozó kutatásába. Az elmúlt évek közös terepbejárásain nagyon sokat tanulhattam tőlük a tűzhányó tevékenységről.

Köszönöm **Dr. Petrik Attila** barátomnak, hogy bevezetett engem a szerkezetföldtan világába, akitől közös terepbejárások során megtanultam a helyes szerkezetföldtani észlelés módszertanát, saját tapasztalatait és terepi tudását átadva gazdagította enyémemet. Köszönöm neki, hogy mindig készséggel rendelkezésemre állt, ha valamilyen módszertani vagy szakmai kérdés merült fel bennem. A területen végzett részletes szerkezetföldtani kutatásának hála az ő több szempontból is alátámasztott vizsgálataira tudtam támaszkodni értekezésem elkészítése során.

Hálával tartozom **Prof. Dr. Szabó Norbert Péternek**, aki bevezetett engem a geofizika, de főként a geostatisztika és a programozás csodálatos világába. Köszönöm Professzor Úrnak, hogy ezekkel az új dolgokkal felvértezett engem, hiszen e módszerek segítségével objektívebb módon tudtam alátámasztani terepi megfigyeléseimet.

Hálásan köszönöm **Prof. Dr. Less Györgynek**, hogy a Bükk földtanával kapcsolatos kérdéseimre mindig készségesen válaszolt. Professzor Úr útmutatásai nagyban hozzájárultak a földtani áttekintő megírásához.

Köszönöm **Dr. Németh Norbert**nek a közös terepbejárásokat és terepi észleléseket. Hálás vagyok, hogy mindig kapható volt egy kis szakmai vitára, szakmai konzultációra, beszélgetésre. Ezen konzultációk sok esetben óvtak meg a helytelen következtetések levonásától.

Köszönöm **Dr. Kristály Ferenc**nek, hogy bevezetett engem az ásványok és agyagásványok műszeres analitikai vizsgálatába. Hálás vagyok, hogy a műszeres vizsgálatokhoz, valamint azok kiértékeléséhez mindig rendelkezésemre állt.

Szeretném megköszönni **Márton Krisztina** volt középiskolai földrajz tanáromnak, hogy annyira nagy elhivatottsággal, szabadidejét nem sajnálva foglalkozott velem. Ha ő nincs, talán sohasem tévedek a földtudományok rögzös útjára.

Köszönöm az elmúlt évek gyümölcsöző közös munkáját **Prof. Dr. Kocsis Károlynak, Dr. Dobos Endrének, Siskáné Dr. Szilasi Beátának, Dr. Elekes Tibornak és Dr. Szalontai Lajosnak.**

Köszönöm a kar és a Földrajz-Geoinformatika Intézet minden oktatójának és munkatársának, és végül, de nem utolsó sorban családomnak, hogy segítették és támogatták munkámat, mely erőt adott értekezésem befejezéséhez.

Beadás dátuma:

.....
PECSMÁNY PÉTER

okl. geográfus

Irodalomjegyzék

- ACKERS, P. – CHARLTON, F. G. 1971: The slope and resistance of small meandering channels. *Proceedings of the Institute of Civil Engineers Supplementary Paper*, 15. (73625): pp. 349-370.
- AL-OBEIDAT, F. – FELTRIN, L. – MARIR, F. 2016: Cloud-Based Lineament Extraction of Topographic Lineaments from NASA Shuttle Radar Topography Mission Data. *Procedia Computer Science*, 83. pp. 1250 – 1255.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.procs.2016.04.260>
- ANDREÁNSZKY G. – S. KOVÁCS É. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. *MÁFI Évkönyve*, 44. (1): 326 p.
- ARCGIS WEBOLDALA (2021): Curvature function.
Elérhető: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/curvature-function.htm>
- ÁDÁM L. 2006: A Sajó menti köszénteles összlet szekvencia sztratigráfiai vizsgálata, kora, ösföldrajzi viszonyai. Doktori (PhD) értekezés, ELTE Földrajz- Földtudományi Intézet, Budapest. 107 p.
- BADA, G. – HORVÁTH F. – CLOETINGH S. – COBLENTZ D.D. – TÓTH, T. 2001: Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion. The case study of the Pannonian basin. *Tectonics*, 20. pp. 343–363.
Elérhető: <https://doi.org/10.1029/2001TC900001>
- BADA G. – DÖVÉNYI P. – HORVÁTH F. – SZAFIÁN P. – WINDHOFFER G. 2007. Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és tektonikai környezetében. *Földtani Közlöny*, 137. (3): pp. 327–357.
- BALLA Z. 1987: A Bükk-hegység mezozoós tektonikája és kapcsolata a Nyugati-Kárpátokkal és a Dinaridákkal. *Általános Földtani Szemle*, 22. p. 13-54
- BÁLDI T. – SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgásos fáciesek és vízmélység változásainak jelei a Bükk tengeri oligocén rétegeiben. *Földtani Közlöny*, 130. (3): pp. 451-496.
- BALOGH K. 1963: A Bükk hegység és környékének földtani térképe 1: 100 000. *MÁFI*.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 48. (2): 719.p.
- BANISTER, E. 1980: Joint and drainage orientation of S.W. Pennsylvania. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24. pp. 273–286.
- BĂLTEANU, D. – CHENDEŞB, V. – SIMAA, M. – ENCIUA, P. 2010: A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania. *Geomorphology*, 124. (3–4): pp. 102-112.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.005>
- BENCH, B.M. – DIAMOND, W.P. – MCCULLOCH, C.M. 1977: Methods of Determining the Orientations of Bedrock Fracture Syste, in Southwestern Pennsylvania and Northern West Virginia. United States Department of the Interior, Report of Investigation (8217). 35. p.
- BEKE, B. – FODOR, L. – MILLAR, L. – PETRIK, A. 2019: Deformation band formation as a function of progressive burial: Depth calibration and mechanism change in the Pannonian Basin (Hungary). *Marine and Petroleum Geology*, 105. pp. 1-16.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.006>
- BERGERAT, F. – GEYSSANT, J. – LEPVRIER, C. 1984: Neotectonic outline of the Intra Carpathian basins in Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 27. pp. 237-251.
- BERTÓTI R.D. 2011: Valamit a Kisgyőri-medencéről. *Miskolci Egyetem Közleményei, A sorozat, Bányászat*, 82. pp. 129–132.

- BISHOP, P. – HOEY, T.B. – JANSEN, J.D. – ARTZA, I.L. 2005: Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in E Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30. pp. 767-778.
Elérhető: <https://doi.org/10.1002/esp.1191>
- BÍRÓ, T. – KOVÁCS, I.J. – KIRÁLY, E. – FALUS, GY. – KARÁTSZON, D. – BENDŐ, ZS. – FANCSIK, T. – SÁNDORNÉ, K. J. 2015: Concentration of hidroxy defects in quartz from various rhyolitic ignimbrite horizons: result from unpolarized mirco-FTIR analyses on unoriented phenocryst fragments. *European Journal of Mineralogy* 28. (2): 15 p.
Elérhető: <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2515>
- BORHIDI A. 2003: Magyarország növénytársulásai. MTA Ökológiai és Botanikai Kutató Intézete. Felsőoktatási Tankönyv. pp. 20-22.
- BÖHME, M. 2003: Miocene climatic optimum: Evidence from lower vertebrates of Central Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 195. pp. 389-401.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00367-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00367-5)
- BÖHME, M – ILG, A. – WINKLHOFER, M. 2008: Late Miocene „washhouse” climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 275. pp. 393-401.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.011>
- BREWER, C. – MARLOW, K. A. 1993: Color Representation of Aspect and Slope Simultaneously. In.: *Eleventh International Symposium on Computer-Assisted Cartography*. pp. 328-337.
- BROOKFIELD, M.E. 1998: The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic IndianAsia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22. pp. 285-312.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00082-2)
- BRUCH, A. – UTESCHER, T. – MOSBRUGGER, V. – GABRIELIAN, I. – IVANOV, D. A. 2006: Late Miocene climate in the circum-Alpine realm – a quantitative analysis of terrestrial paleofloras. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 238. pp. 270-280.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.028>
- BUDISZKNYÉ SZENTPÉTERY I. – KOZÁK M. – LESS GY. – MÜLLER P. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – PEREGI ZS. – PRAKALVI P. – PÜSPÖKI Z. – RADÓCZ GY. – TÓTHNÉ MAKK Á. 1999: Magyarország mélyföldtani térképe. 1: 100 000. (Észak-Magyarország). – Prekvarter. MÁFI.
- BULLA B. 1954: Általános természeti földrajz. II. kötet. Tankönyvkiadó, Budapest. pp. 294–487.
- BULLA B. 1958: Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. *Földrajzi Értesítő*, 7. (3): pp. 257–274.
- BURNAK, D. – ANDERSON, R. 2001: *Tectonic geomorphology*. – Blackwell Science, Malden, 274 p.
- CENTAMORE, E. – CICCACCI, S. – DEL MONTE, M. – FREDI, P. – LIPIA PALMIERI, E. 1996: Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (Central Italy). *Geomorphology*, 16. (2): pp. 127–137.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00138-U](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00138-U)
- CHEN, Y.-C. – SUNG, Q. – CHENG, K.-Y. 2003: Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. *Geomorphology* 56. pp.109-137.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00059-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00059-X)
- CHOLNOKY J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). Királyi Magyar Egyetemi Nyomda. pp. 26–95.
- CLARK, C.D. – WILSON, C. 1994: Spatial analysis of lineaments. *Computers & Geosciences*, 20. (7-8): pp. 1237–1258.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)90073-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)90073-6)

- 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.
- CROWLEY, T. J. – NORTH, G. R. 1991: Paleoclimatology. Oxford University Press, New York, 339 p.
- CSÍKY G. 1961: Az észak-magyarországi szénhidrogénkutatások kőolajföldtani eredményei. Földtani Közlöny, 91. (2): pp. 95–120.
- 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.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra- Carpathian area: a review. Acta Vulcanologica, 7. pp. 1–13.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – Földtani Közlöny, 129. (4): pp. 611–651.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoós rétegtani újraértékelése: Földtani Közlöny, 130. (1): p. 95-131.
- CSORBA, P. – ÁDÁM, SZ. – BARTOS-ELEKES, ZS. – BATA, T. – BEDE-FAZEKAS, Á. – CZÚCZ, B. – CSIMA, P. – CSÜLLÖG, G. – FODOR, N. – FRISNYÁK, S. – HORVÁTH, G. – ILLÉS, G. – KISS, G. – KOCSIS, K. – KOLLÁNYI, L. – KONKOLY-GYURÓ, É. – LEPESI, N. – LÓCZY, D. – MALATINSZKY, Á. – MEZŐSI, G. – MIKESY, G. – MOLNÁR, ZS. – PÁSZTOR, L. – SOMODI, I. – SZEGEDI, S. – SZILASSI, P. – TAMÁS, L. – TIRÁSZI, Á. – VASVÁRI, M. 2018: Landscapes. In.: National Atlas of Hungary: Natural environment. Szerk.: KOCSIS, K., Hungarian Academy of Sciences Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, Budapest. pp. 112–129.
- DÁVID Á. 2004: Clionidae bioerózió késő-oligocén osztrigákon (Wind-féle téglagyár, Eger). Földtani Közlöny, 134. (1): pp. 41-53.
- DÁVID Á. 2011: Paleontológia. Eszterházy Károly Főiskola – főiskolai jegyzet. pp. 31-33.
- DEMETER G. 2008: Morfometriai és litológiai tényezők kapcsolatának kvantitatív vizsgálata a Bükkben és északi előterén. Doktori (PhD) értekezés, Debreceni Egyetem. 173 p.
- DEMETER G – SZABÓ SZ. 2009: A völgyhálózat és törésirányok kapcsolatának vizsgálata különböző geoinformatikai módszerekkel a Bükk északi előterén. In.: HunDEM 2009 és GeoInfo 2009 Konferencia, Miskolc. pp. 1-20.
- DOBOS A. 2000: A Hór-völgy fejlődéstörténete és természetvédelmi szempontú tájértékelése. Doktori (PhD) értekezés, Debreceni Egyetem (KLTE). pp. 1-119.
- DOBOS A. 2002: A Bükkalja II. Felszínalaktani leírás. In.: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ Cs., Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 217-227.
- DOBOS A. 2006a: Éghajlatváltozások bizonyítékai a Bükkalján geológiai feltárások alapján. Acta Academiae Paedagogicae Agriensis. Nova Series Tom. 33. Sectio Pericemonologica. pp. 47-70.
- DOBOS A. 2006b: Az átmeneti (puffer)-zóna geológiai értékvédelmében játszott szerepének bemutatása az Egeri-Bükkalja mintaterülete alapján. OTKA beszámoló. Eszterházy Károly Főiskola, Környezettudományi Tanszék, Eger. 42 p.
Elérhető: http://real.mtak.hu/420/1/37967_ZJ1.pdf
- DOBOS A. 2012a: Reconstruction of Quaternary landscape development with geomorphological mapping and analysing of sediments at the Cserépfalu Basin (the Bükk Mts., Hungary). Geomorphologia Slovaca et Bohemica 1. pp. 7-22.
- DOBOS A. 2012b: Felszíni formakincs és recens törmelékképződés riolittufa felszínén. Acta Academiae Paedagogicae Agriensis Nova Series: Sectio Pericemonologica 38–39. (6-7): pp. 25-39
- DOBOS A. – MESTER ZS. 2018: Felszínfejlődési rekonstrukciós vizsgálatok Eger környéki régészeti feltárások esetében. In.: Földrajzi tanulmányok 2018. Szerk.: FAZEKAS I. – KISS E. – LÁZÁR I., MTA DAB Földtudományi Szakbizottság, Debrecen. pp. 63-66.

- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. pp. 736-759.
- EGYED L. 1957: Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. Földtani Közlöny, 87. pp. 69–72.
- EISAM ELDEEN F. – TELBISZ T. 2012: Völgyhálózat fejlődésének vizsgálata a Torockói-hegységben digitális terepmodell, valamint hossz- és keresztshelvények alapján. In.: A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete, Szerk.: NYÁRI D., Szeged. pp. 202–211.
- EMERTZ, A.M. – KÁZMÉR, M. – ADOLPHS, S.K. – FALKENROTH M. –HOFFMANN, G. 2019: Geoarchaeological Evidence for the Decline of the Medieval City of Qalhat, Oman. Open Quaternary, 5. (1): pp. 1–14.
Elérhető: <http://doi.org/10.5334/oq.56>
- ERDEI, B. – HABLY, L. – KÁZMÉR, M. – UTESCHER, T. – BRUCH, A.A. 2007: Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253. pp.115–140.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.036>
- EYLES, N. – ARNAUD, E. – SCHEIDEGGER, A.E. – EYLES C.H. 1997: Bedrock Jointing and Geomorphology in Southwestern Ontario, Canada: An Example of Tectonic Predesign. Geomorphology, 19. (1–2): pp. 17–34.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(96\)00050-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(96)00050-5)
- FARHAN, Y. - ANBAR, A. - ENABA, O. - AL-SHAikh N. 2015: Quantitative Analysis of Geomorphometric Parameters of Wadi Kerak, Jordan, Using Remote Sensing and GIS. Journal of Water Resource and Protection, 7. (6): pp. 456–475.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.76037>
- FARKAS J. 1992: Felszínmozgások geotechnikai kérdései. Akadémiai Doktori értekezés. Budapest. 308 p.
- FIELDING, E.J. 1996: Tibet uplift and erosion. – Tectonophysics, 260. pp. 55–84.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00076-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00076-5)
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. Akadémiai Doktori Értekezés, MTA, Budapest. 167. p.
- FODOR, L. – CSONTOS, L. – BADA, G. – GYÖRFI, I. – BENKOVICS, L. 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. Geological Society, London, Special Publications 156. pp. 295–334.
Elérhető: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.15>
- FODOR, L. – RADÓCZY, GY. – SZTANÓ, O. – KOROKNAI, B. – CSONTOS, L. – HARANGI, SZ. 2005: Post conference excursion: tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. GeoLines, 19. pp. 142–162.
- FODOR L. – KÖVÉR SZ. – ARATÓ R. – BEKE B. – BENKÓ ZS. – FIALOWSKI M. – KOVÁCS Z. – OBBÁGY G. – ORAVECZ É. – SCHERMAN B. 2020: A Bükk fejlődéstörténetének problémás elemei és azok jelenlegi vizsgálata. In: Átalakulások: XI. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: FÜRI J. – KIRÁLY E., Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest. pp. 27–29.
- FOSSEN, H. 2010: Structural Geology. University of Bergen, Norway. Cambridge University Press. 450 p.
- FORTELIUS, M. – ERONEN, J. – LIU, L. – PUSHKINA, D. – TESAKOV, A. – VISLOBOKOVA, I – ZHANG, Z. 2006: Late Miocene and Pliocene large land mammals and climatic changes in Eurasia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238. pp. 219–227.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.042>

- FÜKÖH L. 1982: Negyedkori üledékek biosztratigráfiai vizsgálata az Eger-völgyében. *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, 8. pp. 35–38.
- FÜKÖH L. 2002: A geológiai képződmények ősmaradványai. In.: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ Cs., Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, pp. 71–82.
- FÜSTÖS L. – KOVÁCS E. 1989: A számítógépes adatelemzés statisztikai módszerei. Tankönyvkiadó. 380 p.
- GALGÓCZY Zs. 2004: Morfometriai paraméterek vizsgálata a Nagy-Szamos forrásvidékén. *Földrajzi Közlemények*, 128 (52). 1-4. pp. 89–103.
- GALLANT, J.C. – DOWLING, T.I. 2003: Multiresolution index of valley flatness for mapping depositional areas. *Water Resources Research*, 39. pp. 1347–1359.
Elérhető: <https://doi.org/10.1029/2002WR001426>
- GALLANT, A.L. – BROWN, D.D. – HOFFER, R.M. 2005: Automated Mapping of Hammond's Landforms – *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2. (4): pp. 384–388.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1109/LGRS.2005.848529>
- GÁBRIS GY. 1986a: A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. *Földtani Közlöny*, 116. pp. 45–56.
- GÁBRIS GY. 1986b: A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata. *Földrajzi Értesítő*, 35. (3-4): pp. 269–278.
- GÁBRIS GY. 1987a: Néhány gondolat a vízhálózatsűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról. *Földrajzi Közlemények*, 35. (1-2): pp. 26–34.
- GÁBRIS GY. 1987b: A vízhálózat geomorfológiai célú elemzése. Kandidátusi értekezés. Budapest. 136 p.
- GÁBRIS GY. 1995: A folyóvízi felszínalakulás módosulásai a hazai későglaciális-holocén ökoszisztéma változásainak tükrében. *Földrajzi Közlemények*, 119. (1-2): pp. 3–10.
- GÁBRIS GY. 2013: A folyóvízi teraszok hazai kutatásának rövid áttekintése – A teraszok kialakulásának és korbeosztásának Új magyarázata. *Földrajzi Közlemények*, 137. (3): pp. 240–247.
- GÁBRIS GY. 2014: Az Alföld vízrajzának posztglaciális változásai. In.: VII. Magyar Földrajzi Konferencia Kiadványa. Szerk.: KÓRODI T. – SANSUMNÉ MOLNÁR J. – SISKÁNÉ SZILASI B. – DOBOS E., Miskolc. pp. 124–134.
- 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 12. p. 991.
- GÁL P. – PECSMÁNY P. – LUKÁCS R. – CZUPPON GY. – SURÁNYI G. – POLGÁRI M. – HARANGI SZ. 2018: Kalcitos-mangán-oxidos gömbkonkréciók bükkaljai piroklasztitokban. In: *Az asztenoszférától az atmoszféráig: IX. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés absztrakt kötet*. Szerk.: Berkesi M. – Cseresznyés D. – Gelencsér O. – Király Cs. – Pálos Zs. – Spránitz T. – Szabó Zs. – Szabó Zs., Budapest. pp. 55–56.
- GÁL, P. – PECSMÁNY, P. – PETRIK, A. – LUKÁCS, R. – FODOR, L. – KÖVÉR, SZ. – HARANGI, SZ. 2019a: Geological and geomorphological remapping of the Miocene sedimentary-volcanic basin at the border area of the Mátra and Bükk Mountains (NE Hungary). In.: *ILP 2019 :14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basins Abstracts*. Szerk.: KÖVÉR, SZ. – BALÁZS, A. – FODOR, L., Hévíz. pp. 32–34.
- GÁL P. – PECSMÁNY P. – PETRIK A. – LUKÁCS R. – FODOR L. – KÖVÉR SZ. – HARANGI SZ. 2019b: A Mátra és a Bükk határvidékét borító miocén képződmények újratérképezése. In.: *Saxa Loquuntur - Kőbe zárt történetek: X. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés*. Szerk.: PÁL-MOLNÁR E. – LUKÁCS R. – HARANGI SZ. – SZEMERÉDI M. – NÉMETH B. – MOLNÁR K. – JANKOVICS M.É., Budapest. pp. 45–45.

- GÁL P. – PECSMÁNY P. – PETRIK A. – LUKÁCS R. – FODOR L. – KÖVÉR SZ. – HARANGI SZ. 2020: A Sirok környéki miocén rétegsor földtani és geomorfológiai reambulálása. In: Átalakulások: XI. Közzetani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: FÜRI J. – KIRÁLY E., Budapest. p. 32.
- GIOIA, D. – SCHIATTARELLA, M – GIANO, S.I. 2018: Right-Angle Pattern of Minor Fluvial Networks from the Ionian Terraced Belt, Southern Italy: Passive Structural Control or Foreland Bending?. *Geosciences*, 8. (9): 331.
Elérhető: <https://doi.org/10.3390/geosciences8090331>
- GOLDRICK, G. – BISHOP, P. 2007: Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32. pp. 649–671.
Elérhető: <https://doi.org/10.1002/esp.1413>
- 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.
- GULÁCSI Z. é.n.: Földtani észlelési térkép. MÁFI. ÉMoSzR. 308-22.
- GYALOG L. – SÍKHEGYI F. 2005. 1:100.000 Magyarország földtani térképe. Magyar Állami Földtani Intézet Budapest.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005a: Magyarország földtani térképe L-34-5 Eger 1:100000. (Szerk.: RÓNAI A. – PELIKÁN P. – PENTELENYI L.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005b: Magyarország földtani térképe M-34-138 Miskolc 1:100000. (Szerk.: RÓNAI A. – LESS GY.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005c: Magyarország földtani térképe M-34-138 Mezőkövesd 1:100000. (Szerk.: RÓNAI A. – LESS GY. – PELIKÁN P. – PENTELENYI L.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS, J. 2006: A bükk és a darnói jura képződmények ősföldrajzi helyzete és kapcsolatai. MÁFI évi jelentése. pp. 85–96.
- HAAS, J. – KOVÁCS, S. 2012: Bükk Composite Unit. In.: Haas J.: *Geology of Hungary*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 58–81.
- HACK, J.T. 1973: Stream-profile analysis and stream gradient index. *Journal Research of U.S. Geological Survey*, 1. (4): pp. 421–429.

- HAJDÚ-MOHAROS J. – HEVESI A. 1997: A kárpát-pannon térség tájtagolódása. In: Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. Szerk.: KARÁTSZON D., Kertek 2000 könyvkiadó, Budapest, pp. 274–284.
- HAMMOND, E.H. 1964a: Analysis of properties in land form geography: An application to board-scale landform mapping – *Annals of the Association of American Geographers*, 54. pp. 11–19.
- HAMMOND, E.H. 1964b: Classes of land-surface form in the forty-eight states, U.S.A. – *Annals of the Association of American Geographers*, 54. (1); map supplement no. 4, 1:500 000.
- HARNAGI, SZ. – LUKÁCS, R. – SZABÓ, Z. – KARÁTSZON, D. 2000: The Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva* 37. p. 51
- HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review., *Acta Geologica Hungarica*, 44. (2-3): pp. 223–258.
- HARANGI SZ. 2015: Vulkánok, A Kárpát-Pannon térség tűzhányói. SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszék csoport – Szeged, GeoLitera. 482 p.
- HÁGEN A. 2005: Szakkifejezések szótára, I. rész Ásvány-kőzettan, geokémia, vulkanológia. II. részt Általános földtan, őslényt, szedimentológia, + Magyar-Angol Geológiai Szótár. Szegedi Tudományegyetem, JGYTFK Földrajz Tanszék.
Elérhető:
http://www.jgytf.u-szeged.hu/tanszek/foldrajz/okt_segedanyagok/jgytfk_lexikon.pdf
- HEGEDŰS A. 2004: A domborzat fő formáinak vizsgálata digitális domborzatmodell alapján. In.: Domborzatmodell alkalmazások Magyarországon, HUNDEM 2004 konferencia, Miskolc. 11 p.
- HEGEDŰS A. 2005: Az Ózd-Pétervásári dombság felszínalaktani térképezése hagyományos és térinformatikai módszerek ötvöztetésével. In.: Földtani és felszínalaktani érték védelme. Szerk.: DOBOS A. – ILYÉS Z., Eger. pp. 335–349.
- HEGEDŰS A. 2008: Felszínalaktani vizsgálatok az Ózd-Pétervásári-dombságon. Doktori (Ph.D.) értekezés, Miskolci Egyetem Földrajz Intézet. 109 p.
- HEGEDŰS A 2011: Felszínalaktani szintek keresése, kijelölése domborzatmodell segítségével. In.: HunDEM 2011 kerekasztal és konferencia közleményei. Lehetőségek a domborzatmodellezésben 2011, Miskolc. pp. 1–16.
- HEGEDŰS, A. – VÁGÓ, J. 2007: The Examination of the Bükkalja using digital elevation model, microCAD International Science Conference, 2007. Miskolc. pp. 47–52.
- HEVESI A. 1978: A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. *Földrajzi Értesítő*. 27. (2): pp. 169–203.
- HEVESI A. 1980: Adatok a Bükk hegység negyedidőszaki ősföldrajzi képéhez. *Földtani Közlöny* 110. (3-4): pp. 540–550.
- HEVESI A. 1986a: A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja. Kandidátusi értekezés, Budapest, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. 187 p.
- HEVESI A. 1986b: A Bükk-hegység felszínfejlődése és karsztja. Kandidátusi Értekezés. Budapest. pp. 1–187.
- HEVESI A. 1990: A Bükk felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodára. – Magyar Földrajzi Társaság, Budapest. 67 p.
- HEVESI A. 1997: A Bükk. In: Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. Szerk.: KARÁTSZON D., Kertek 2000 könyvkiadó, Budapest. pp. 337–344.
- HEVESI A. 2002a: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükk Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ CS., Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 15–22.
- HEVESI A. 2002b: Fejlődéstörténet II. Felszínfejlődés. In: A Bükk Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ CS., Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 83–108.

- HEVESI A. 2002c: Felszínalaktani jellemzés, karsztformakincs. In: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ CS., Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 109–148.
- HEVESI A. 2002d: Természetföldrajzi kislexikon. Műszaki Kiadó, Budapest. p. 124.
- HEVESI A. 2003: A Kárpát-medence és a Kárpátok természetföldrajzi tájtagolása. Budapest. Földrajzi Értesítő, 52. (3-4): pp. 253–267.
- HEVESI A. 2015: A Damasa-szakadék; tömbös lejtőcsuszamlás az Upponyi-hegységben. XVII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Déva. pp. 121–125.
- 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.
- 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.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00011-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00011-6)
- HORTON, R. E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology – Bulletin of Geological Society of America 56. pp. 275–370.
- HORVÁTH F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics, 225. pp. 333–358.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH F. 2007: A Pannon-medence geodinamikája – Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. Akadémiai székfoglaló értekezés, Budapest. 240 p.
- 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.: European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32. Szerk.: GEE, D. G. – STEPHENSON, R.A.. pp. 191–206.
- IWAHASHI, J. – PIKE, R.J. 2007: Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. Geomorphology, 86. (3–4): pp. 409–440.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.012>
- JACOBY, W. G. 2000: LOESS: a nonparametric, graphical tool for depicting relationships between variables. – Electoral Studies, 19. pp. 577–613.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0261-3794\(99\)00028-1](https://doi.org/10.1016/S0261-3794(99)00028-1)
- JANKÓ A. 2001: A második katonai felmérés. – Hadtörténeti Közlemények 114. pp.103–129.
- JÁMBOR Á. 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom-változásairól. MÁFI Évi Jelentése az 1976. évről. pp. 261–265.
- JÁNOSSY D. 1986: Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Developments in Paleontology and Stratigraphy, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. 201.p.
- JENNESS, J. 2006: Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.3a.
Elérhető: http://www.jennessent.com/arcview/TPI_jen_poster.htm
- JASKÓ S. 1960: Pliocén korú kéregmozgások a borsodi barnakőszénmedencében. Földtani Közlöny 40. (2): pp. 184–191.
- JOSHI, N. – KOTHYARI, G.C. – PANT, C.C. 2021: Drainage conformation and transient response of river system in thrust segmentation of Northwest Himachal Himalaya, India. Quaternary International, 575-576. pp. 37–50.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.05.024>

- KATONA G. 2017: Preliminary analysis of heterogeneous fault-slip systems in the Felnémet Limestone Quarry. In: Miskolci Egyetem – Doktoranduszok Fóruma. Szerk.: MUCSI G. – PAPP R.Z., Miskolc. pp. 33–41.
- KELLER, E.A. – PINTER, N. 1996: Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landforms. Prentice Hall, New Jersey, USA. pp. 1–362.
- KENNET, J.P. – BARKER, P.F. 1990: Latest Cretaceous to Cenozoic Climate and Oceanographic Developments in the Weddell Sea, Antarctica: an Ocean-Drilling Perspective. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Result, 113. pp. 937–960.
- KEREKES J. 1936: A Tárkányi-öböl morfológiája. Földrajzi Közlemények, Budapest, pp. 80–67.
- KERTÉSZ Á. 1972: Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában a Tetves-árok és a Péli-völgy példáján. Földrajzi Értesítő, 21. (4): pp. 487–502.
- KISS G. 2012: A Neotethys előrehaladott riftesedéséhez kötődő bazaltos tengeralatti vulkanizmus és a kapcsolódó hidrotermás folyamatok ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői Északkelet-Magyarországon és a Dinaridák-Hellenidák egyes területein. Doktori (PhD) értekezés, ELTE Földrajz- Földtudományi Intézet. pp. 1–174.
- KISS J. – GULYÁS Á. 2006: Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe, M=1:500 000-es nyomtatott térkép, ELGI kiadvány.
Térkép elérhető digitálisan: https://map.mbfisz.gov.hu/magnezes_anomalia/
- KROLOPP E. – SCHWEITZER F. – SCHEUER GY. – HABLY L. – SKOFLEK I. – KORDOS L. 1989: Az egrí pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és őslénytani vizsgálata. Földtani Közlöny, 119. pp. 5–29.
- KORUP, O.O., SCHMIDT, J. – MCSAVENEY, M. J. 2005: Regional relief characteristics and denudation pattern of the western Southern Alps, New Zealand. Geomorphology 71. pp. 402–423.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.013>
- KOVÁCS G. 2013: Fiatal tektonika és felszínfejlődés kapcsolata az Alpok keleti előterében. Doktori (PhD) értekezés, ELTE Földrajz- Földtudományi Intézet. 168 p.
- KOVÁCS G. – TELBISZ T. 2013: Tektonikus és fluviális hatások a Kőszegi-hegység és a Rába közti dombvidék kialakulásában. Földtani Közlöny, 143. (2): pp. 157–176.
- KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017: Tard szénhidrogén koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentés tervezete. MBFSZ, Budapest. 274 p.
- KOVÁCS, S. – HAAS, J. – SZEBÉNYI, G. – GULÁCSI, Z. – PELIKÁN, P. – B.-ÁRGYELÁN, G. – JÓZSA, S. – GÖRÖG, Á. – OZSVÁRT, P. – GECSE, ZS. – SZABÓ, I. 2008: Permo-Mesozoic formations of the Recsk Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-tertiary basement of the paleogene Recsk orefield. In: Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex, Geosciences. Szerk.: FÖLDESSY J., HARTAI É., Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining, 73. p. 33–56.
- KOVÁCS, J. – SZABOLCS, Á. F. – VARGA, G. – ÚJVÁRI, G. – VARGA, GY. – DEZSŐ, J. 2011: Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian basin: A review. Quaternary International, 240. pp. 35–43.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.12.013>
- KOVÁCS, J. – BAUCSIK, B. – VARGA, A. – ÚJVÁRI, G. – VARGA, GY. – OTTNER, F. 2013: Clay mineralogy of red clay deposits from the central Carpathian Basin (Hungary): implications for Plio-Pleistocene chemical weathering and palaeoclimate. Turkish Journal of Earth Sciences, 22. pp. 414–426.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1201-4>
- KŐRÖSSY L. 2004: Az észak-magyarországi paleogén medence kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei. – Általános Földtani Szemle 28. pp. 9–120.

- KÜHNI, A. – PFIFFNER, O.I. 2001: The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41. pp. 285–307.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00060-5)
- LACZAY J. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. – *Vízügyi Közlemények*. pp. 235–254.
- LANCASTER, S. T. – BRAS, R. L. 2002: A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. – *Hydrological Processes* 16. pp. 1–26.
Elérhető: <https://doi.org/10.1002/hyp.273>
- 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.
- LÁNG S. 1953: Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi középhegységben. *Földrajzi Közlemények*, 77. (1-2). pp. 21–64.
- LÁNG S. 1954: Hidrológiai és morfológiai megfigyelések a Bükkben. *Hidrológiai Közlemények*, 34. pp. 70–81.
- LÁNG S. – MIHÁLTZ I. – VITÁLIS GY. 1970: A miskolctapolcai Nagy-kőmázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata. *Földrajzi Értesítő*, 19. (1): pp. 77–85.
- LESS GY. – KOVÁCS S. – PELIKÁN P. – PENTELENYI L. – SÁSDI L. 2005: A Bükk hegység földtana. Szerk.: PELIKÁN P., Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 249 p.
- LESS GY. 2007: Magyarország földtana – Egyetemi jegyzet - Műszaki földtudományi B.Sc. szak 3. szemeszterére járó hallgatók részére. Miskolc. pp. 31–58.
Elérhető: <http://fold1.ftt.uni-miskolc.hu/~foldlgy/mof.doc>
- LIMA, A.G. 2014: Uso da relação declive-área para avaliação de interferências neotectônicas em perfil longitudinal de rio. *Boletim de Geografia*, 32. (2): pp. 158–172.
Elérhető: <https://doi.org/10.4025/bolgeogr.v32i2.18848>
- LUKÁCS, R. – CZUPPON, GY. – HARANGI, SZ. – SZABÓ, CS. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary – texture and geochemistry. *Acta Geologica Hungarica*, 45. (4): pp. 341–358.
Elérhető: <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.4.2>
- LUKÁCS, R. – HARANGI, SZ. – NTAFLÓ, T. – MASON, P.R.D. 2005: Silicate melt inclusions in the phenocrysts of the Szomolya Ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field (Northern Hungary): Implications for magma chamber processes. – *Chemical Geology*, 223. (1–3): pp. 46–67.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.013>
- LUKÁCS R. – HARANGI SZ. – NTAFLÓ, T. – KOLLER, F. – PÉCSKAY Z 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolittufaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrít egység. *Földtani Közlöny*, 137.(4): pp. 487–514.
- LUKÁCS R. – HARANGI SZ. – RADÓCZ GY. – KÁDÁR M. – PÉCSKAY Z. – NTAFLÓ, T. 2010: A Miskolc-7, Miskolc-8 és Nyékládháza-1 fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel. *Földtani Közlöny*, 140. (1): pp. 31–48.
- LUKÁCS, R. – HARANGI, SZ. – BACHMANN, O. – GUILLONG, M. – SOÓS, I. – DUNKL, I. – FODOR, L. 2014: New zircon U-Pb geochronological data to constrain the duration of the Si-rich Miocene volcanism in the Pannonian Basin. In: *Kőzettani folyamatok a földköpenytől a felszínig*. V. Kőzettani és geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: PÁL-MOLNÁR E. – HARANGI SZ., Budapest, pp. 60–63.

- LUKÁCS R. – HARANGI SZ. – CZUPPON GY. – FODOR L. – PETRIK A. – DUNKL I. – BACHMANN, O. – GUILLONG, M. – BURET, Y. – SLIWINSKI, J. – SZEPESI J. – SOÓS I. 2017: A Bükkalja vulkáni terület miocén szilíciumgazdag vulkanizmusa. In.: Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán. VIII. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: DÉGI J. – KIRÁLY E. – KÓNYA P. – KOVÁCS I.J. – PÁL-MOLNÁR E. – THAMÓNÉ BOZSÓ E. – TÖRÖK K. – UDVARDI B., Budapest. pp. 105–107.
- LUKÁCS, R. – HARANGI, SZ. – GUILLONG, M. – BACHMANN, O. – FODOR, L. – BURET, Y. – DUNKL, I. – SLIWINSKI, 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005>
- LUKÁCS R. – HARANGI SZ. 2019: A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149. (3): pp.197–232.
Elérhető: <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197>
- MACQUEEN, J.B. 1967: Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations. *Proceedings of 5th. Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, University of California Press. pp. 281–297.
- MAHMOOD, S.A. – GLOAGUEN, R. 2012: Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 3. (4): pp. 407–428.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.002>
- MAGYAR I. 2010: A Pannon-medence ősföldrajzi és környezeti viszonyai a késő miocénben. *GEO Litera – SZTE TTK Földrajzi, és Földtani Tanszékcsoport*, Szeged. pp. 9–139.
- 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.
Elérhető: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0651:EOPTUA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0651:EOPTUA>2.3.CO;2)
- 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.
Elérhető: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<200:EFABFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<200:EFABFS>2.0.CO;2)
- MARTONNÉ ERDŐS K. 1972: A Déli-Bükk középső részének felszín és völgyfejlődési problémái. *Doktori értekezés részlete*. Elérhető: <http://geo.science.unideb.hu/taj/dokument/>
- MARTONNÉ ERDŐS K. 1974: Areális és lineáris folyamatok egyidejűsége egy vulkáni hegylábtérségben, a Déli-Bükkben, *Acta Geographica Debrecina*, 12. pp. 75–114.
- MARTONNÉ ERDŐS K. 2002: A Bükkvidék. *Kézirat*, Debreceni Egyetem.
Elérhető: <http://geo.science.unideb.hu/taj/dokument/bukk.doc>
- MARTZ, L.W. – GARBRECHT, J. 1992: Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers and Geosciences*, 18. pp. 747–761.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(92\)90007-E](https://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90007-E)
- MÁRKUS B. 2010: *Térinformatika 12: 3D elemzés*. Nyugat-magyarországi Egyetem Geoinformatikai Kar. pp. 19–20.
- MÁRTON, E. 1981: Tectonic implications of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region. *Earth Evolution Sciences*, 4. pp. 257–264.
- MÁRTON, E. 1985: Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. *Geological Society Special Publications*, 17. pp. 645–654.
- MÁRTON, E. – FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. *Tectonophysics*, 242. pp. 99–114.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00153-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00153-Z)

- MÁRTON, E. – MÁRTON, P. 1996: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data. Geological Society Special Publication, 105. pp. 153–173
Elérhető: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.15>
- MÁRTON, E. – PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. Acta Geologica Hungarica: A Quarterly of the Hungarian Academy of Sciences, 41. pp. 467–476.
- MÁRTON, E. – FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary); sign for rotational disintegration of the Alcapa unit. Tectonophysics, 363. pp. 201–224.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00672-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00672-8)
- MÁRTON, E. – MÁRTON, P. – ZELENKA, T. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts and their forelands. – Central European Geology, 50. (1): pp. 47–57.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.50.2007.1.4>
- MBFSZ WEBOLDALA: Káresemények térképen.
Elérhető: <http://geonetwork.mfgi.hu:8080/wXmlDoc/wtsMapNRZ.html>
- MCINSTOSH R.W. 2014: A Bükkium morfortektonikája. PhD (doktori) értekezés, Debreceni Egyetem. 239 p.
- MONSBRUGER, V. – UTESCHER, T. – DILCHER, D.L. 2005: Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. Proceedings of the National Academy of Sciences, 7 p.
Elérhető: <https://doi.org/10.1073/pnas.0505267102>
- MOUSSI, A. – REBAI, N. – CHAIEB, A. – SAADI, A. 2018: GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). Arabian Journal of Geosciences, 11 (123). 15 p.
Elérhető: <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3466-x>
- NAGY E. – NAGY I. 1965: Völgyiránystatisztikai vizsgálatok a Mecsekben. Földrajzi Értesítő, 14. pp. 147–148.
- NAGYMAROSY A. – HÁMOR G. 2012: Genesis and Evolution of the Pannonian Basin. In.: Geology of Hungary. Szerk.: HAAS J., Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 149–201.
- NÉMETH N. 2005: A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai. PhD (doktori) értekezés, Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet. 156 p.
- NÉMETH N. 2007: A bükkzsérci Patkó-sziklák kőfejtőjének és környékének szerkezetföldtani jelenségei. Földtani Közlöny, 137. (4): pp. 473–486.
- NOSZKY J. 1930: A magyar középhegység EK-i részének oligocén-miocén rétegei: II. A miocén. Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici, 27. pp. 160–236.
- NOVAK, T. – BERMES, A. 2015: Relationships between tectonics and drainage network planar geometry of the Povcha and Mizoch uplands, NW Ukraine. Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie, 4. pp. 109–120.
- OUCHI, S. 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of America Bulletin, 96. pp. 504–515.
Elérhető: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<504:ROARTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<504:ROARTS>2.0.CO;2)
- PANTÓ G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. Acta Geologica, 6. (3-4): pp. 307–331
- PANTÓ G. 1964: Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. Földtani Közlöny, 93. (3): pp. 313–320.
- PÁLFY, J. – MUNDIL, R. – RENNE, P.R. – BERNOR, R.L. – KORDOS, L. – GASPARIK, M. 2007: U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. Earth and Planetary Science Letters 258. pp.160–174.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.029>

- PECSMÁNY P. 2016: Teraszvizsgálatok a Bükkalja nyugati részén. In: Diáktudomány: A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri munkáiból. Szerk.: KÉKESI T. – WOPERA ZS. – DABASI-HALÁSZ ZS., Miskolc. pp. 22–27.
- PECSMÁNY P. 2017: Szihalom és környékének fejlődéstörténeti és felszínalaktani sajátosságai. In.: Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán. VIII. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: DÉGI J. – KIRÁLY E. – KÓNYA P. – KOVÁCS I.J. – PÁL-MOLNÁR E. – THAMÓNÉ BOZSÓ E. – TÖRÖK K. – UDVARDI B., Budapest. pp. 134–137.
- PECSMÁNY P. 2019a: Maradványfelszínek kimutatása digitális domborzatmodellen végzett morfometriai vizsgálatok segítségével a Bükkalján. In: BODZÁS S. – ANTAL T. (szerk.) Műszaki tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2019 Konferencia. pp. 297–300.
- PECSMÁNY P. 2019b: A medence fogalma, medencék osztályozása. In: Doktoranduszok Fóruma: Miskolc, Műszaki Földtudományi Kar szekciókiadványa. Szerk.: SZABÓ N.P. – PAPP R.Z., Miskolc. pp. 82–95.
- PECSMÁNY P. 2020: A Cserépváraljai- és a Tardi-patak bükkaljai völgyszakaszának felszínfejlődése. Műszaki Földtudományi Közlemények 89. (1): pp. 35–41.
- PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – DOBOS E. 2018: Felszínalaktani vizsgálatok a Cserépváraljai- és a Tardi-patak völgyében. In.: XX. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia. Gyulafehérvár (RO). pp. 198–199.
- PECSMÁNY P. – KRISTÁLY F. 2018: Agyagásványok eloszlásának vizsgálata két felszínmozgásveszélyes területen. In: Az asztenoszféráról az atmoszféráig: IX. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés absztrakt kötet. Szerk.: BERKESI M. – CSERESZNYÉS D. – GELENCSE R. – KIRÁLY CS. – PÁLOS ZS. – SPRÁNYI T. – SZABÓ ZS. – SZABÓ ZS., Budapest. pp.145–146.
- PECSMÁNY, P. – HEGEDŰS, A. – VÁGÓ, J. 2020: Remnant surfaces in the Tárkány Basin. Landscape and Environment (Acta Geographica Debrecina) 14. (2): pp. 20–30.
Elérhető: <https://doi.org/10.21120/LE/14/2/2>
- PECSMÁNY P. – SZABÓ N. P. 2020: Vízfolyások kanyarulat-fejlettségének vizsgálata feltáró faktoranalízis segítségével. In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában XI.: Theory meets practice in GIS. Szerk.: MOLNÁR V.É., Debrecen. pp. 191–197.
- PECSMÁNY P. – VÁGÓ J. 2020: A mélyszerkezet és a domborzat közötti kapcsolat a Bükkalja területén. Műszaki Földtudományi Közlemények, 89. (1): pp. 29–34.
- PEJA GY. 1956: Tektonikus eredetű morfológiai formák kialakulása a Sajó-völgy középső szakaszának környékén. Suvadások hatása a széntelepek feltárására. Földrajzi Közlemények, 80. (4): pp. 365–378.
- PENTELENYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. In.: BARÁZ CS. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park.Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 205-216.
- PENTELENYI L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. In.: A Bükk hegység földtana (Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez). Szerk.: PELIKÁN P., MÁFI. pp. 110-125.
- PETRIK A. 2016: A Bükk déli előterének kainozoos szerkezetalakulása. Doktori (PhD) értekezés. ELTE Földrajz-Földtudományi Intézet. Budapest. 264 p.
- 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.029>
- 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, 67. (1): pp. 83–104.
Elérhető: <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0005>

- PETRIK, A. – JORDÁN, GY. 2012: A Villányi-hegység és térségének morfometriai és morfotektonikai vizsgálata digitális terepmodell alapján. *Geographia Pannonica Nova*, 13. pp. 37–48.
- PETRIK, A. – JORDÁN, GY. 2017: Systematic Digital Terrain Model construction and model verification with multi-source field data. Morphotectonic analysis in the Villany Hills and its surroundings, SW Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 12. (1): pp. 207–224.
- PETRIK, A. – FODOR, L. – BEREZKI, L. – KLEMBALA, ZS. – LUKÁCS, R. – BARANYI, V. – BEKE, B. – HARANGI, SZ. 2018: Variation in style of magmatism and emplacement mechanism induced by changes in basin environments and stress fields (Pannonian Basin, Central Europe). *Basin Research*, 31. (2): pp. 1–25.
Elérhető: <https://doi.org/10.1111/bre.12326>
- PÉREZ-PEÑA, J.V. – AZAÑÓN, J.M. – AZOR, A. – DELGADO, J. – GONZÁLEZ-LODEIRO, F. 2008: Spatial analysis of stream power using GIS: SLK anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34. pp. 16–25.
Elérhető: <https://doi.org/10.1002/esp.1684>
- PETROVSZKI, J. – TIMÁR, G. 2010: Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. *Geomorphology*, 122. (3-4): pp. 223–230.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.11.009>
- 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.08.005>
- PETROVSZKI J. 2013: A Pannon-medence meanderező vízfolyásainak kanyarfejltség elemzése - neotektonikai és folyódinamikai következtetések. PhD (doktori) értekezés. ELTE Földrajz-Földtudományi Intézet, Budapest. 145 p.
- PÉCSI M. 1961: A negyedkori korráziós folyamatok hatása a felszínalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat.
- PÉCSI M. 1962: A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. *Földrajzi Értesítő*, 11. (1): pp. 19–36.
- PÉCSI M. 1963: Hegylábi (Pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. *Földrajzi Közlemények*, 87. (3): pp. 195–212.
- PÉCSI M. 1964: A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. *Földrajzi Értesítő*, 13. (1): pp. 1–29.
- PÉCSI M. 1969: Az elegyengetett felszínek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. *Földrajzi Értesítő*. 18. (2): pp. 153–176.
- PÉCSI M. 1991: A magyar középhegységek lepusztulás szintjei, különös tekintettel a pedimentképződésre. In: *Geomorfológia és domborzatminősítés*. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Budapest. pp. 139-146.
- PÉCSI M. 1996: Geomorphological regions of Hungary, *Geographical research Institute*, Budapest, 87 p.
- PÉCSI M. 1997: Szerkezeti és vázталajképződés Magyarországon. Tekintettel a derázsiós – korrázsiós – domborzatalakulásra, talajhordalék- és üledékképződésére a negyedidőszak során. MTA FKI, Budapest. 295 p.
- PÉTER A. 2016: Rétegcúsúság állékonyságvizsgálata SVOoffice szoftvercsomag alkalmazásával. In: *Diáktudomány - A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri Munkáiból. Tudományos Diákköri Tanács IX. kötet. Szerk.: KÉKESI T. – WOPERA ZS. – DABASI-HALÁSZ ZS., Miskolci*. pp. 28–32.
- PINCZÉS Z. 1955: Morfológiai megfigyelések a Hór völgyében. *Földrajzi Értesítő*, 4. pp. 145-156.

- PINCZÉS Z. 1957: Az Eger-völgy problémái. *Földrajzi Értesítő*, 6. pp. 29–43.
- PINCZÉS Z. 1961a: A tönkösödés kérdése a Zemplén-hegység déli részén. *Földrajzi Értesítő*, 94. pp. 463–477.
- PINCZÉS Z. 1961b: A Zemplén-hegység déli részének természetföldrajza. Kandidátusi értekezés. 264 p.
- PINCZÉS Z. 1968: A Bükk hegység tönk és pediment felszínei. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Természetföldrajzi Dokumentáció 7. pp. 32–39.
- PINCZÉS Z. 1978: A hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei. *Földrajzi Közlemények*. 25. (1-3): pp. 41–45.
- PINCZÉS Z. 1978: Geomorfológiai vizsgálatok a Bükk-hegység déli előterében. *Alföldi Tanulmányok*. Békéscsaba. pp. 49–69.
- PINCZÉS Z. – MARTONNÉ ERDŐS K. – DOBOS A. 1993: Elterések és hasonlóságok a hegyláb felszínek pleisztocén felszínfejlődésében. *Földrajzi Közlemények* 117. (3): pp. 149–162.
- PINCZÉS Z. 1968: A Bükk hegység tönk és pediment felszínei. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Természetföldrajzi Dokumentáció 7. pp. 32–39.
- PINTER, N. C. 1996: Active tectonics. – Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 338 p.
- PINTÉR, L. – SAURA, R. 2004: Magyarországi puhatestűek katalógusa hazai malakológusok gyűjtései alapján. – In.: A magyarországi puhatestűek elterjedése II. Magyar Természettudományi Múzeum. Szerk.: FEHÉR, Z. – GUBÁNYI, A., Budapest. pp. 1–547.
- PIŠÚT, P. 2006: Evolution of meandering Lower Morava River (West Slovakia) during the first half of 20th century. *Geomorphologica Slovaca*, 6. (1): pp. 55–68.
- PÓKA, T. – ZELENKA, T. – SZAKÁCS, A. – SEGHEDI, I. – NAGY, G. – SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 41. (4): pp. 437–466.
- 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1785/0120000277>
- PÜSPÖKI, Z. – TÓTH-MAKK, Á. – KOZÁK, M. – DÁVID, Á. – MCINTOSH, R. W. – BUDAY, T. – DEMETER, G. – KISS, J. – PÜSPÖKI-TEREBESI M. – BARTA K. – CSORDÁS CS. – KISS, J. 2009: Truncated higher order sequences as responses to compressive intraplate tectonic events superimposed on eustatic sea-level rise. *Sedimentary Geology*, 219. (1-4): pp. 208–236.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.011>
- PSOMIADIS, E. – CHARIZOPOULOS, N. – SOULIS, K.X. – EFTHIMIOU, N. 2020: Investigating the Correlation of Tectonic and Morphometric Characteristics with the Hydrological Response in a Greek River Catchment Using Earth Observation and Geospatial Analysis Techniques. *Geosciences (MDPI)* 10. (9): 30 p.
Elérhető: <https://doi.org/10.3390/geosciences10090377>
- RADAIDEH, O.M.A. – GRASEMANN, B. – MELICHAR, R. MOSAR J. 2016: Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan. *Geomorphology*, 275. pp. 58–79.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.033>
- RAJ, R. 2007: Strike slip faulting inferred from offsetting of drainages: Lower Narmada basin, western India. *Journal of Earth Science*, 116. pp. 413–421.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1007/s12040-007-0040-4>
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I. 1985: The Techniques of Modern Structural Geology. Vol.2. Folds and Fractures. London, Academic Press. pp. 309–695.

- ROBL, J. – HERGARTEN, S. – STÜWE, K. 2008: Morphological analysis of the drainage system in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 460. pp. 263–277.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.024>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. – FODOR L. – HORVÁTH E. – TELBISZ T. 2007: Folyóvízi, eolikus és neotektonikai hatások szerepe a Gödöllői-dombság felszínfejlődésében - DEM-alapú morfometriai vizsgálat. *Földrajzi Közlemények*, 131. (4): pp. 319–342.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – FODOR, L. – HORVÁTH, E. – TELBISZ, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104 (3-4). pp. 203–217.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>
- SÁSDI L. 2002: Vízrajzi, vízföldtani viszonyok. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: BARÁZ CS., Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 155–165.
- SCHRÉTER Z. 1912: Eger környékének földtani viszonyai. In.: MÁFI évi jelentés. pp. 130–146.
- SCHRÉTER Z. 1916: A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. In.: A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1915-ről. pp. 348–363.
- SCHRÉTER Z. 1926: Az 1925 január 31-i egri földrengés. *Földtani Közlöny*, 55. pp. 26–49.
- SCHRÉTER Z. 1933: A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. In.: A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1932–34. évekről. pp. 511–526.
- SCHRÉTER Z. 1939: A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. In.: A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1933–35. évekről II, 511–526.
- SCHRÉTER Z. 1943: Jelentés a Bükkhegység DNy-i részének földtani reambulációjáról. In.: A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1939–40. évekről I. pp. 381–392.
- SCHRÉTER Z. 1952: Földtani vizsgálatok a Bükk-hegység déli részében. In.: A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1944-ről. pp. 45–49.
- SCHRÉTER Z. 1975: Tanulmány az alsópleisztocén korú Melanopsidák köréből. *Földtani Közlöny*, 105. pp. 1–22.
- 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 causality 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.
- SCHWEITZER F. 1993: Domborzatformálódás a Pannon-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. – *Akadémia Doktori Értekezés*, MTA – Budapest. 125 p.
- SCHWEITZER F. 2001: A Kárpát-medence félsivatagi és sztepsíkság-formálódása és messinai sókrízis. *Földrajzi Értesítő*, 50. (1-4): pp. 9–31.
- SCHWEITZER F. – KISS É. 2016: Az egri Várdomb, a Tetenvár és Almagyar tágabb környezetének pleisztocén domborzatfejlődése és az Eger-patak teraszai. In.: *Magyar Földrajzi Napok 2016: Konferenciakötet: VIII. Magyar Földrajzi Konferencia*. Szerk.: Pajtkókné Tari I. – Tóth A., Magyar Földrajzi Társaság, Agria Geográfia Alapítvány, Eszterházy Károly Egyetem. pp. 411–417.
- SHACKLETON, N.J. – KENNETT, J.P. 1975: Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP pp. 277, 279, and 281. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US Government Printing Office, Washington DC, 29. pp. 743–755.

- SIDDIQUI, S. – SOLDATI, M. – CASTALDINI, D. 2015: Appraisal of active deformation from drainage network and faults: inferences from non-linear analysis. *Earth Science Informatics* 8. pp. 233–246.
Elérhető: <https://doi.org/10.1007/s12145-014-0156-4>
- STEINER F. 1990: A geostatistika alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest. 352 p.
- STOLAR, D.B., WILLETT, S.D. – MONTGOMERY, D.R. 2007: Characterization of topographic steady state in Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 261. pp. 421–431.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.045>
- STRAHLER, A. N. 1957: Quantitative analysis of watershed geomorphology – *Transaction of the American Geophysical Union*, 38. pp. 913–920.
- SZALAI K. 2004: Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-szigethegységben és előterein, különös tekintettel a földtani adottságok szerepére. Doktori (PhD) értekezés. Debreceni Egyetem. 109 p.
- SZAKÁCS, A. – ZELENKA, T. – MÁRTON, E. – PÉCSKAY, Z. – PÓKA, T. – SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. *Acta Geologica Hungarica*, 41. (4): pp. 413–435.
- SZEBERÉNYI J. 2014: A Délkeleti-Börzsöny és a Visegrádi-szoros geomorfológiai szintjeinek kapcsolata. Doktori (PhD) értekezés, Pécsi Tudományegyetem Földtudományi Doktori Iskola. 129 p.
- SZÉKELY A. 1958: A Tarna-völgy geomorfológiája. *Földrajzi Értesítő*, 7. (4): pp. 389–414.
- SZÉKELY A. 1969: A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. *Földrajzi Közlemények*, 17. (3): pp. 272–289.
- SZÉKELY A. 1972: Az elegyengetett felszín típusainak rendszere magyarországi példák. *Földrajzi Közlemények*, 20. (1): pp. 43–59.
- SZÉKELY A. 1997: Vulkánmorfológia (tűzhányó-felszínaktán). ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. pp. 114–115.
- TALOOR, K.A. – JOSHI, L.M. – KOTLIA, B.S. – ALAM, A. – KOTHYARI, G.C. – KANDREGULA, R.S. – SINGH, A.K. – DUMKA R.K. 2020: Tectonic imprints of landscape evolution in the Bhilangana and Mandakini basin, Garhwal Himalaya, India: A geospatial approach. *Quaternary International*, 575-576. pp. 21–36.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.021>
- 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.901>
- TARI, G. – DÖVÉNYI, P. – DUNKL, I. – HORVÁTH, F. – LENKEY, L. – STEFANESCU, M. – SZAFIÁN, P. – TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. *Geological Society Special Publications*, 156. pp. 215–250.
Elérhető: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- TELBISZ T. 2009: Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása karsztos területek geomorfológiai térképezésében. In.: HunDEM 2009 és GeoInfo 2009 Konferencia, Miskolc. pp. 1–13.
- TELBISZ, T. 2011: Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör-Torna/Gemer-Turňa Karst) – a DEM-based study. – *Hungarian Geographical Bulletin* 60. (4): pp. 379–396.
- TELBISZ T. – KOVÁCS G. – SZÉKELY B. 2011: Sávszelvények készítése és elemzése. In.: HunDEM 2011 és GeoInfo 2011 Konferencia, Miskolc. pp. 1–8.
- TELBISZ, T. – KOVÁCS, G. – SZÉKELY, B. – SZABÓ, J. 2013: Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57. (1): pp. 485–513.

- Elérhető: <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>
- 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.
- TIMÁR G. 2003a: Geológiai folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. Doktori (Ph.D.) értekezés, ELTE Földrajz-Földtudományi Intézet, 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.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00145-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00145-8)
- 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.
- TRIBE, A. 1992: Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. Journal of Hydrology, 139. pp. 263–293.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90206-B](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90206-B)
- TROIANI, F. – DELLA SETA, M. 2008: The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. Geomorphology, 102. pp. 159–168.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.020>
- TSODULOS, I.M. – KOUKOUVELAS, I.K. – PAVLIDES, S. 2008: Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). Tectonophysics, 453. pp. 211–232.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.06.015>

- TWIDALE, C.R. 1996: Late Cenozoic activity of the Selwyn upwarp, northwest Queensland. *Journal of the Geological Society*, 13. pp. 491–494.
Elérhető: <https://doi.org/10.1080/00167616608728627>
- TWIDALE, C.R. 2004: River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67. pp. 159–218.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.03.001>
- UDVARDI B. 2015: Agyagásvány-tartalmú üledékek komplex környezettudományi vizsgálata Kulcs területén. Doktori (PhD) értekezés, ELTE Földrajz-Földtudományi Intézet. 150 p.
- UNGER, Z. – TIMÁR, G. 2005: Székelyföld lineáris térképe Landsat TM úrfelvételek alapján. *Földtani Közlöny*, 135. (2): pp. 293–304.
- 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.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1651>
- VAN DAM, J.A. 2006: Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238. (1-4): pp. 190–218.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.025>
- VARGA G. – FÁBIÁN SZ.Á. – KOVÁCS I.P. RADVÁNSZKY B. 2013: Geomorfológiai térképezés. MSc. Tananyag. Pécsi Tudományegyetem. pp. 39–75.
- VARGA GY. 1976: Adatok a Bükkjainak savanyú piroklasztikumok földtani megismeréséhez. (Kézirat). MÁFI
- VARGA GY. 1981: Újabb adatok az összesült tufatelek és ignimbritek ismeretéhez. In.: MÁFI évi jelentés (1979). pp. 499–509
- VÁGÓ J. 2003: A Bükkalja völgyhálózatának kialakulása és jellemzése, *Földrajz, A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat*, 64. pp. 187–202.
- VÁGÓ J. 2005: Vulkanitok szerepe a völgy- és vízhálózat kialakulásában a Bükkalján. In.: Doktoranduszok Fóruma, Miskolci Egyetem. Szerk.: TÍHANYI L., Miskolc. pp. 115–120.
- VÁGÓ, J. 2006: The effects of miocene volcanic rocks on the surface dissection system of the Bükkalja. In.: microCAD 2006 International Science Conference, Miskolc, pp. 147–152.
- VÁGÓ J. 2008: Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások a Bükkalja keleti részén. In: IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen. pp. 99–104.
- VÁGÓ J. 2009: Csuszamlásveszélyes domboldalok kijelölése domborzatmodell felhasználásával. In.: HunDEM2009 Konferencia és kerekasztal Kiadványa, CDROM kiadvány. 11 p.
- VÁGÓ, J. 2010: Stream Gradient investigation in the Bükkalja using interpolated surfaces. *AGD Landscape and Environment*, 4. pp. 23–36.
- VÁGÓ, J. – HEGEDŰS, A. 2011: DEM based examination of pediment levels: a case study in Bükkalja. *Hungarian Geographical Bulletin*, 60. (1): pp. 24–44.
- VÁGÓ J. 2012: A kőzetminőség szerepe a Bükkalja völgy- és vízhálózatának kialakulásában. Doktori (Ph.D.) értekezés, Miskolci Egyetem Földrajz Intézet. pp. 15–95.
- VINCENT, E. – KILLINGLEY, J.S. – BERGER, W.H. 1985: Miocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the tropical Indian Ocean. *Geology Society of America Memoir*, 38. pp. 103–144.
- VITÁLIS GY. 1977: Földtani és vízföldtani megfigyelések a miskolc-tapolcai Nagykőmázsán. *Hidrológiai Közlöny*, 50. (2): pp. 49–55.
- WEISS, A. 2001: Topographic Position and Landforms Analysis – Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.
Elérhető: http://www.jennessent.com/downloads/tpi-poster-tnc_18x22.pdf
- WOOD, J. 1996: The Geomorphological characterisation of Digital Elevation Models, 1996 Dissertation, Department of Geography, University of Leicester, U.K. 466 p.

- WOOD, J. 2009: Geomorphometry in LandSerf. *Developments in Soil Science*, 33. pp. 333-349.
Elérhető: [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00014-7)
- ZACHOS, J. – PAGANI, M. – SLOAN, L. – THOMAS, E. – BILLUPS, K. 2001: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292. pp. 686-693.
Elérhető: <http://dx.doi.org/10.1126/science.1059412>
- 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.
Elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.028>
- ZÓLYOMI B. 1931: Klíma- és növénytakaró változások a jégkorszak óta a Bükk-hegység vidékén. Debreceni Tisza István Tudományos Társaság. II. Oszt. Munkái. pp. 111–114.
- ZÓLYOMI B. 1958: Budapest és környékének természetes növénytakarója. In.: Budapest természeti képe. Szerk. PÉCSI M., Budapest, pp. 511–644.

A szerző az értekezés témájában megjelent publikációi

- PECSMÁNY P. 2014: Szihalom domborzati viszonyainak jellemzése. In: Diáktudomány: A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri munkáiból 7. Szerk.: KÉKESI T.; JÁRMAI K. – DABASI, HALÁSZ Zs., Miskolc. pp. 27–31
- PECSMÁNY P. 2016: Teraszvizsgálatok a Bükkalja nyugati részén. In: Diáktudomány: A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri munkáiból. Szerk.: KÉKESI T. – WOPERA Zs. – DABASI-HALÁSZ Zs., Miskolc. pp. 22–27.
- PECSMÁNY P. 2017: Szihalom és környékének fejlődéstörténeti és felszínalaktani sajátosságai. In.: Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán. VIII. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szerk.: DÉGI J. – KIRÁLY E. – KÓNYA P. – KOVÁCS I.J. – PÁL-MOLNÁR E. – THAMÓNÉ BOZSÓ E. – TÖRÖK K. – UDVARDI B., Budapest. pp. 134–137.
- PECSMÁNY P. 2018: A Bükkalja medencéinek kimutatása digitális felszínmodellen végzett statisztikai vizsgálatokkal. In.: Doktoranduszok Fóruma: Műszaki Földtudományi Kar szekciókiadványa. Szerk.: MUCSI G. – PAPP R.Z., Miskolc. pp. 57–67.
- PECSMÁNY P. 2019a: A medence fogalma, medencék osztályozása. In.: Doktoranduszok Fóruma: Miskolc, Műszaki Földtudományi kar szekciókiadványa. Szerk.: SZABÓ N.P. – PAPP R.Z., Miskolc. pp. 82–95.
- PECSMÁNY P. 2019b: Maradványfelszínek kimutatása digitális domborzatmodellen végzett morfológiai vizsgálatok segítségével a Bükkalján. In: Műszaki tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2019 Konferencia. Szerk.: BODZÁS S. – ANTAL T., pp. 297–300
- PECSMÁNY P. 2020a: A bükkaljai vízfolyások kanyarulatfejlettségének vizsgálata szerkezetföldtani okok és következtetések. Földrajzi Közlemények, 144. (2): pp. 133–152. Elérhető: <https://doi.org/10.32643/fk.144.2.1>
- PECSMÁNY P. 2020b: A Cserépváraljai- és a Tardi-patak bükkaljai völgyszakaszának felszínfejlődése. Műszaki Földtudományi Közlemények, 89. (1): pp. 35–41.
- PECSMÁNY P. 2021: A Bükkalja völgyhálózatának rendűség szerinti iránystatisztikai vizsgálata. Multidiszciplináris tudományok, 11. (2): pp. 9–16. Elérhető: <https://doi.org/10.35925/j.multi.2021.2.2>
- PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – DOBOS E. 2018: Felszínalaktani vizsgálatok a Cserépváraljai- és a Tardi-patak völgyében. In.: XX. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia. Gyulafehérvár (RO). pp. 198–199. Elérhető: <https://doi.org/10.13140%2FRG.2.2.14752.48645>
- PECSMÁNY P. – KRISTÁLY F. 2018: Agyagásványok eloszlásának vizsgálata két felszínmozgásveszélyes területen. In.: Az asztenoszférától az atmoszféráig: IX. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés absztrakt kötet. Szerk.: BERKESI M. – CSERESZNYÉS D. – GELENCSÉR O. – KIRÁLY Cs. – PÁLOS Zs. – SPRÁNITZ T. – SZABÓ Zs. – SZABÓ Zs., Budapest. pp.145–146.
- PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2018: Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások térképezése a Bükkalja medencéiben. In.: Földrajzi tanulmányok 2018. Szerk.: FAZEKAS I. – KISS E. – LÁZÁR I., Debrecen, MTA DAB Földtudományi Szakbizottság. pp. 67–70.
- PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2019: Landslide susceptibility mapping using gis-based methods in the Bükkalja (Hungary). In: MultiScience - XXXIII. microCAD International Multidisciplinary Scientific Conference. Szerk.: KÉKESI T., Miskolc. pp. 1–12. Elérhető: <https://doi.org/10.26649%2Fmusci.2019.008>

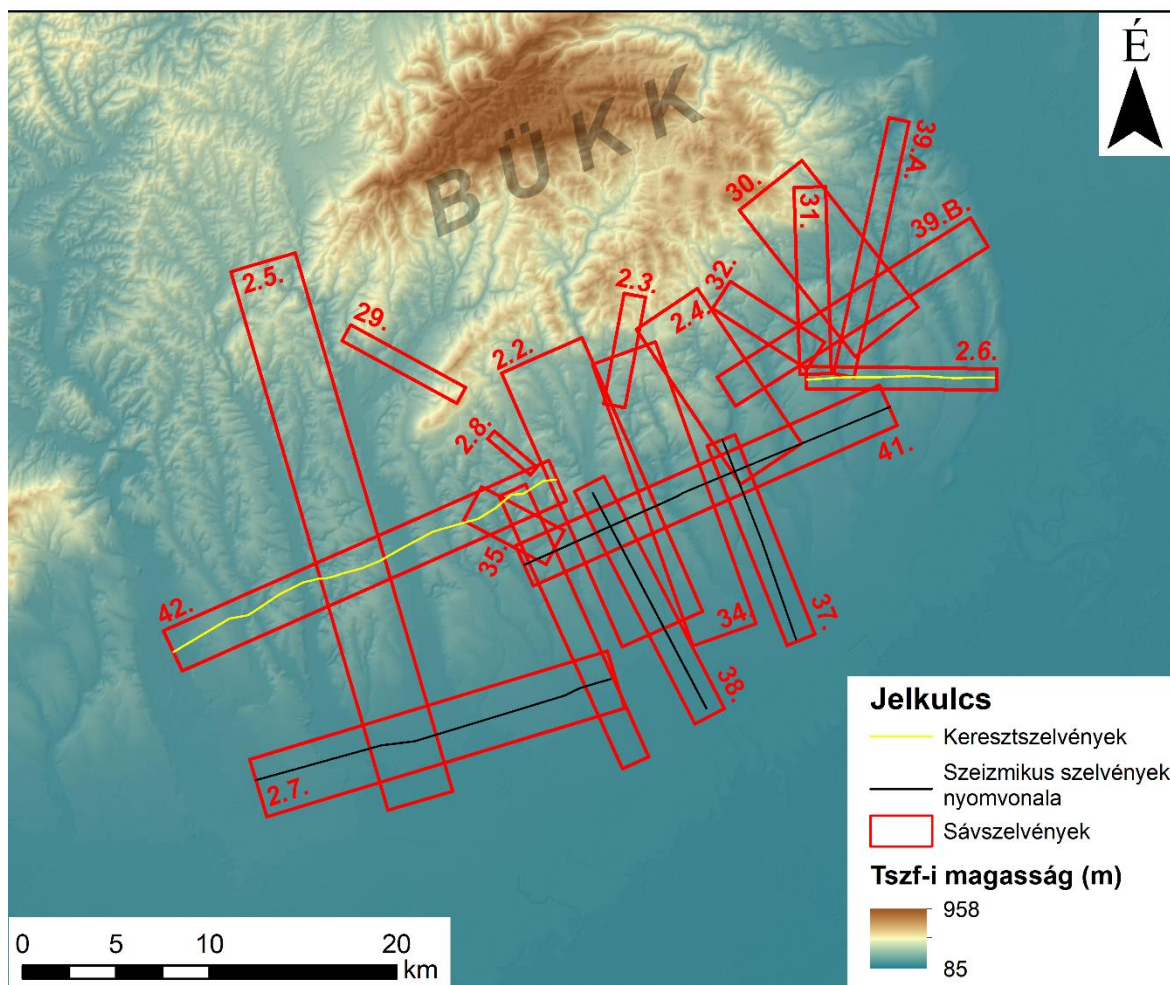
- PECSMÁNY P.** – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2020: Remnant surfaces in the Tárkány Basin. Landscape and Environment (Acta Geographica Debrecina) 14. (2): pp. 20–30. Elérhető: <https://doi.org/10.21120%2FLE%2F14%2F2%2F2>
- PECSMÁNY P.** – KILLIK R. 2020: A leggyakoribb érték módszerének alkalmazási lehetősége a digitális domborzatmodellek zajszerűsítésére. In.: Doktoranduszok Fóruma: Miskolc, Műszaki Földtudományi kar szekciókiadványa. Szerk.: SZABÓ N.P. – PAPP R.Z., Miskolc. pp. 51–59.
- PECSMÁNY P.** – SZABÓ N.P. 2020: Vízfolyások kanyarulat-fejlettségének vizsgálata feltáró faktoranalízis segítségével. In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában XI.: Theory meets practice in GIS. Szerk.: Molnár V.É., Debrecen. pp. 191–197.
- PECSMÁNY P.** – VÁGÓ J. 2020: A mélyszerkezet és a domborzat közötti kapcsolat a Bükkalja területén. Műszaki Földtudományi Közlemények 89. (1): pp. 29–34.
- PECSMÁNY P.** – HEGEDŰS A. 2021: Völgyek és lineamentek kapcsolata a szerkezeti elemekkel a Bükk délnyugati előterében. Multidiszciplináris tudományok 11. (1): pp. 38–49. Elérhető: <https://doi.org/10.35925/j.multi.2021.1.4>
- PECSMÁNY P.** – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. – NÉMETH N. 2021: Directional analysis of drainage network and morphotectonic features in the south-eastern part of Bükk Region. Hungarian Geographical Bulletin, 70. (2). (*in press*)

MELLÉKLETEK

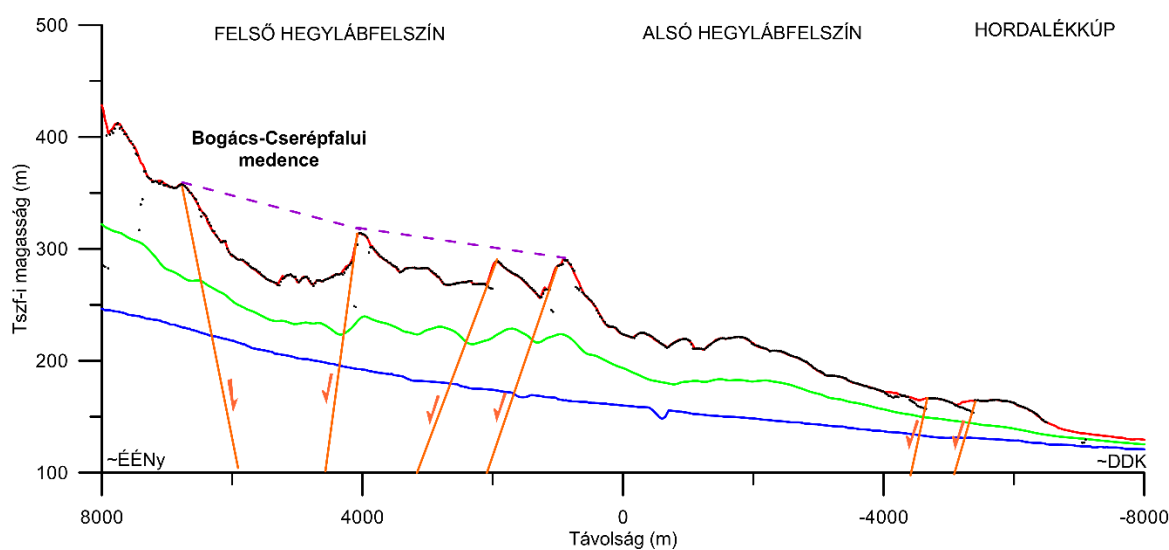
1. melléklet. Kortábla

Középső-Paratethys emeltek				Magyarországi terrisztrikus kronológiai (Kreitzoi M. 1987)		Kor (Ma)	Pannon medence fázisok (Horváth F. 2007)	Bükkaljai fázisok (Petrik A. 2016)	Fő billenések (Petrik A. 2016)	Kiemelkedési szakaszok (Tollmann, A. 1966)	Negyedidőszaki kiemelkedési szakaszok a Bükkben (Hevesi A. 2002a)					
Újidő (kainozoikum)	Neogén	Negyedidőszak	Holocén			0,01	Poszt-rift	D11	T4		jégkor végi – kora jelenkori					
			Pleisztocén	Würm	Pilisi	Szántói				0,12	balti	riss-würm jégkorszakközi				
				Riss		I				Solymári			0,32	passzédénai II. (bakui)	riss eleji	
						I/II									tar-kői alszakaszt megelőző	
						II										
				Mindel	Késő-Bihari					0,72			passzédénai I.			
				Günz	Kora-Bihari					1,7						
			Duna													
			Biber	Villányi	Kislángi	2				walachiai						
					Beremendi	2,6										
			Pliocén	Piacenzai	Villafrankai					3,6	posztdáciai (újromán)					
				Zanciai	Csarnótai					5,33		dáciai (román)				
					Rusciniai								kelet-kaukázusi			
					Bérbaltavári											
		Miocén			Pannon	Hatvani							11,62	D10	szlavóniai	
				Sümegi		D9				rhodáni						
			Csákvári								D8	attikai				
			Rhenohassium													
	Bódvai															
	Monacium															
	Szarmata				12,83		D7	T3b	moldvai							
	Bádeni				16,3	D6				T3a						
	Kárpáti				17,23						D5	T2				
	Ottnangi				19								D4	stájér		
Eggenburgi			21,3	D3	T1		szávai									
Oligocén	Egri					27,5		D2	helvétí / pireneusi							
	Kiscelli					33,9				D1	illír / helvétí					
Eocén	Priabóniai					37,2										
	Bartoni															

2. melléklet. Sáv- és keresztmetszvények

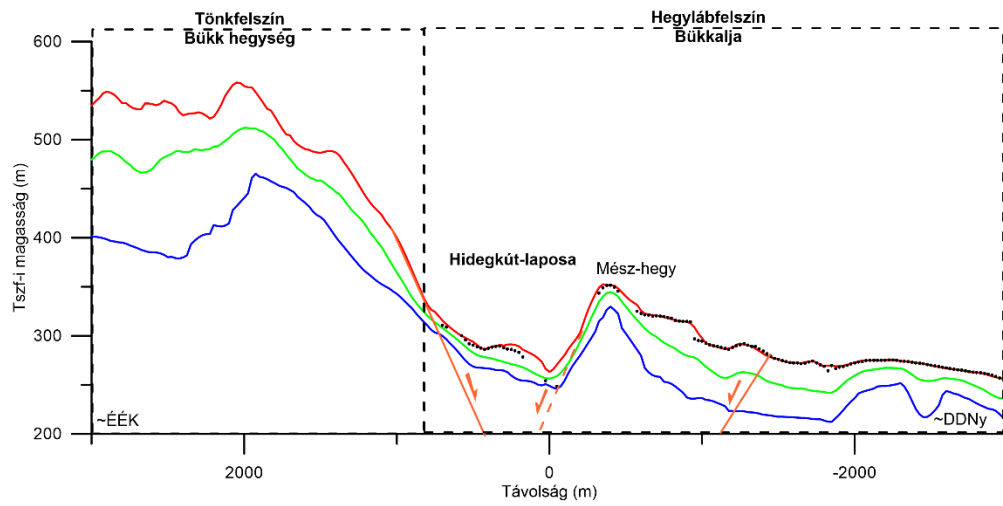


2.1. ábra. A kereszt-, szeizmikus- és sávszelvények helye.

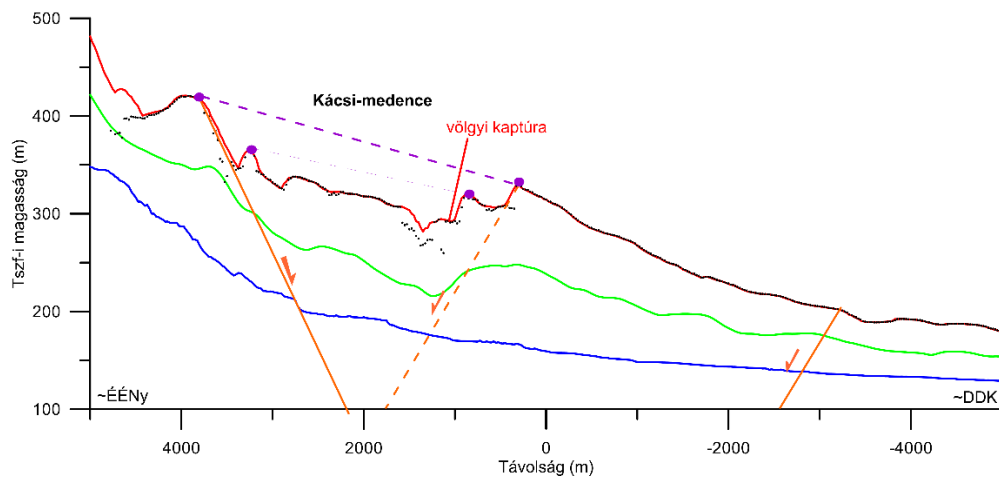


2.2. ábra. A Bogács-Cserépfalui-medence sávszelvénye.

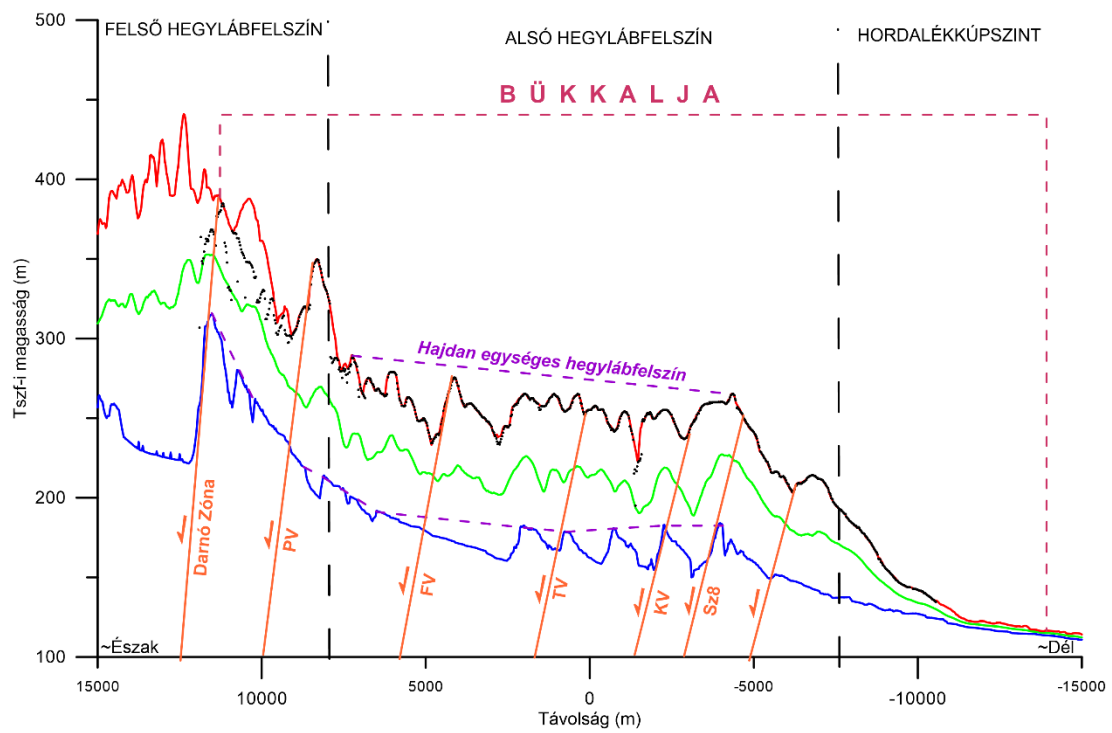
(piros: maximum értékek, zöld: átlag értékek, kék: minimum értékek, pontok: maradványfelszínek)



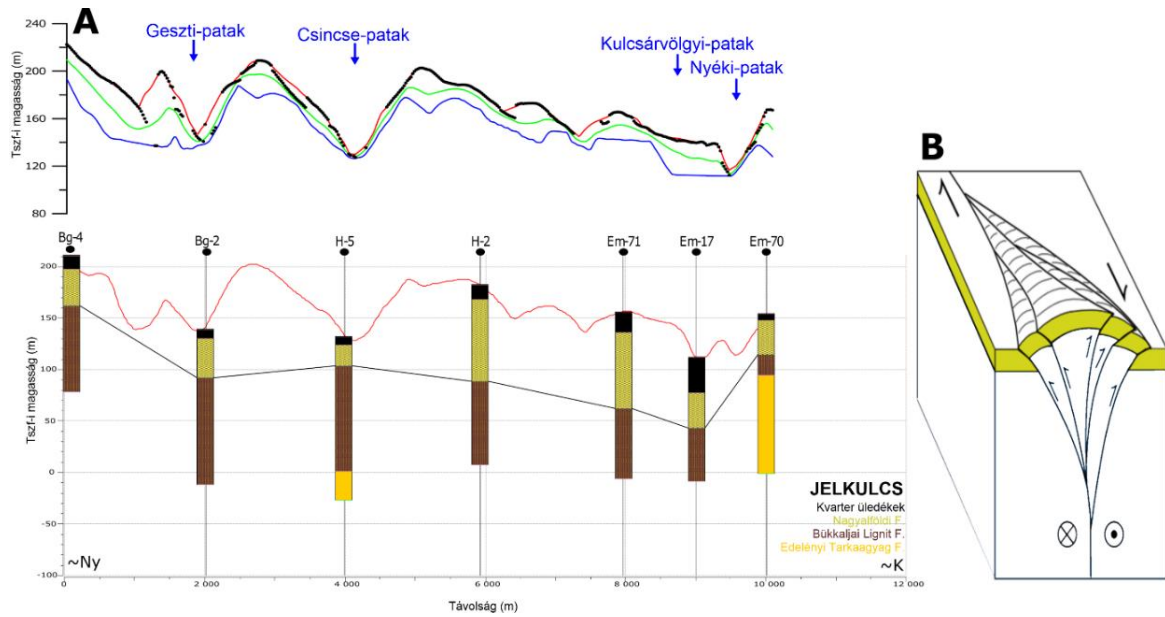
2.3. ábra. A Hídegkút-laposának sávszelvénye.



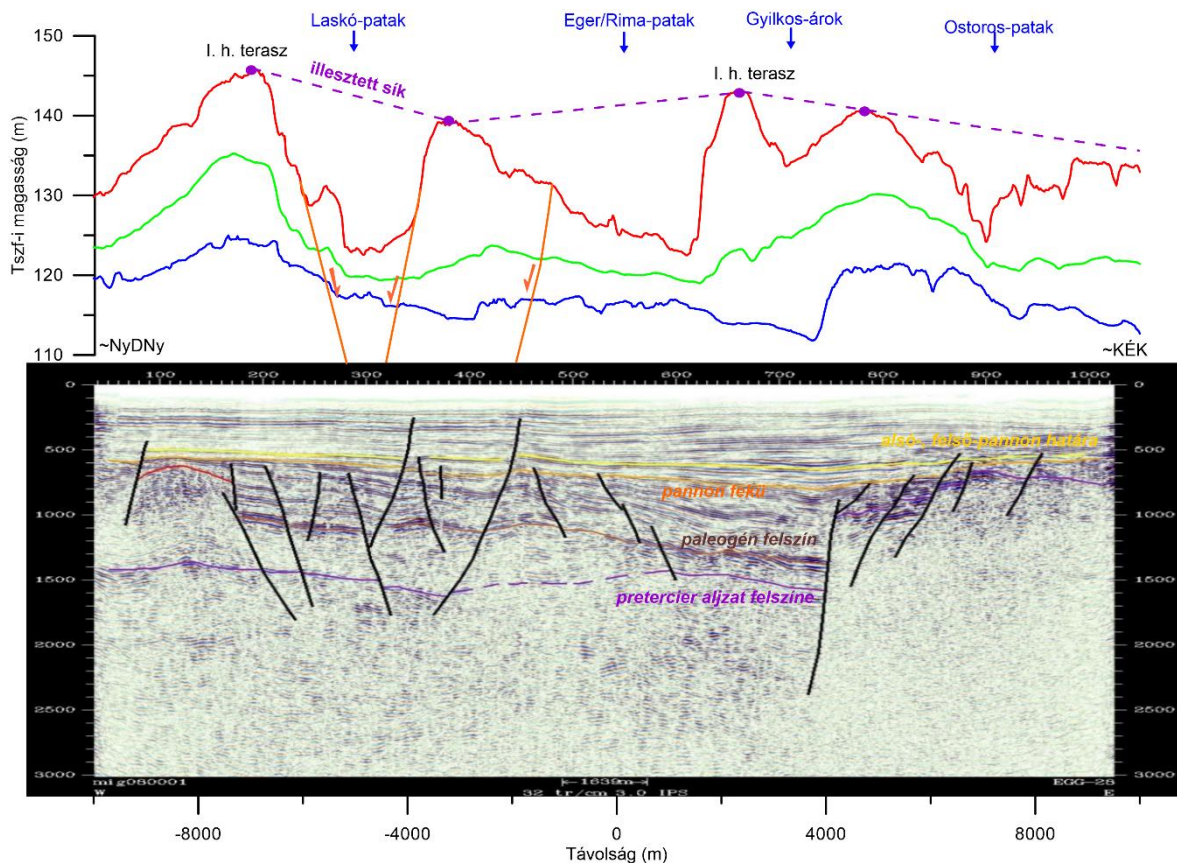
2.4. ábra. A Kácsi-medence sávszelvénye.



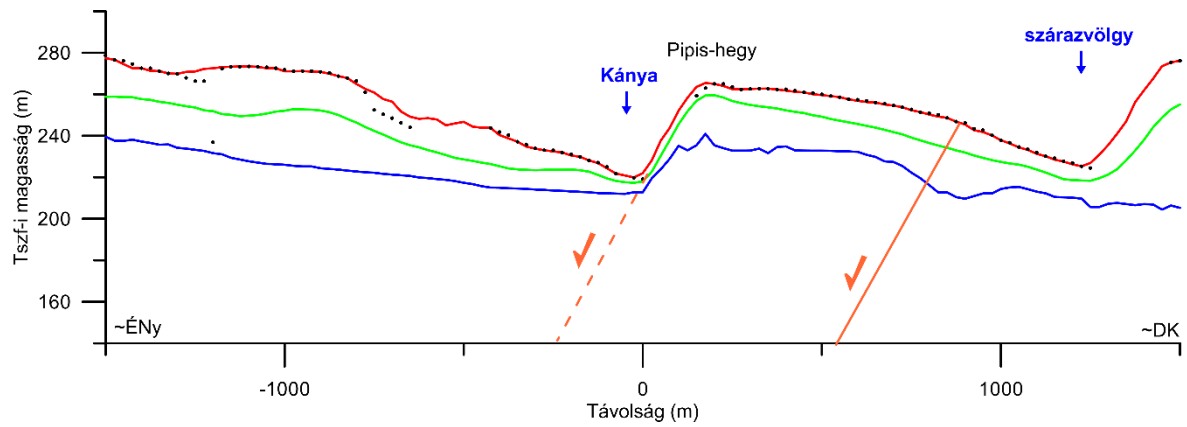
2.5. ábra. Sávszelvény a Laskó- és az Eger-patak völgyközi háta mentén.



2.6. ábra. **A:** Keleti-Bükkalján készült sávszelvény, és fúrási adatok kereszt-szelvény mentén. **B:** A Csincse-patak völgyében feltételezett lehetséges szerkezet, inverz (pozitív) virágszerkezet (Twiss, R. J. – Moores, E. M. [1992] alapján).

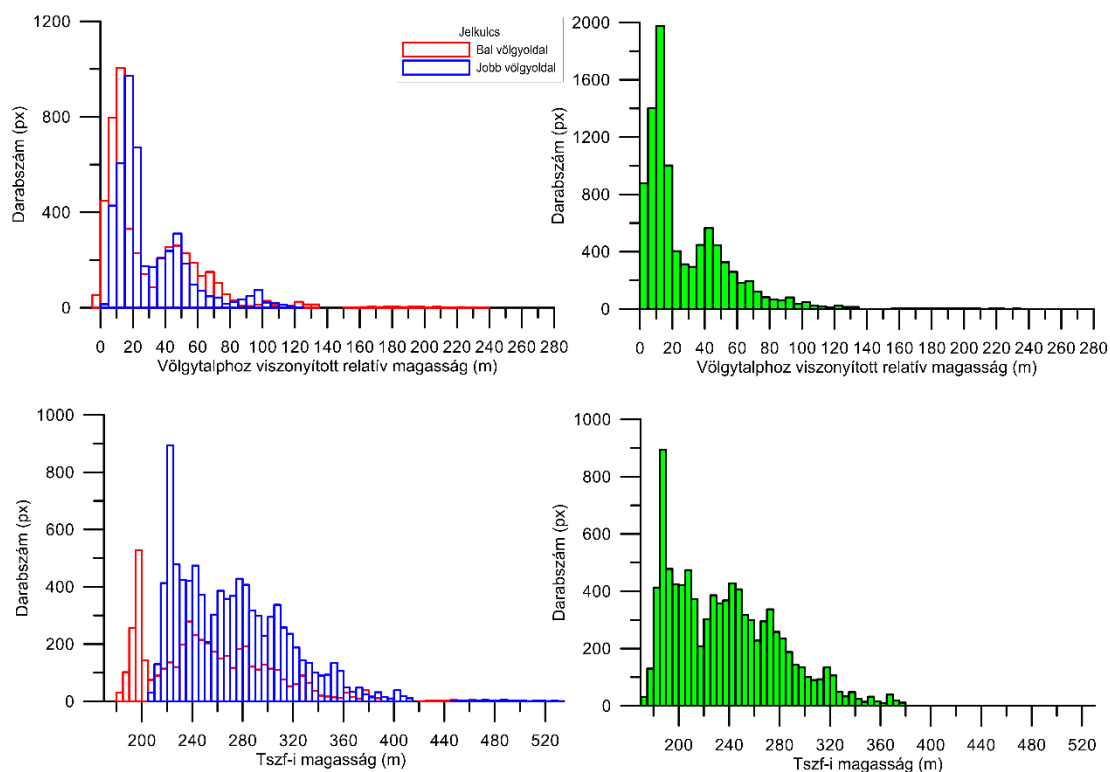


2.7. ábra. Sánszelvény az EG28-as jelű szeizmikus szelvény mentén (KOVÁCS ZS. – PIROS O. 2017) a Laskó- és az Eger-patak alsó szakaszán, a Bükkalja és a Heves-Borsodi Mezőség határán.

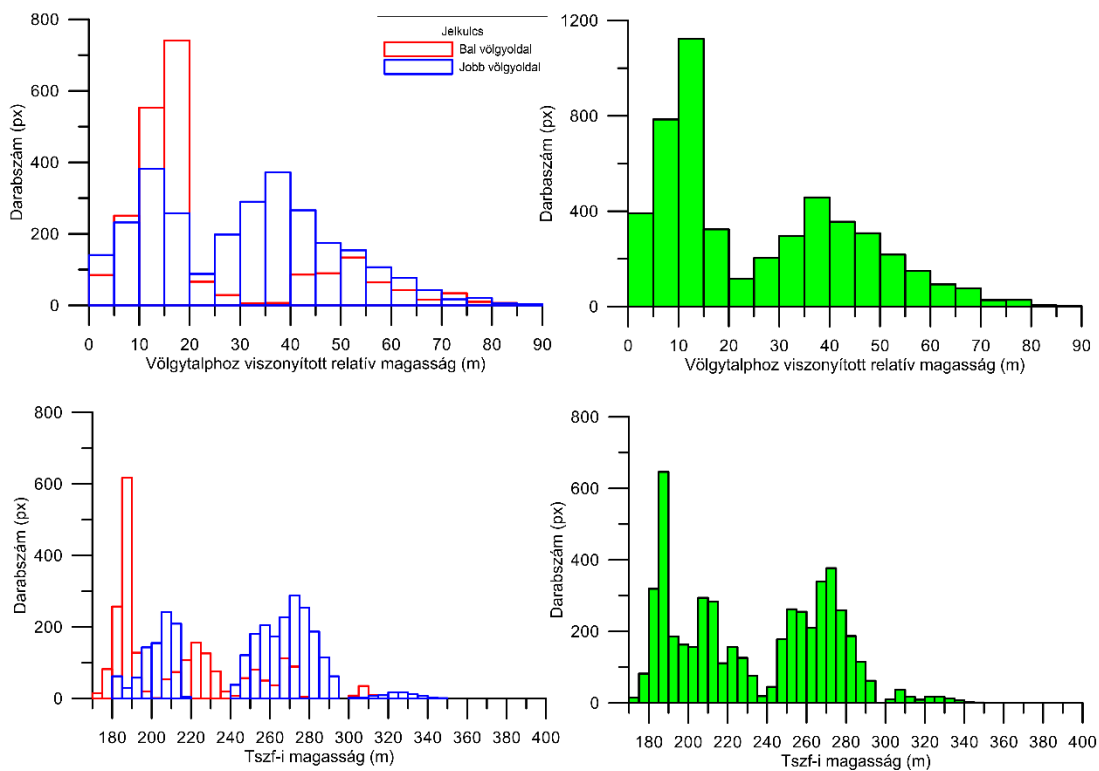


2.8. ábra. Sávszelvény a Pipis-hegy mentén, a Kánya-patak irányváltásánál.

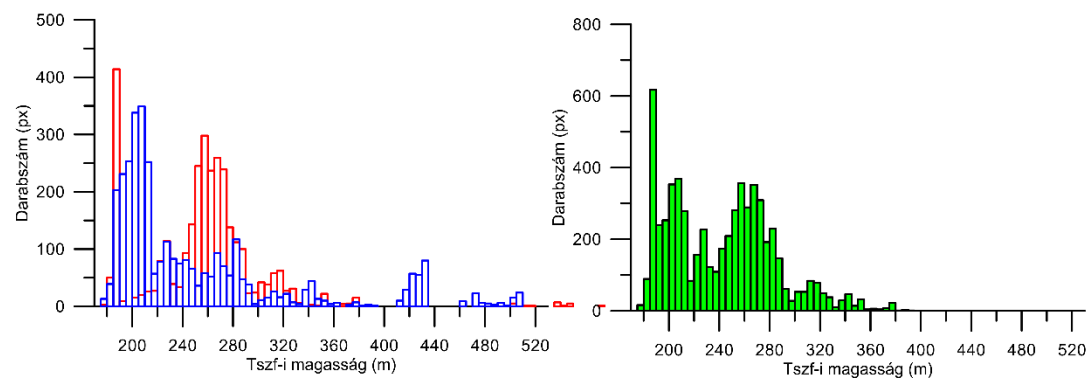
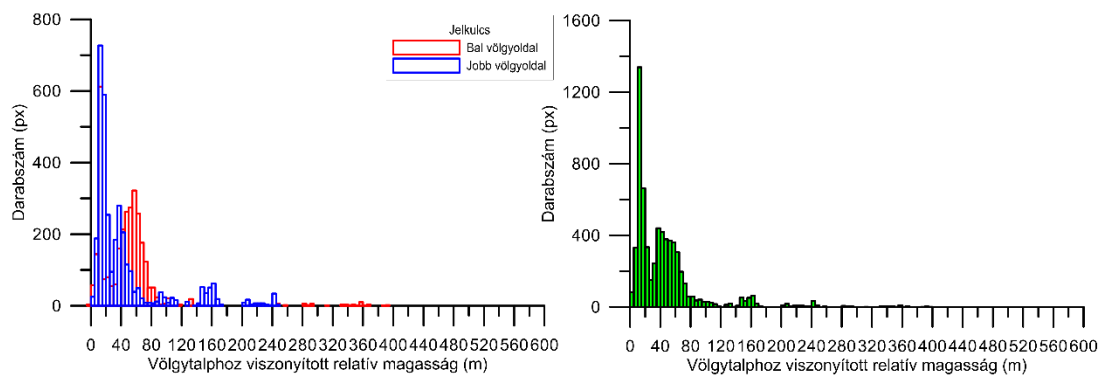
3. melléklet. Maradványfelszínek magassági hisztogramja



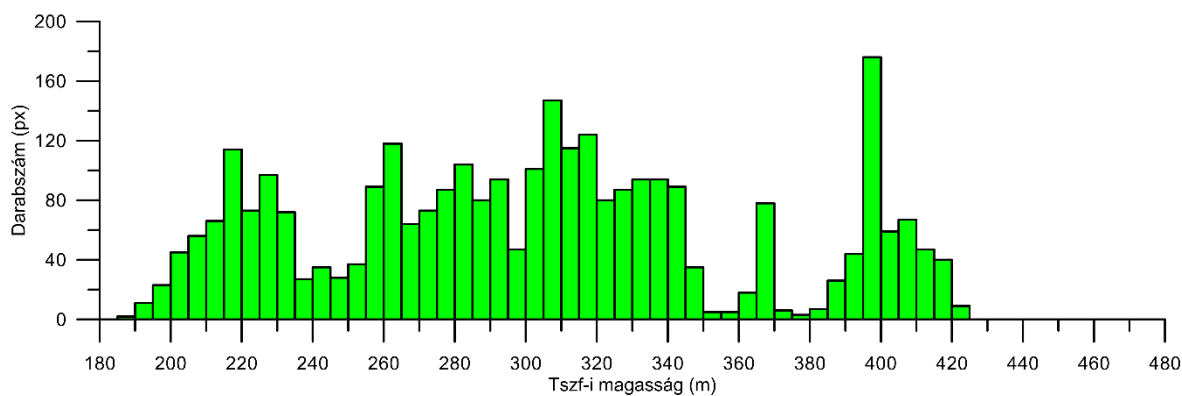
3.1. ábra. KERÉKES J. (1936) által Tárkányi-medencében térképezett teraszfelszínek magassági hisztogramja.



3.2. ábra. GULÁCSI Z. (é.n) által Tárkányi-medencében térképezett kavicsteraszfelszínek magassági hisztogramja.

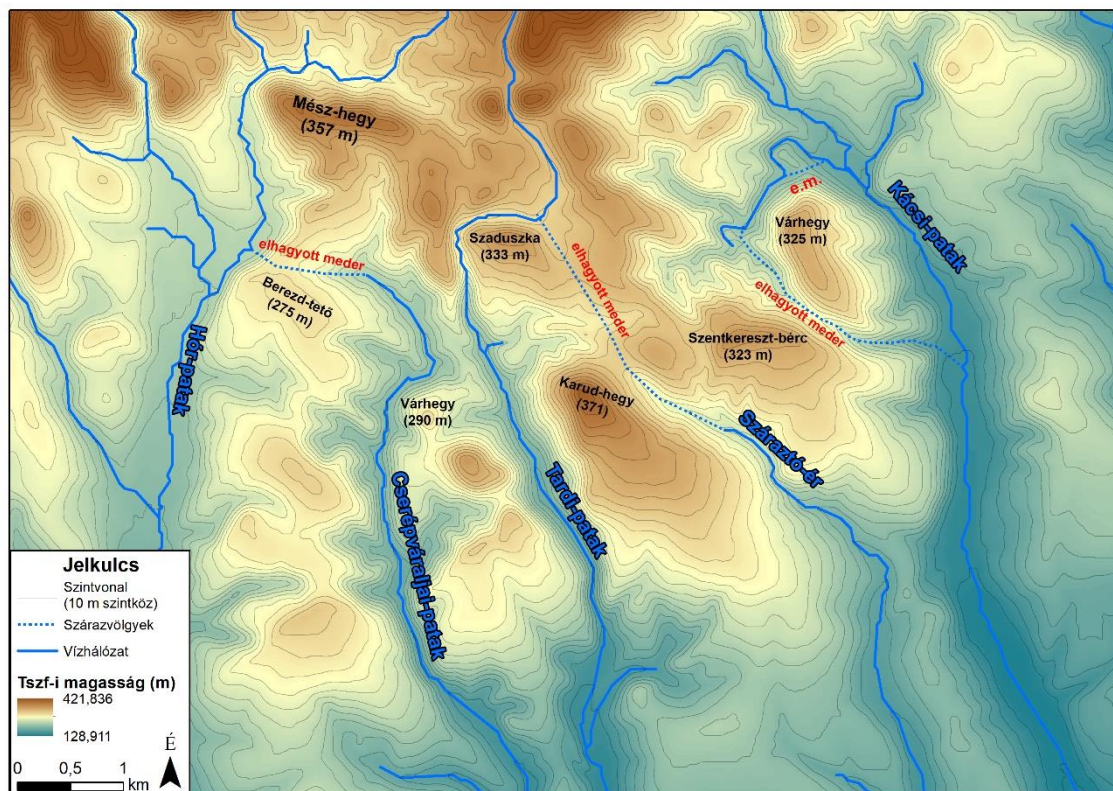


3.3. ábra. PECSMÁNY P. et al. (2020) által Tárkányi-medencében digitális úton leválogatott maradványfelszínek magassági hisztogramja.

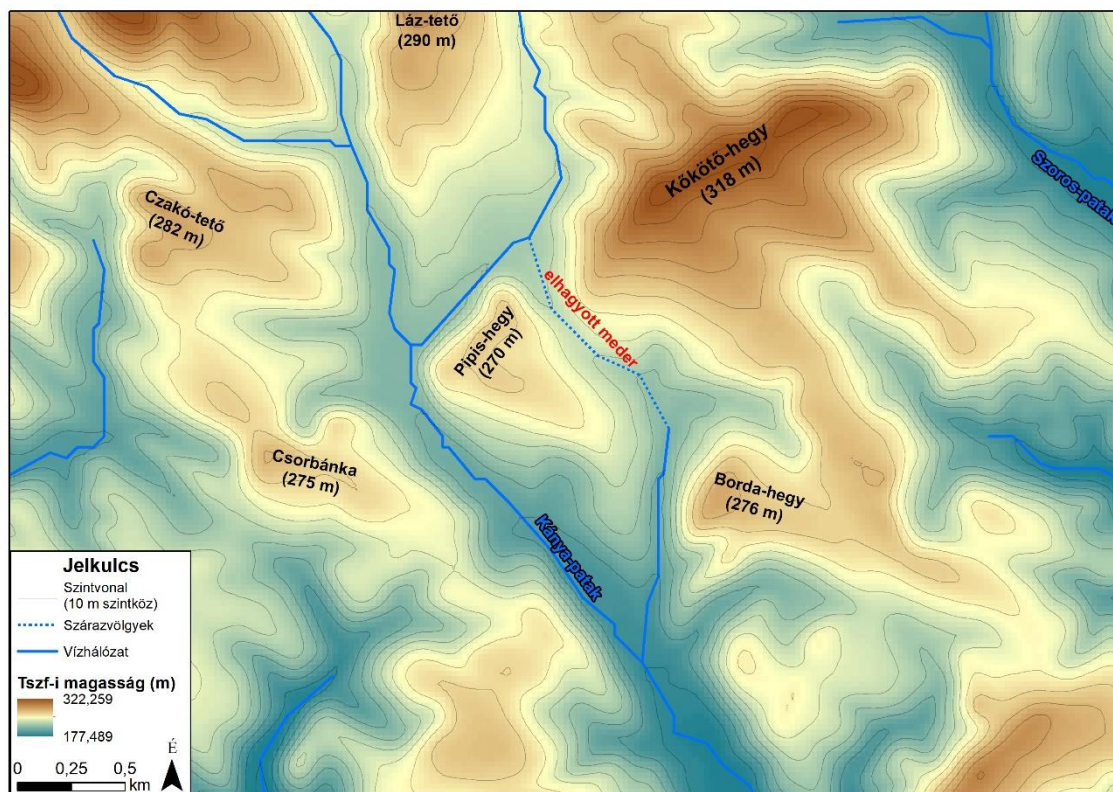


3.4. A Kácsi-medence maradványfelszíneinek magassági hisztogramja.

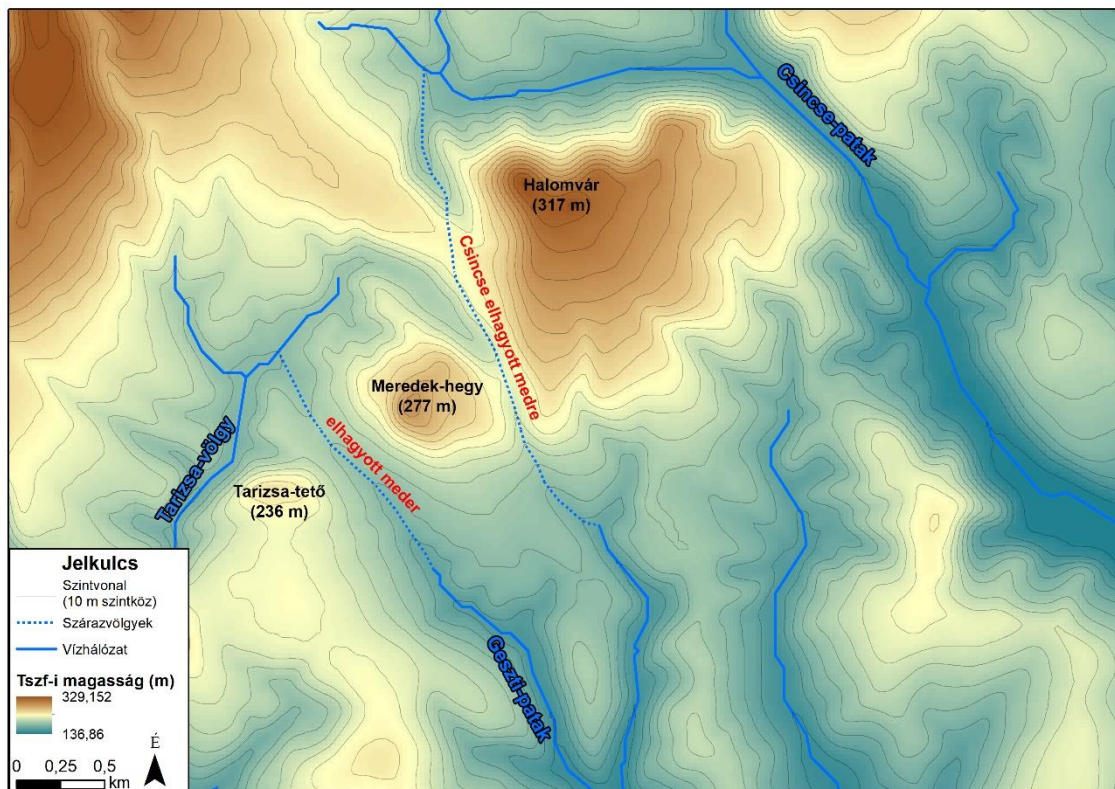
4. melléklet. Kaptúrák a Bükkalján



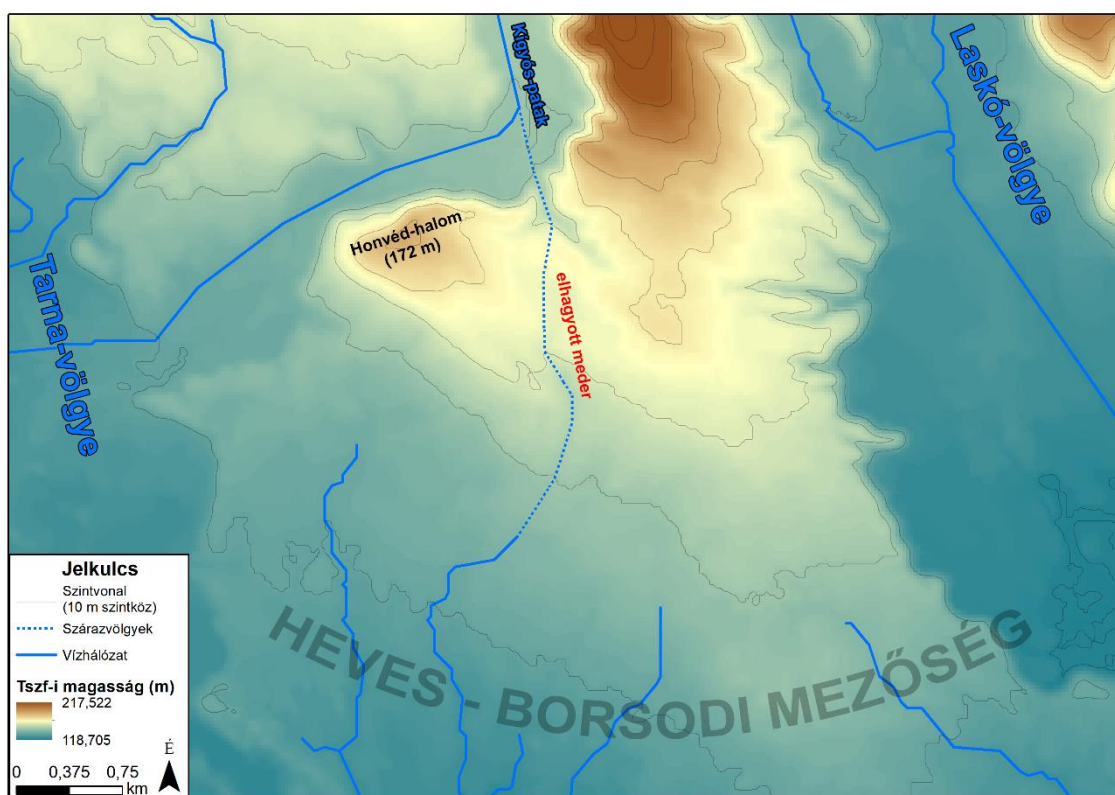
4.1. ábra. A Hór-, a Tardi-, a Kácsi-patak kaptúrája.



4.2. ábra. A Kánya-patak kaptúrája

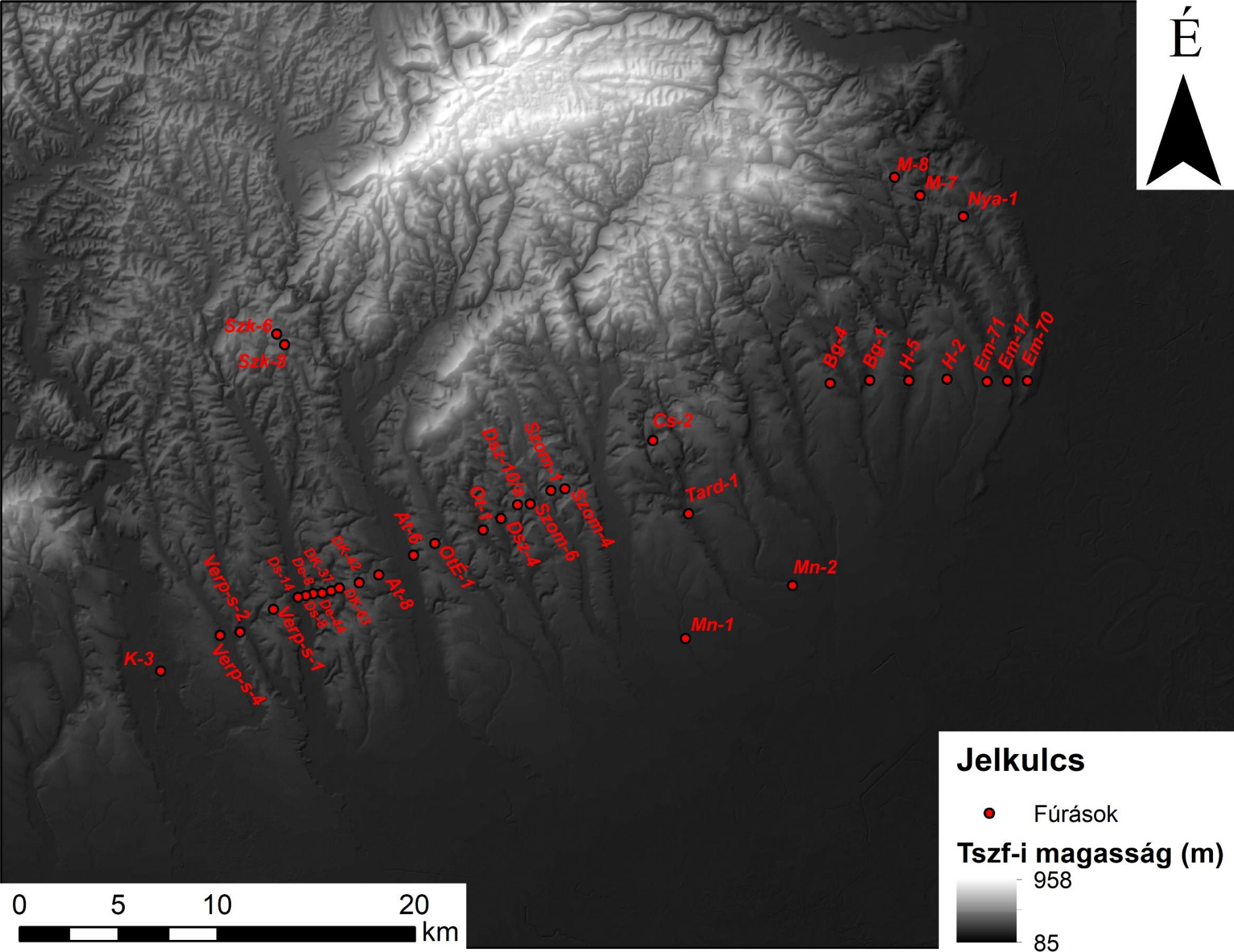


4.2. ábra. A Gesztő- és a Csincse-patak kaptúrája.



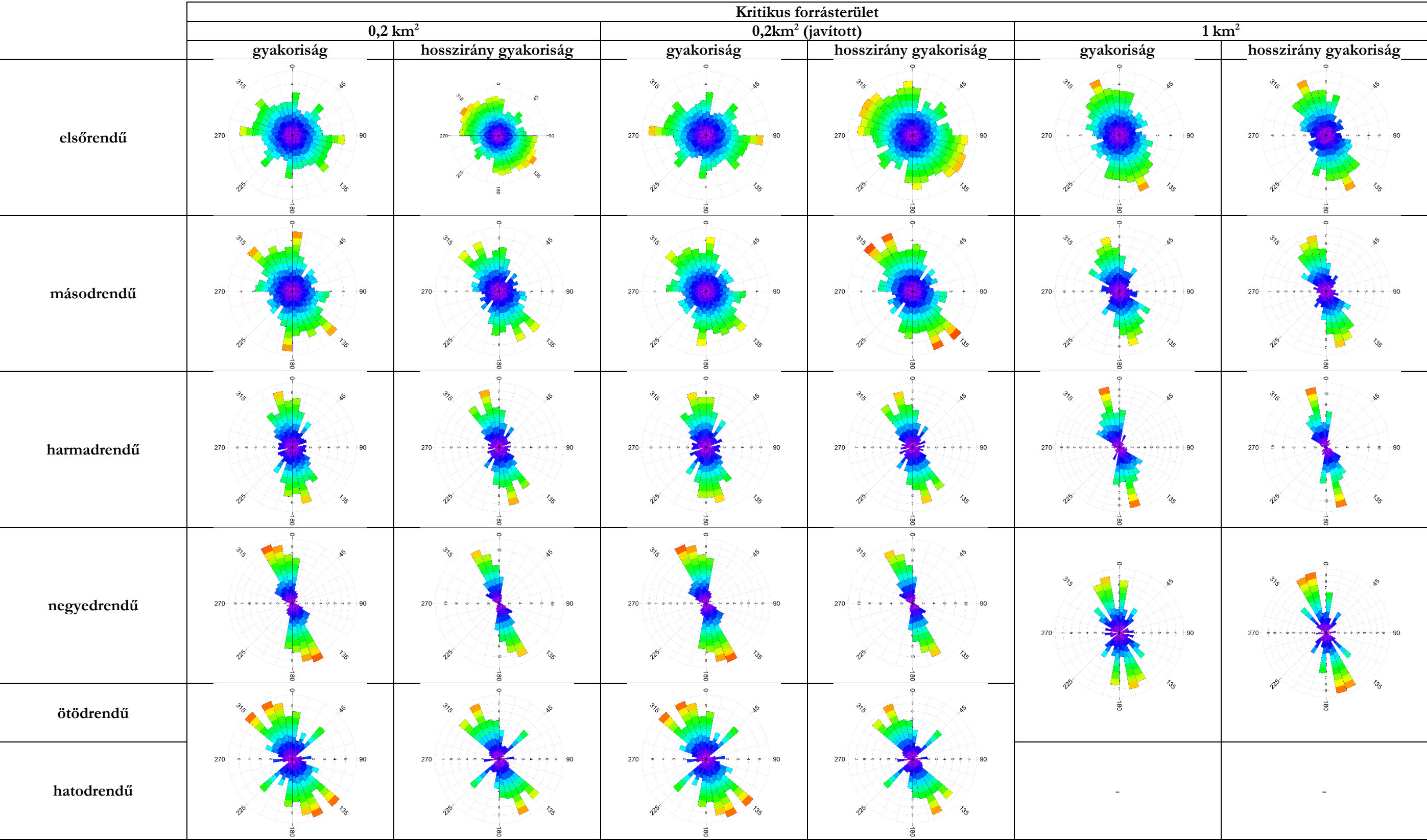
4.3. ábra. A Kígyós-patak kaptúrája.

5. melléklet. Említett fúrások



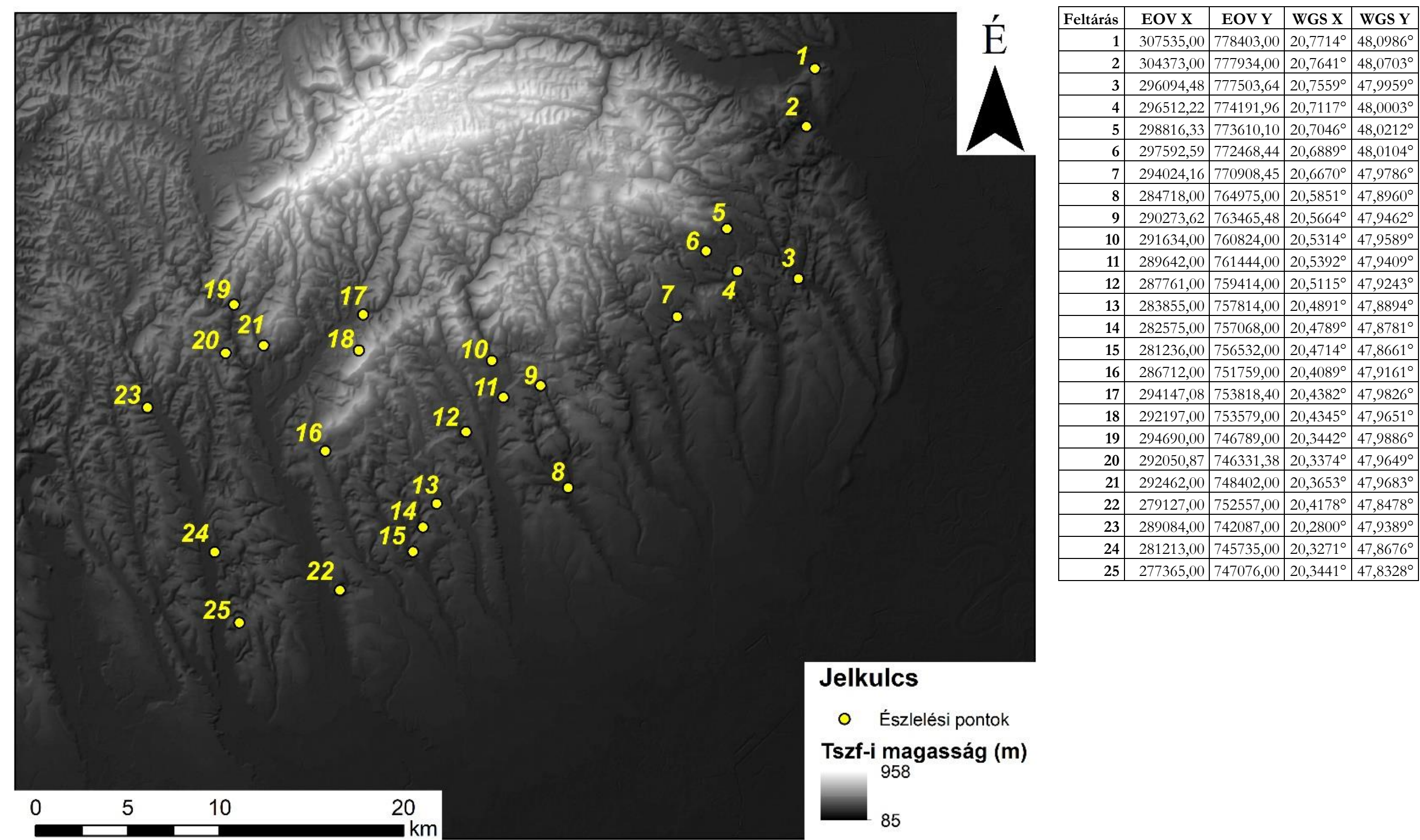
5.1. ábra. Az értekezésben említett fúrások.

6. melléklet. Völgyek irány- és hosszgyakorisága



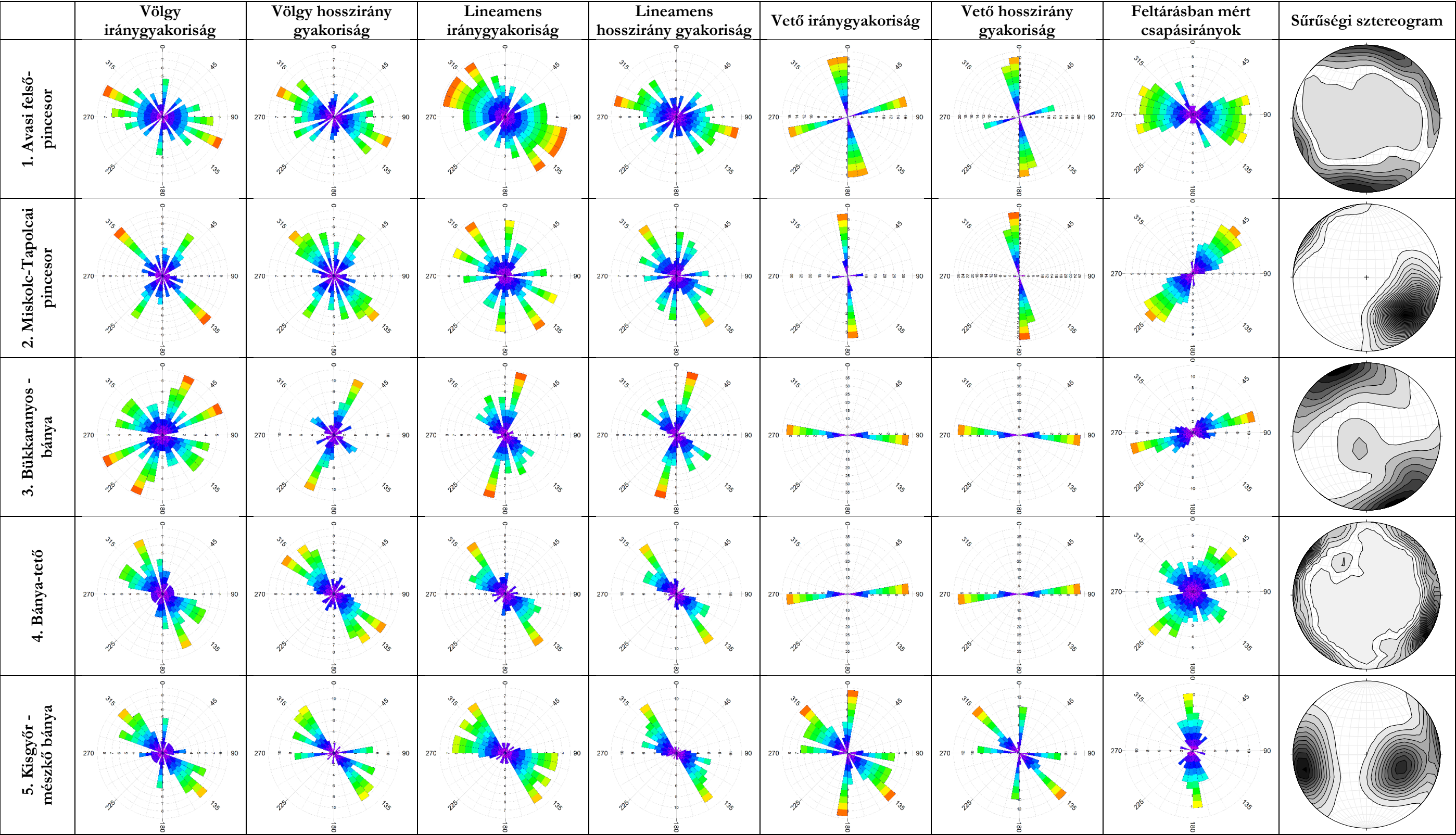
6.1. ábra. Völgyek irány és hosszirány gyakorisága rendűség szerint

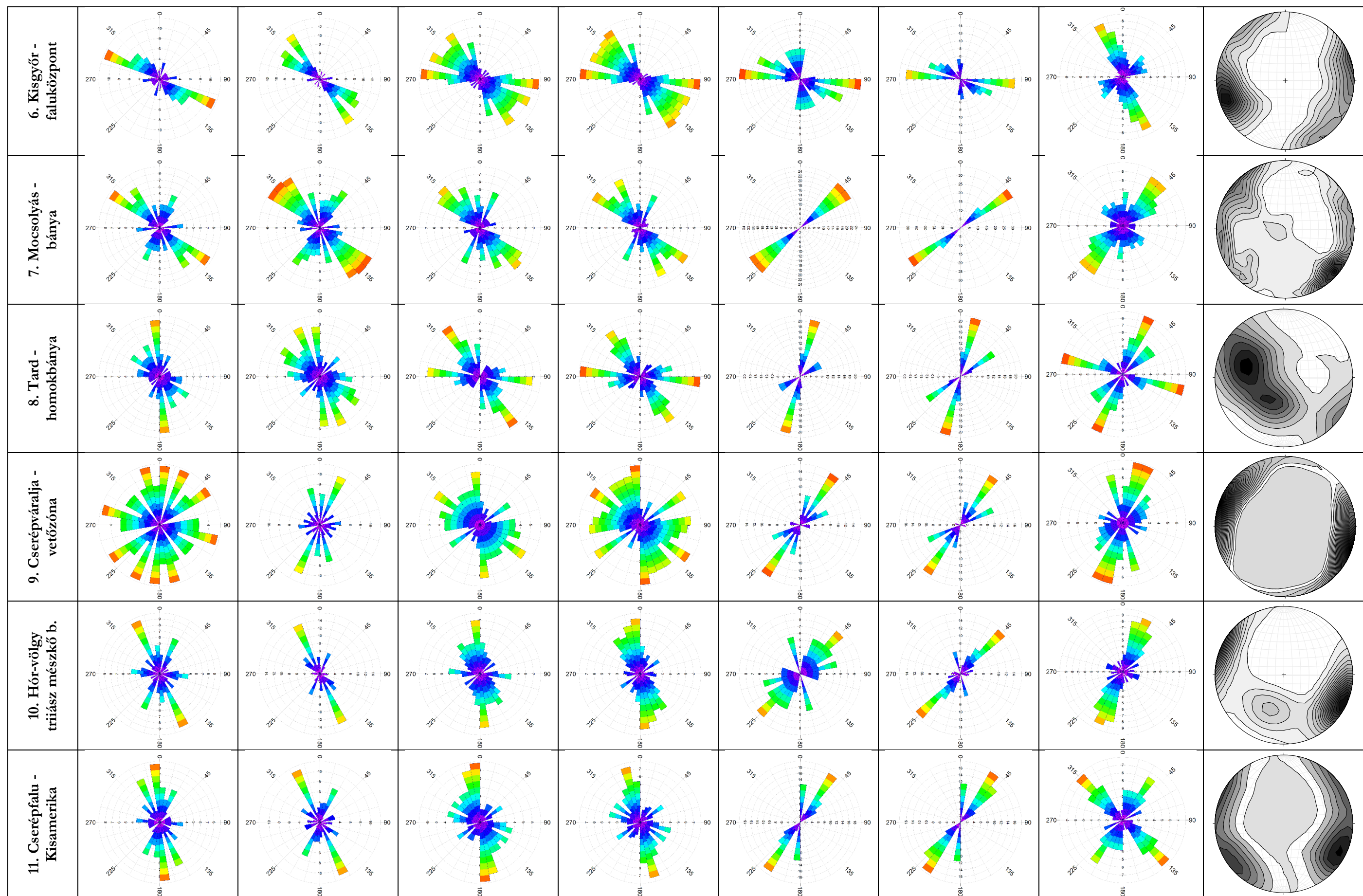
7. melléklet. Az iránystatisztikai vizsgálatok során felhasznált mérések helyei

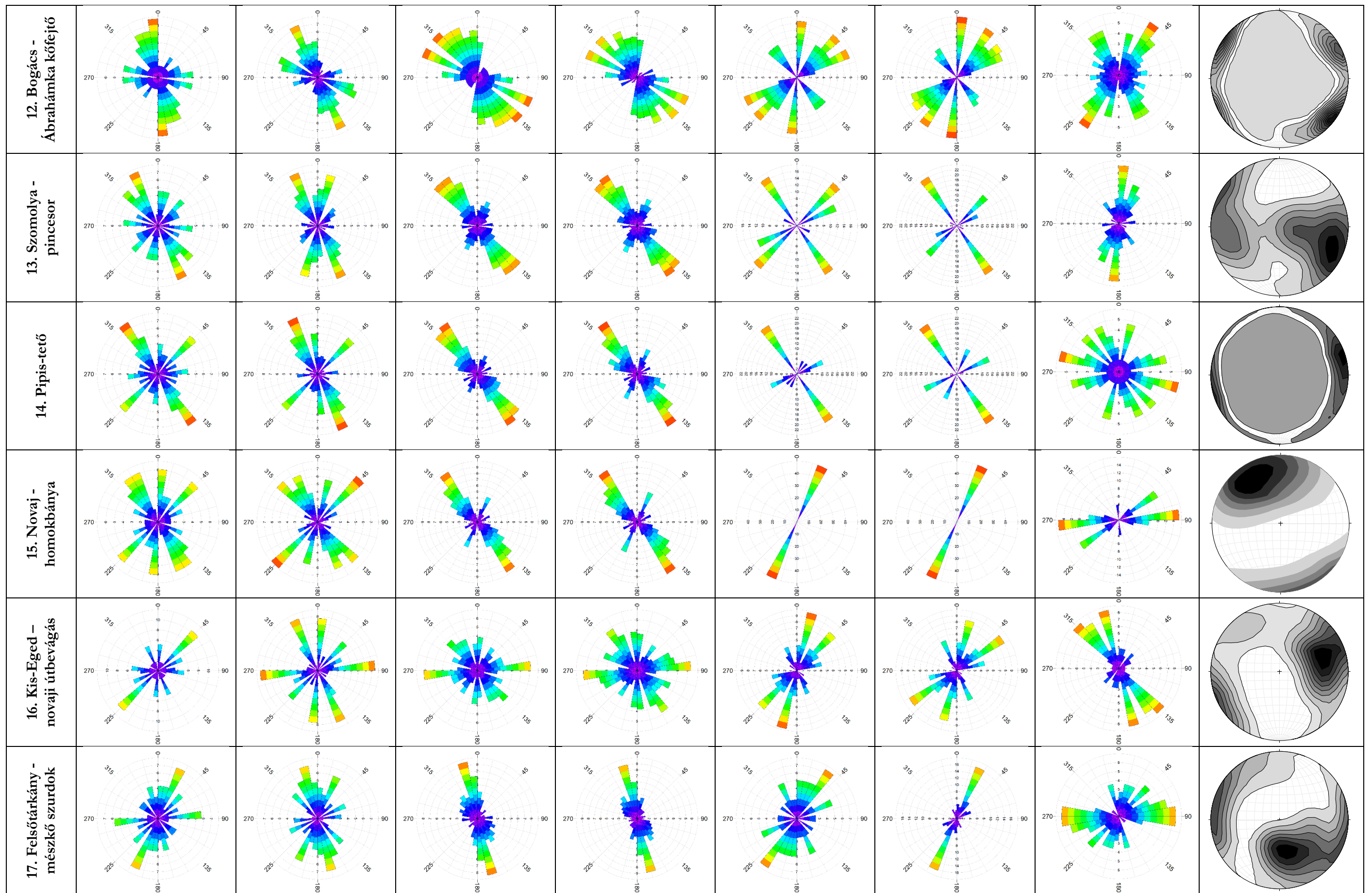


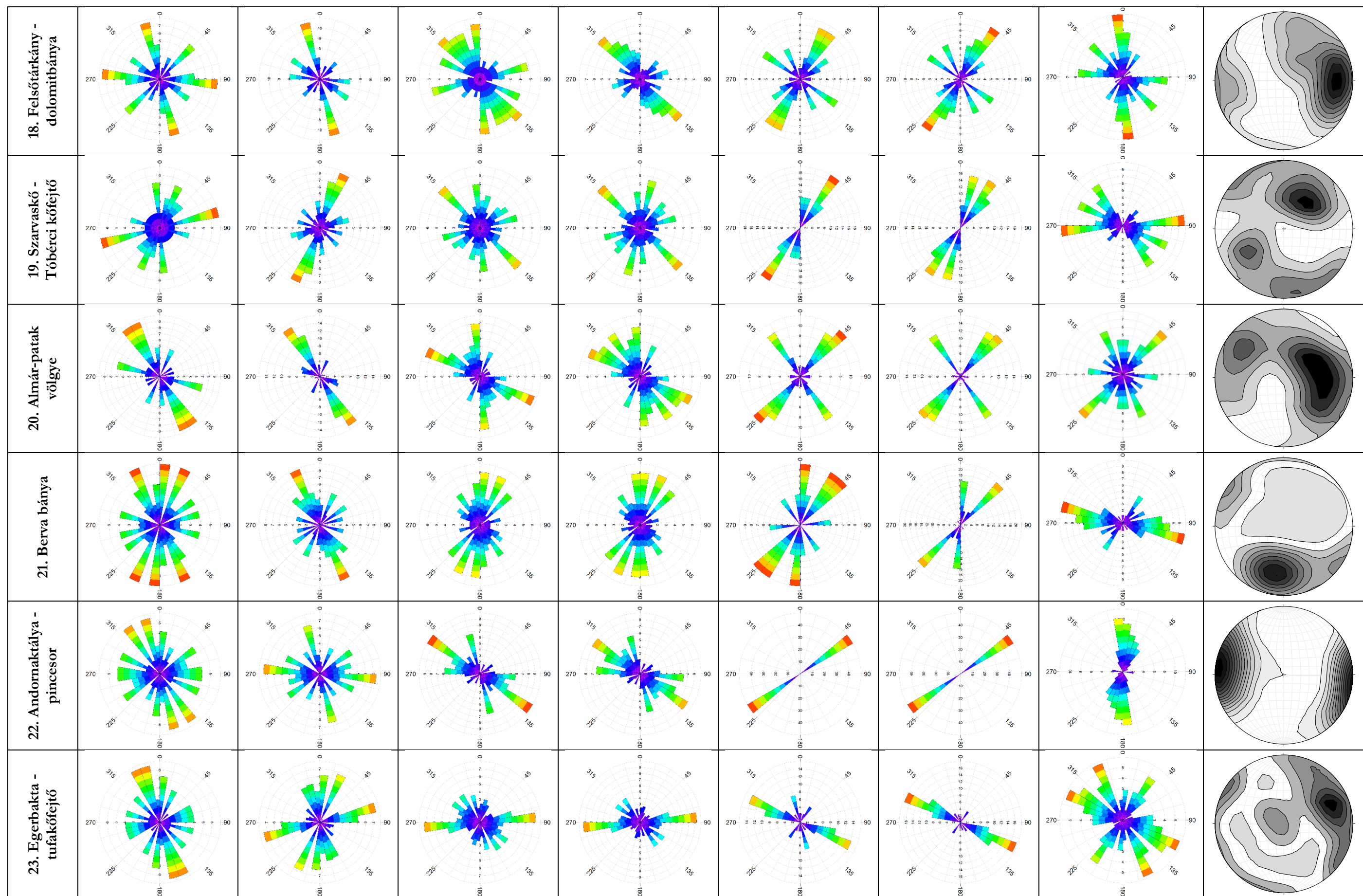
7.1. ábra. Szerkezetföldtani mérések helyei

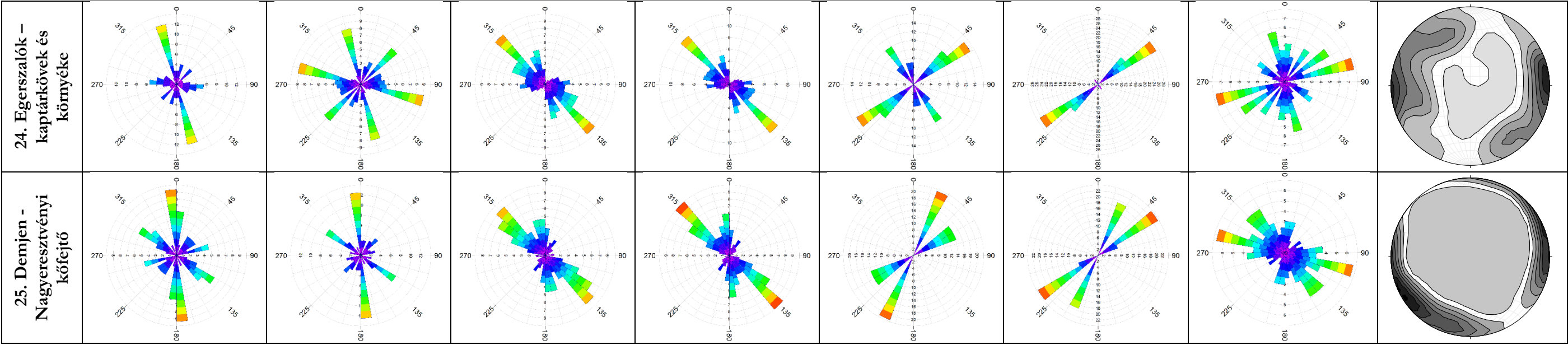
8. melléklet. Lokális iránystatisztikai vizsgálatok





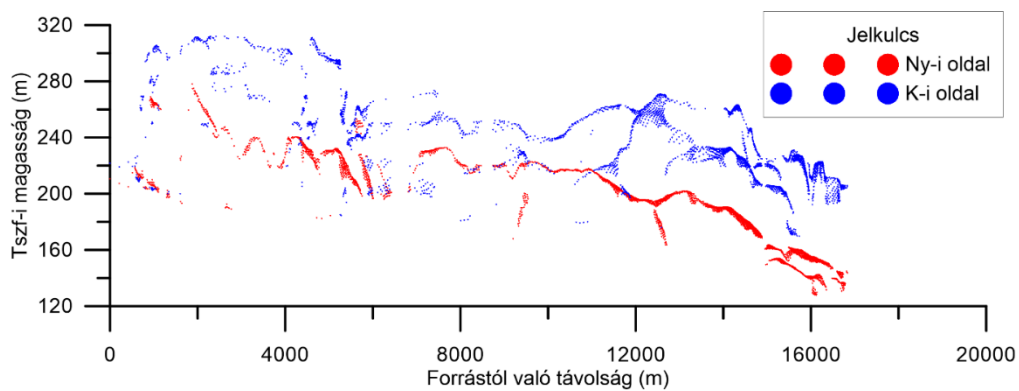




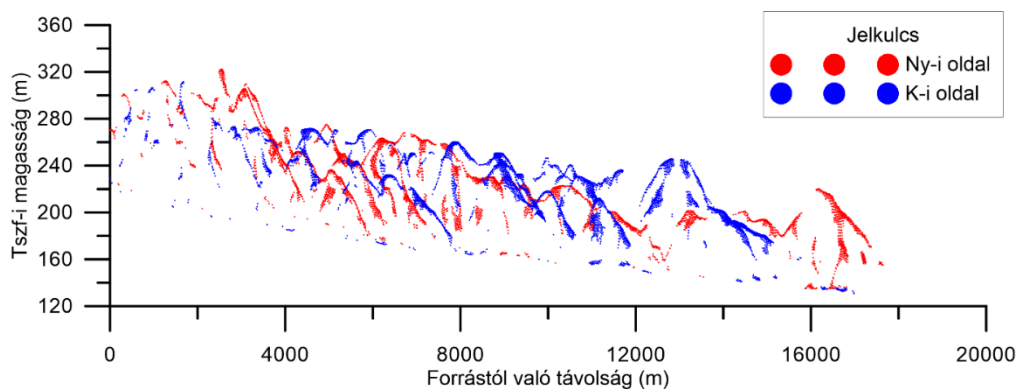


8.1. ábra. Lokális iránystatisztikai vizsgálatok feltárásonként.

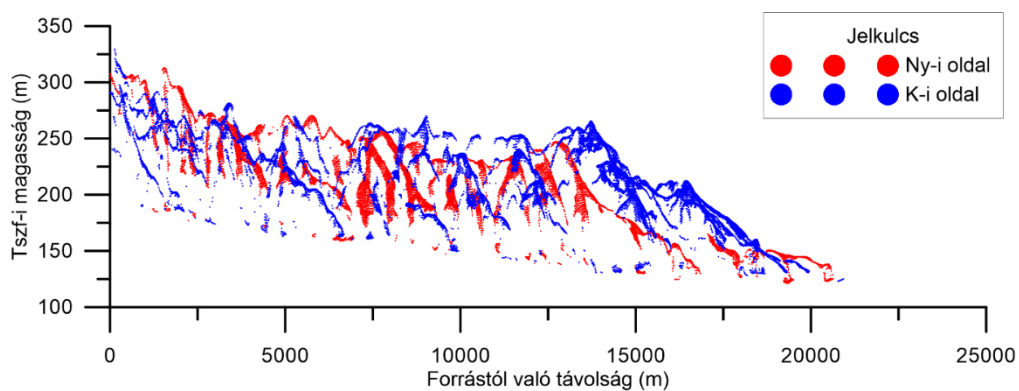
9. melléklet. A vízgyűjtők maradványfelszíneinek pásztái, folyásirány szerint



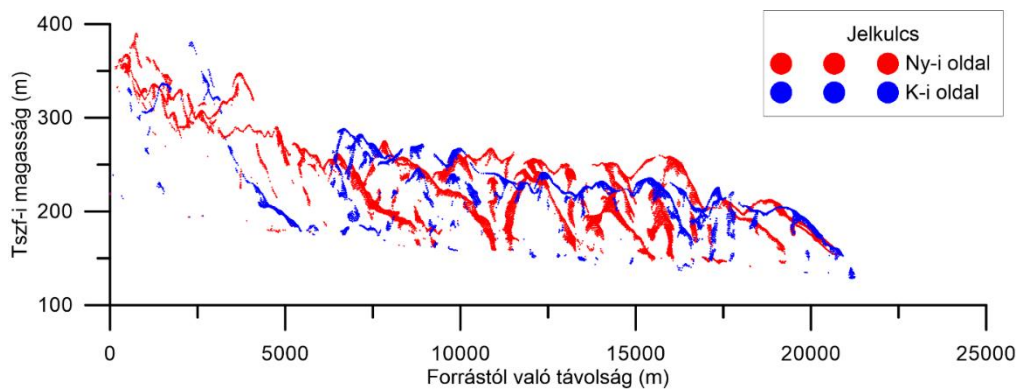
9.1. ábra. A Kígyós-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



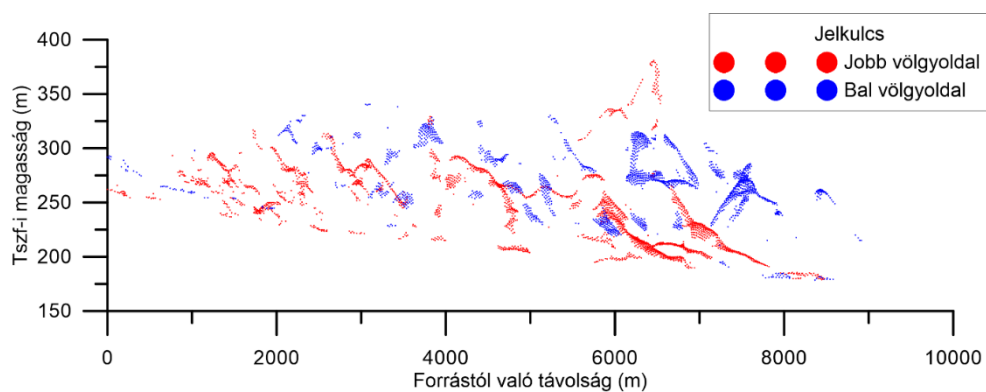
9.2. ábra. A Szőláti-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



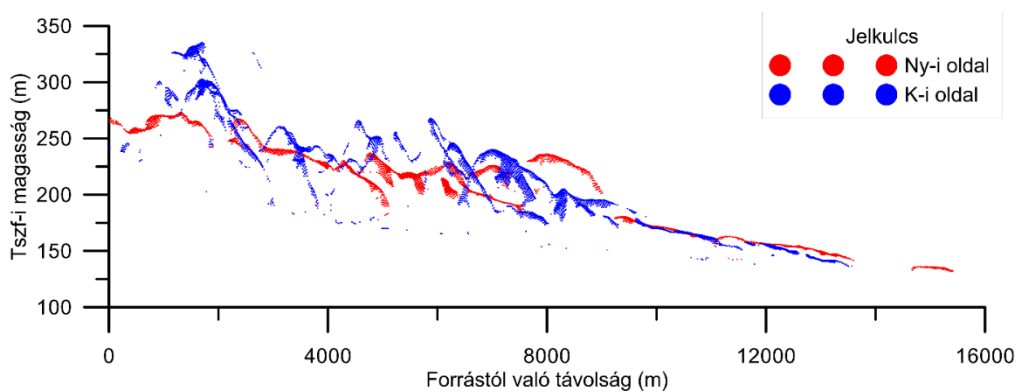
9.3. ábra. A Laskó-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



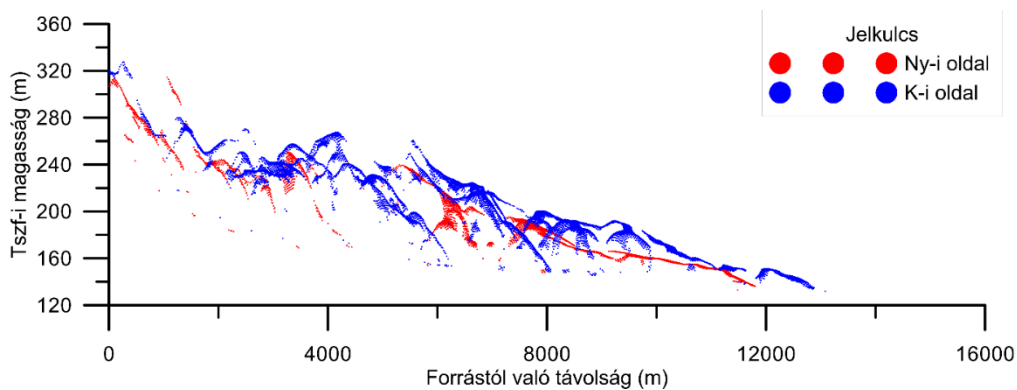
9.4. ábra. Az Eger-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



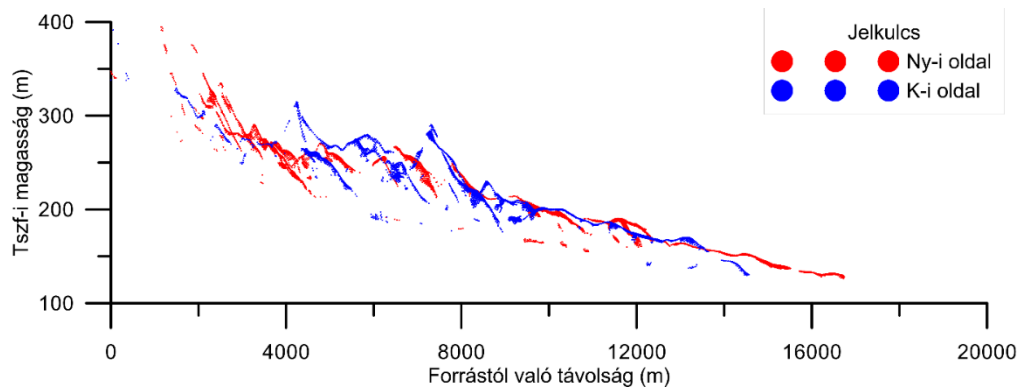
9.5. ábra. A Tárkányi-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



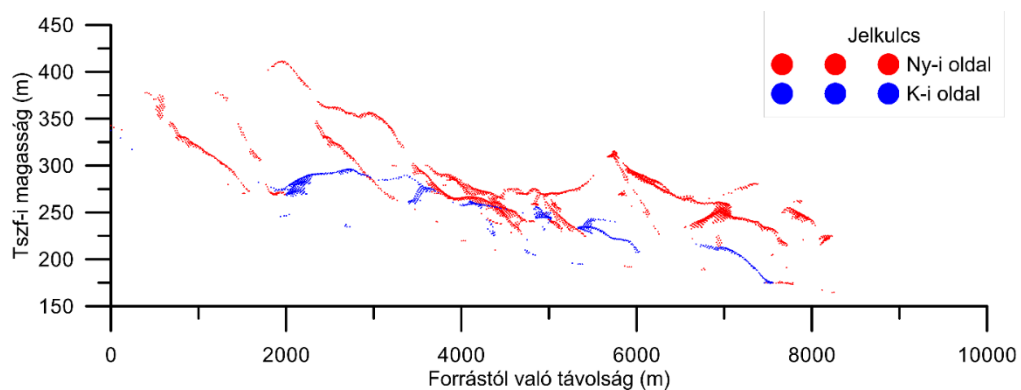
9.6. ábra. Az Ostoros-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



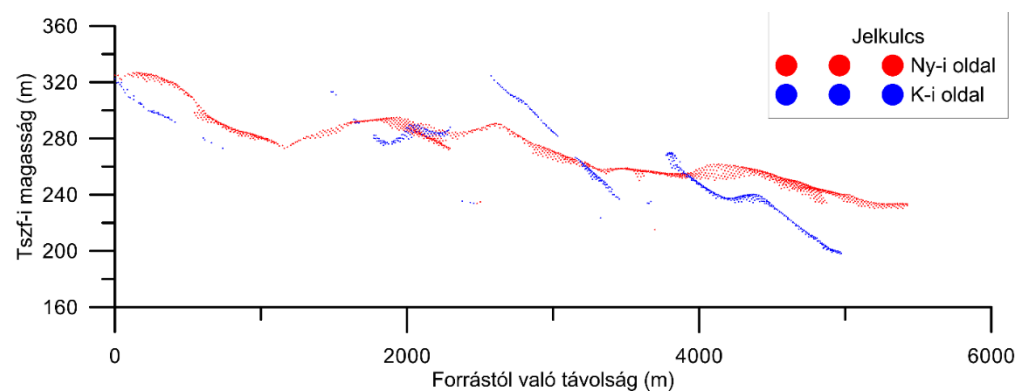
9.7. ábra. A Novaji-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



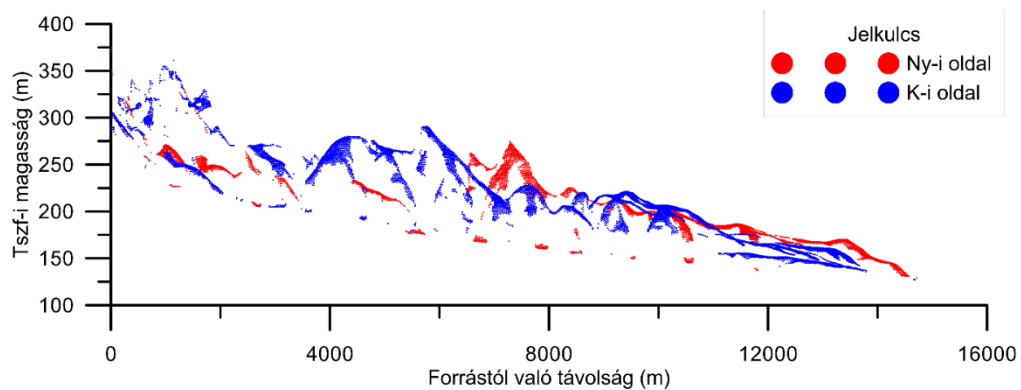
9.8. ábra. A Kánya-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



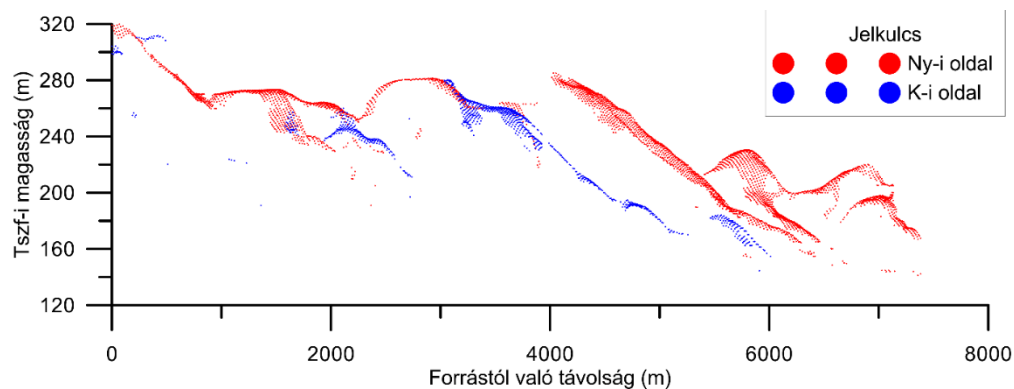
9.9. ábra. A Szoros-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



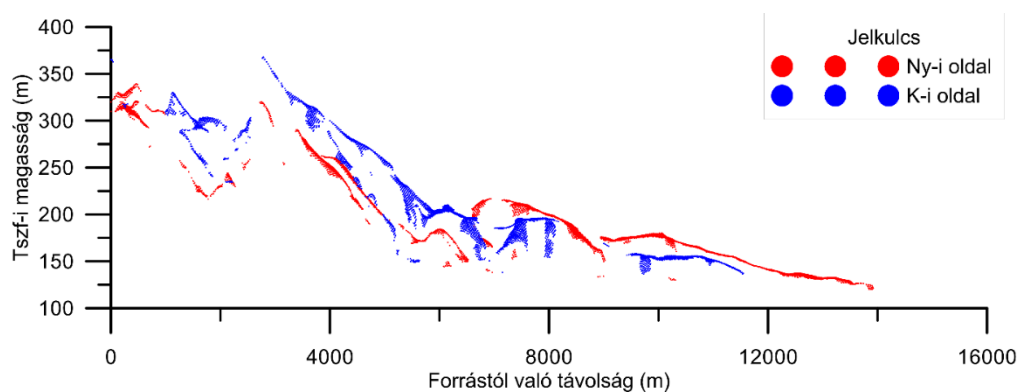
9.10. ábra. A Cseresznyés-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



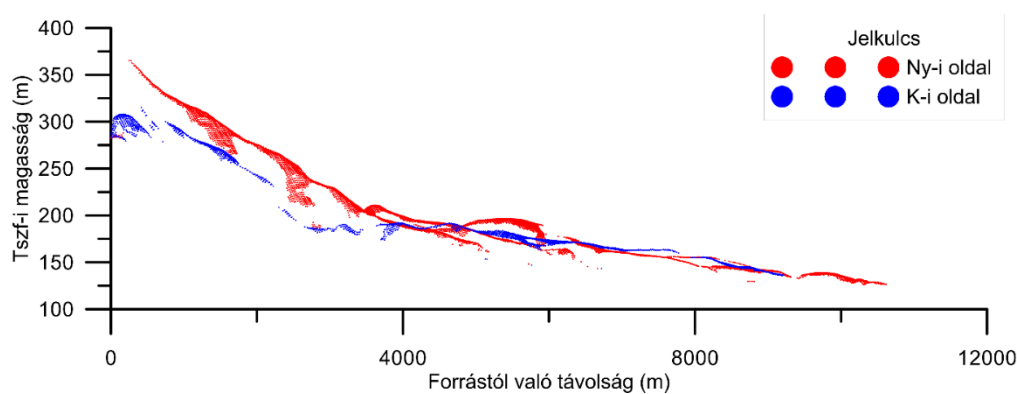
9.11. ábra. A Hór-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



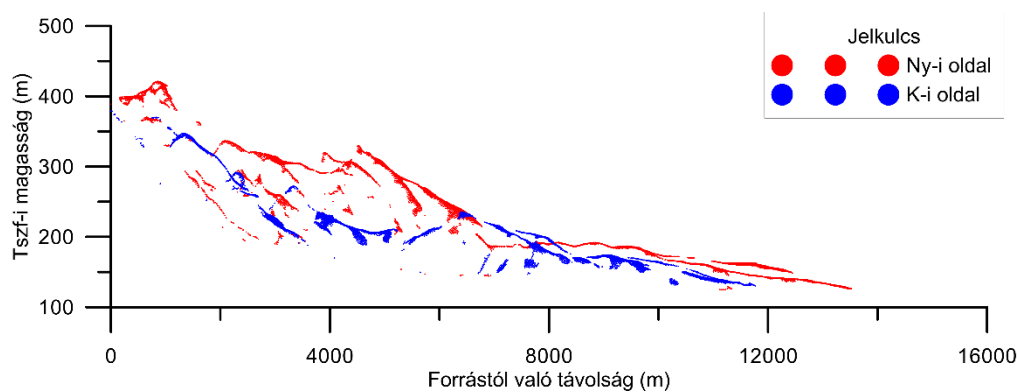
9.12. ábra. A Cserépváraljai-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



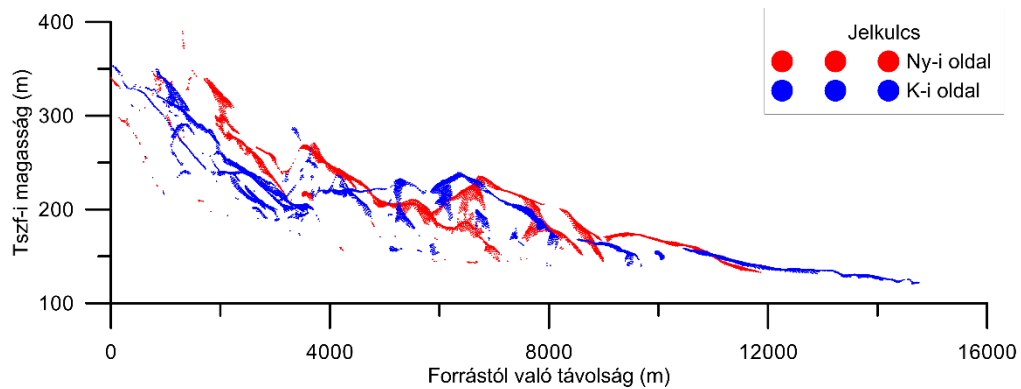
9.13. ábra. A Tardi-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



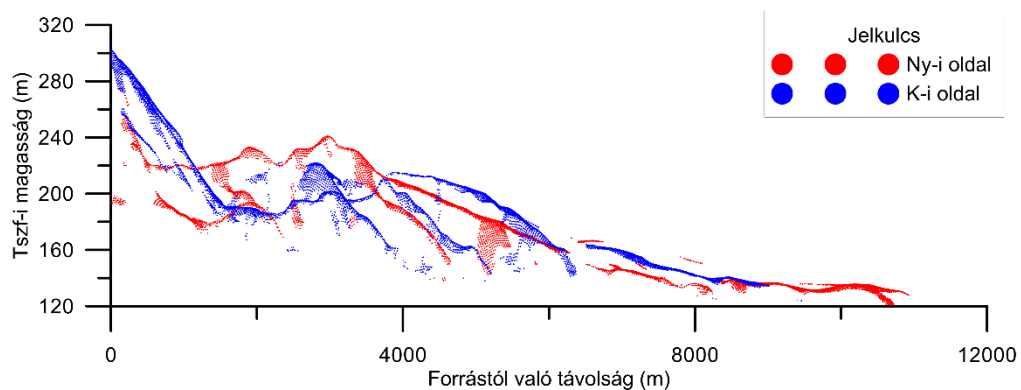
9.14. ábra. A Száraztó-ér vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



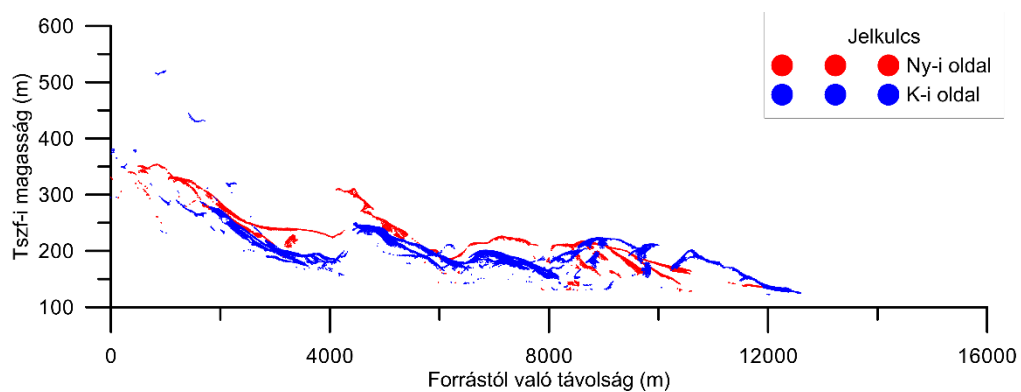
9.15. ábra. A Kácsi-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



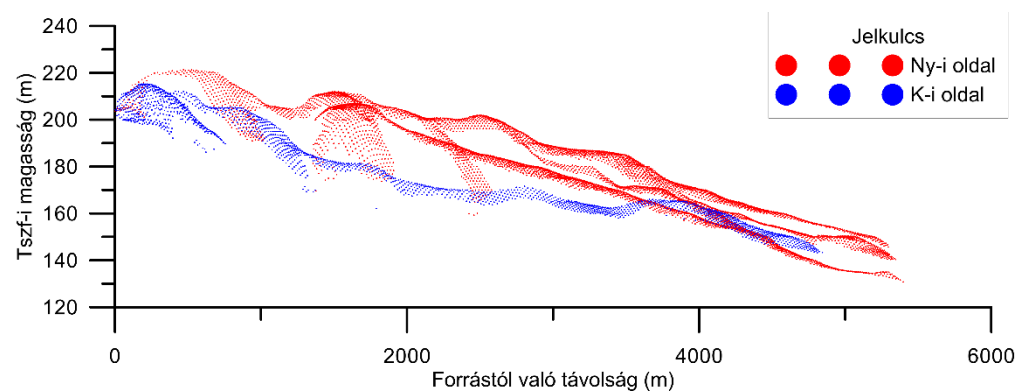
9.6. ábra. A Sályi-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



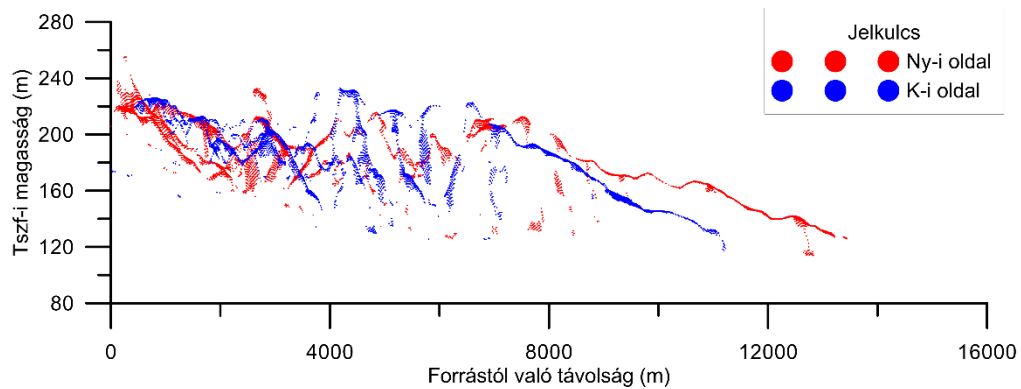
9.17. ábra. A Geszti-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



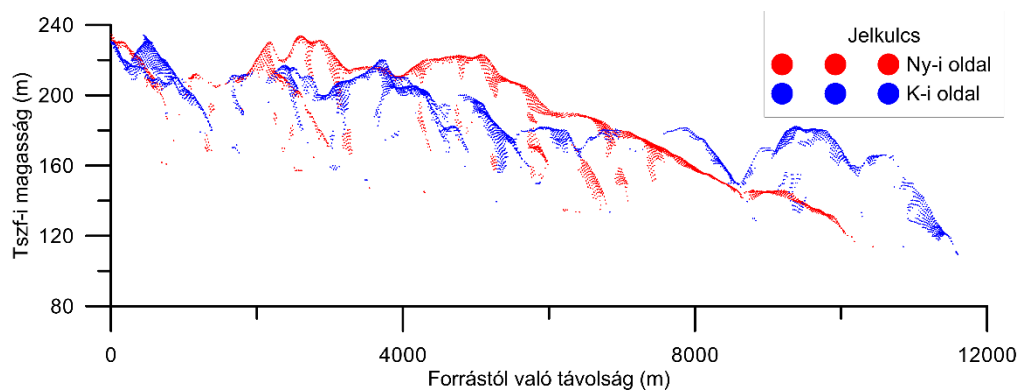
9.18. ábra. A Csincse-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája



9.19. ábra. A Kis-Csincse-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája

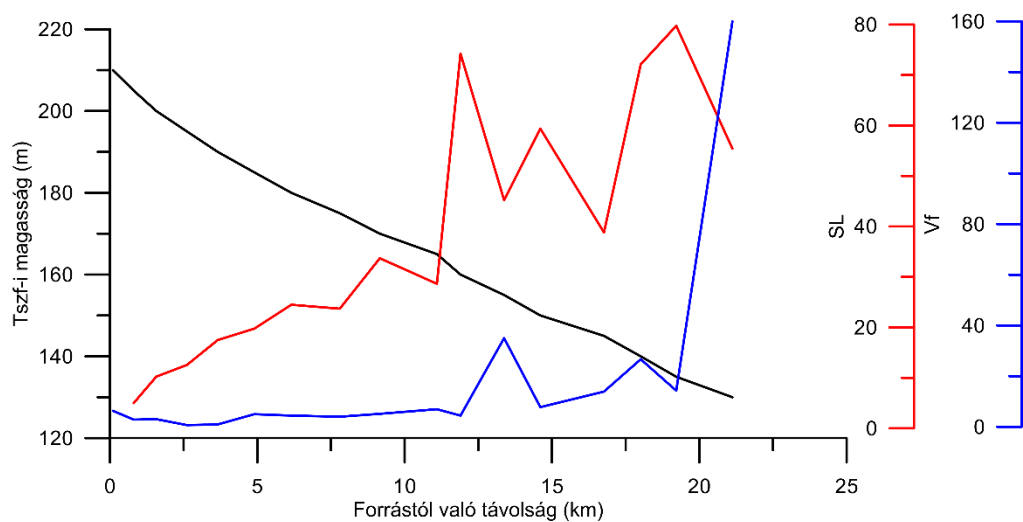


9.20. ábra. A Kulcsárvölgyi-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája

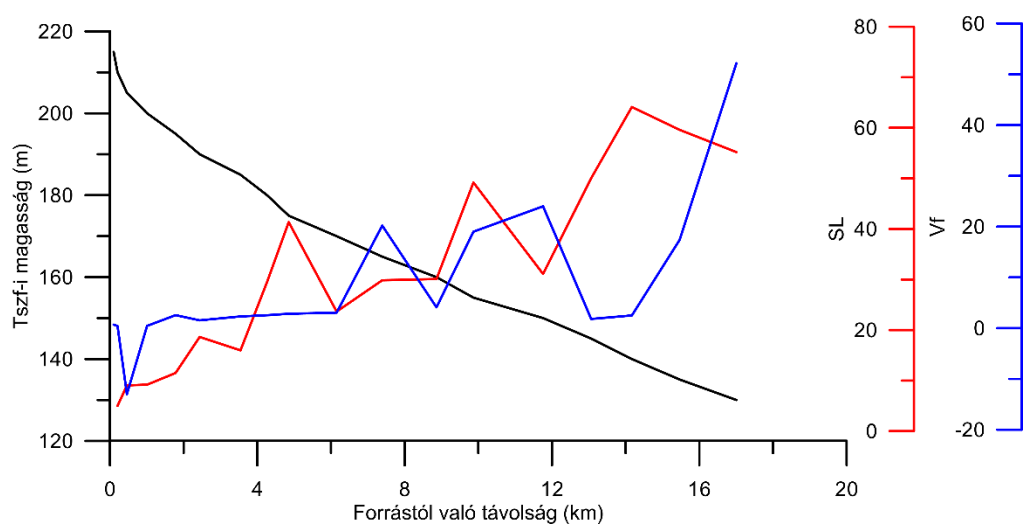


9.21. ábra. A Nyéki-patak vízgyűjtőjének maradványfelszín pásztája

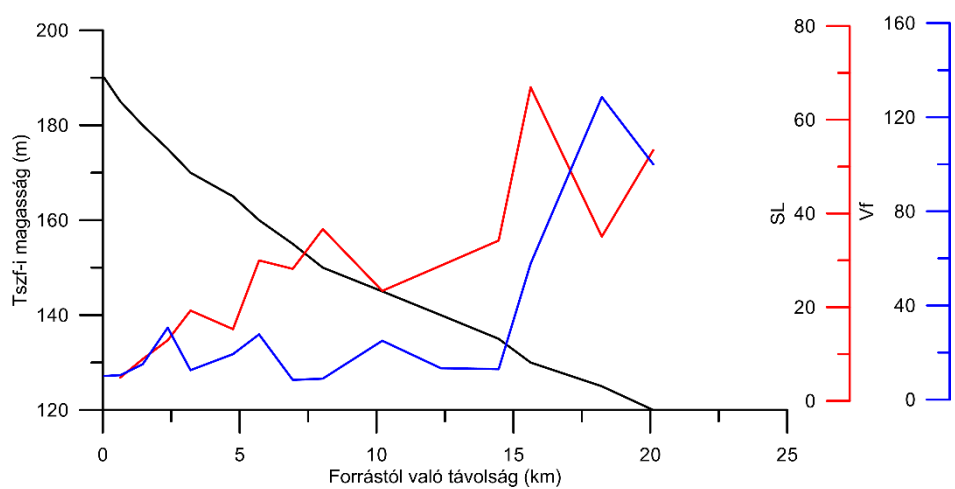
10. melléklet. A fővölgyek mentén számolt morfolometriai mutatók



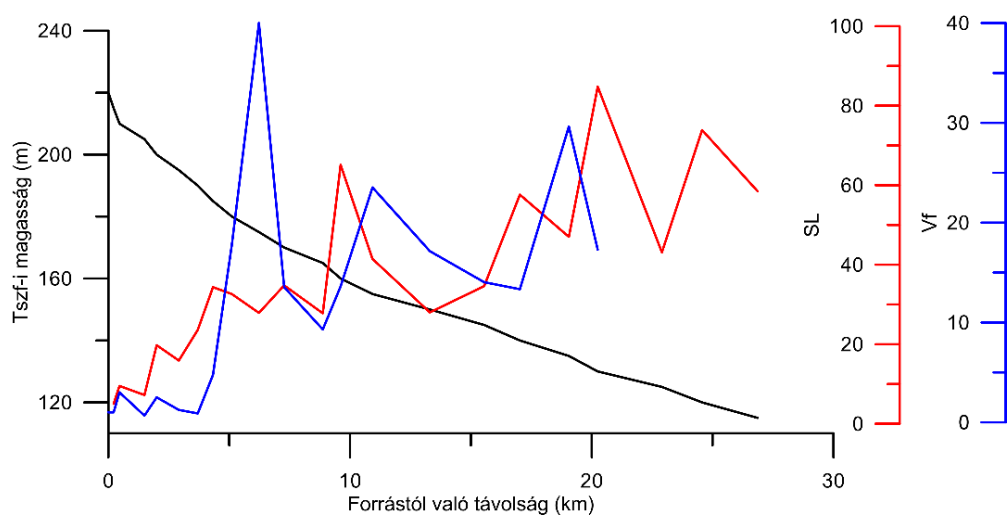
10.1. ábra. A Kígyós-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



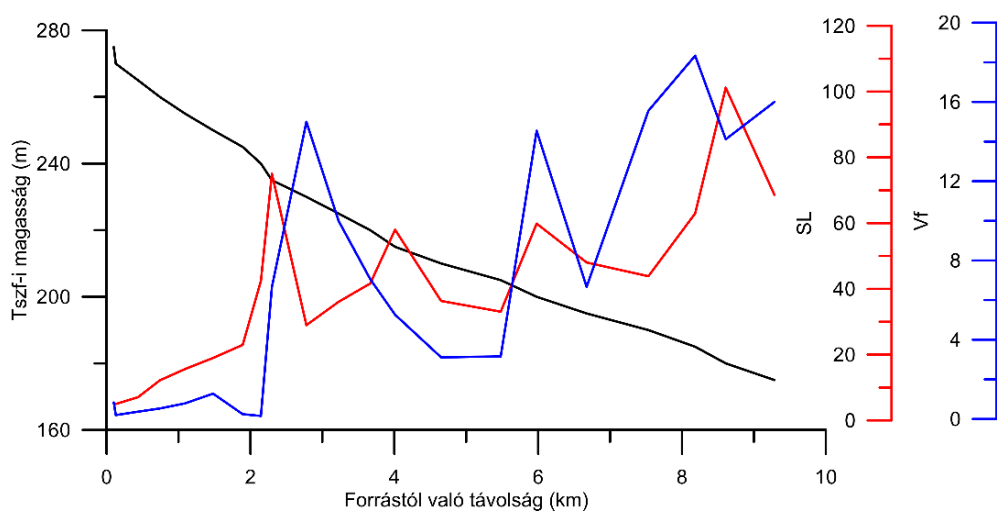
10.2. ábra. A Szőláti-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



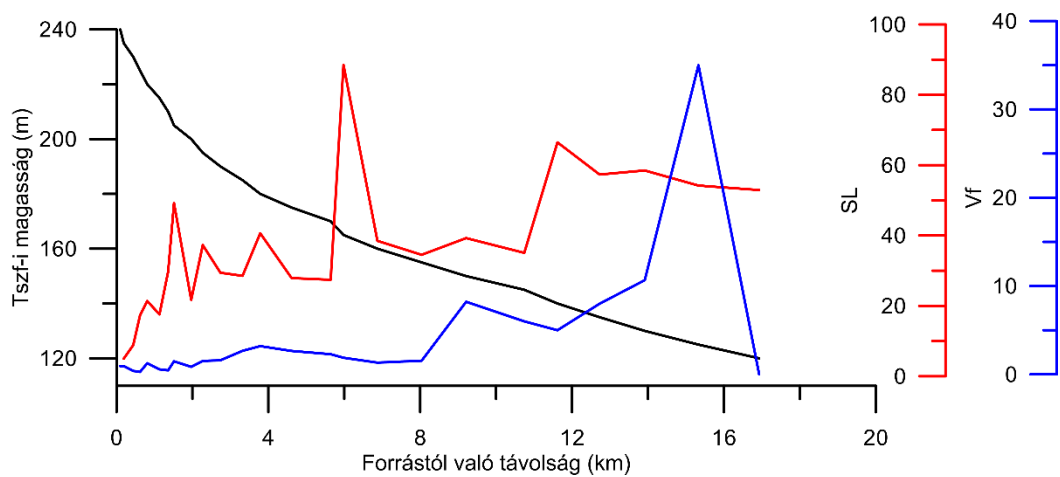
10.3. ábra. A Laskó-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



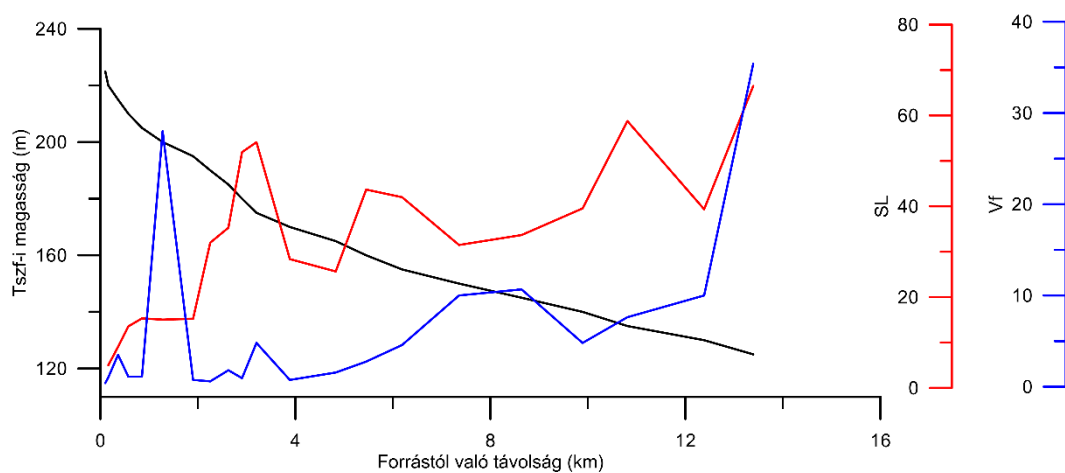
10.4. ábra. Az Eger-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



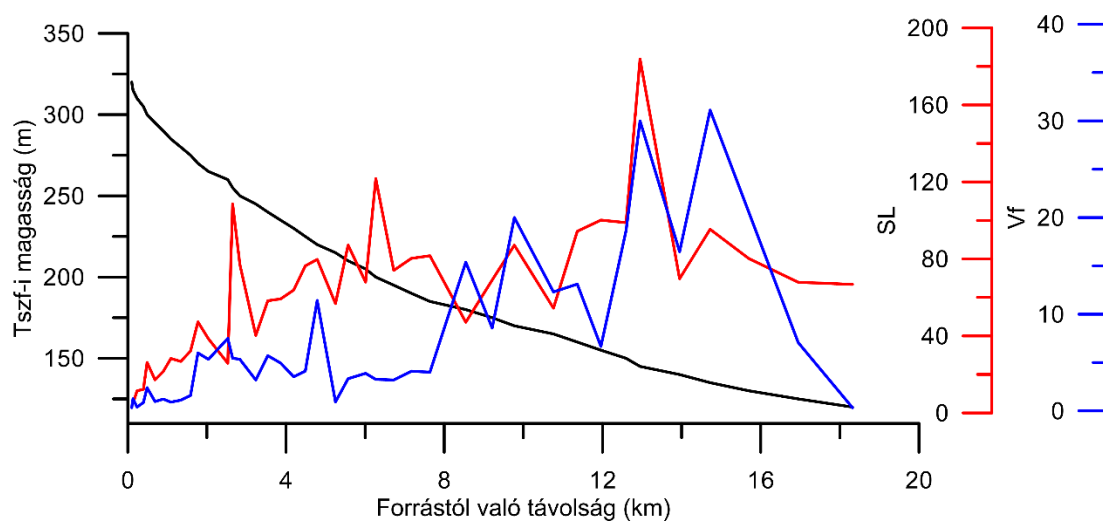
10.5. ábra. A Tárkányi-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



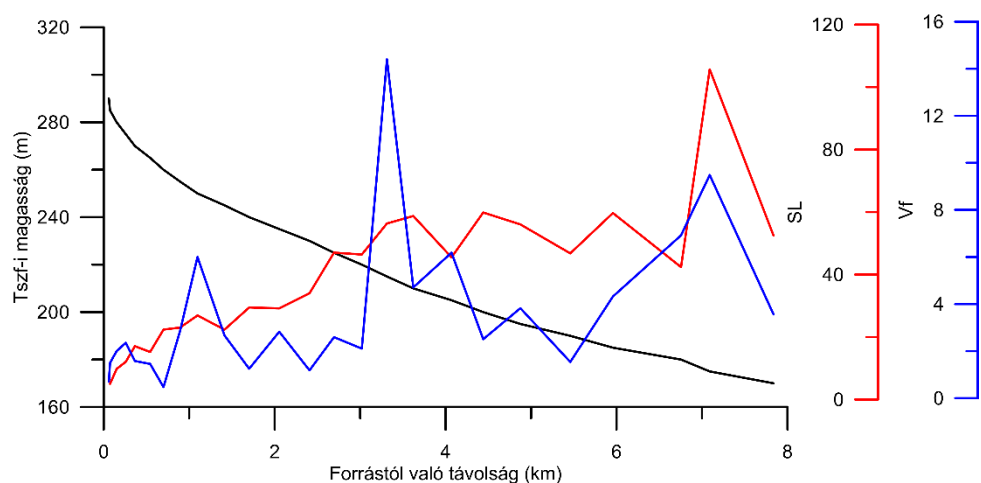
10.6. ábra. A Ostoros-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



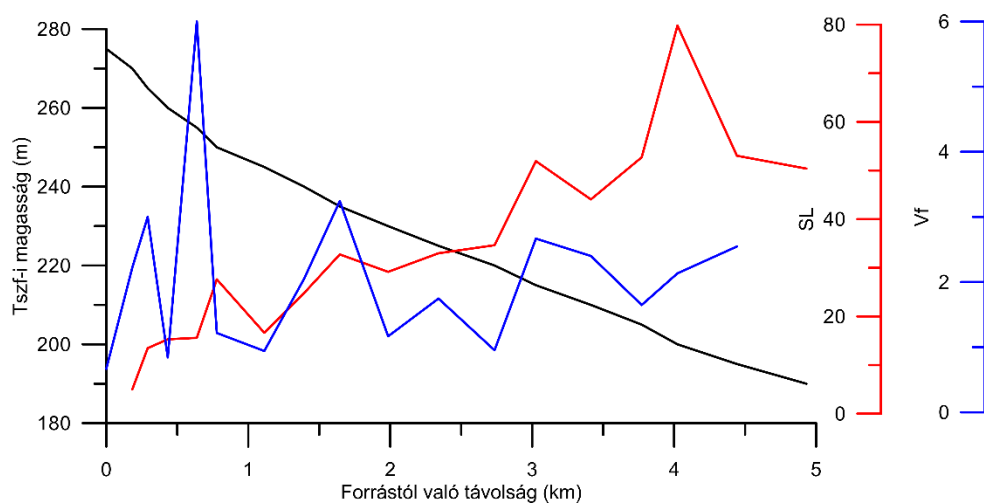
10.7. ábra. A Novaji-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



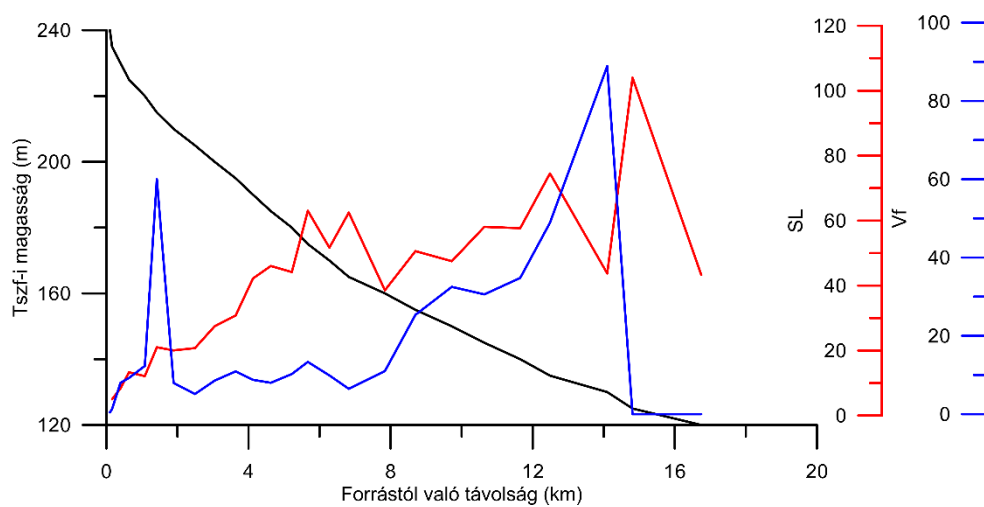
10.8. ábra. A Kánya-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



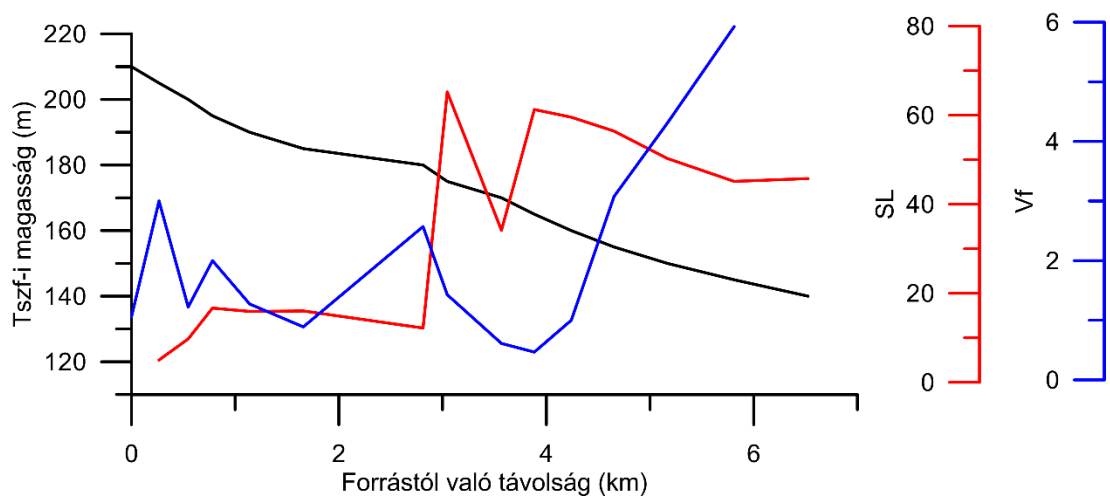
10.9. ábra. A Szoros-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



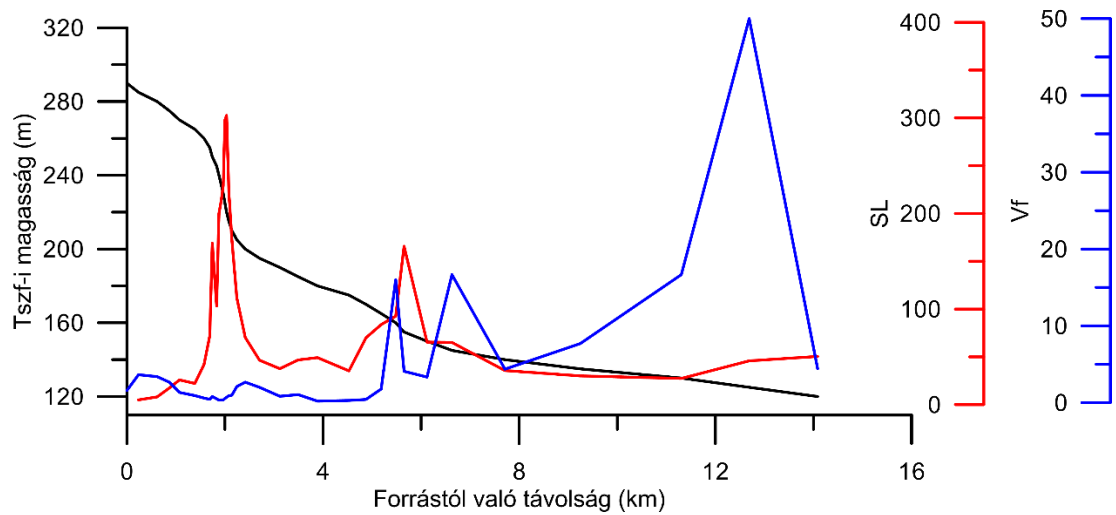
10.10. ábra. A Cseresznyés-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



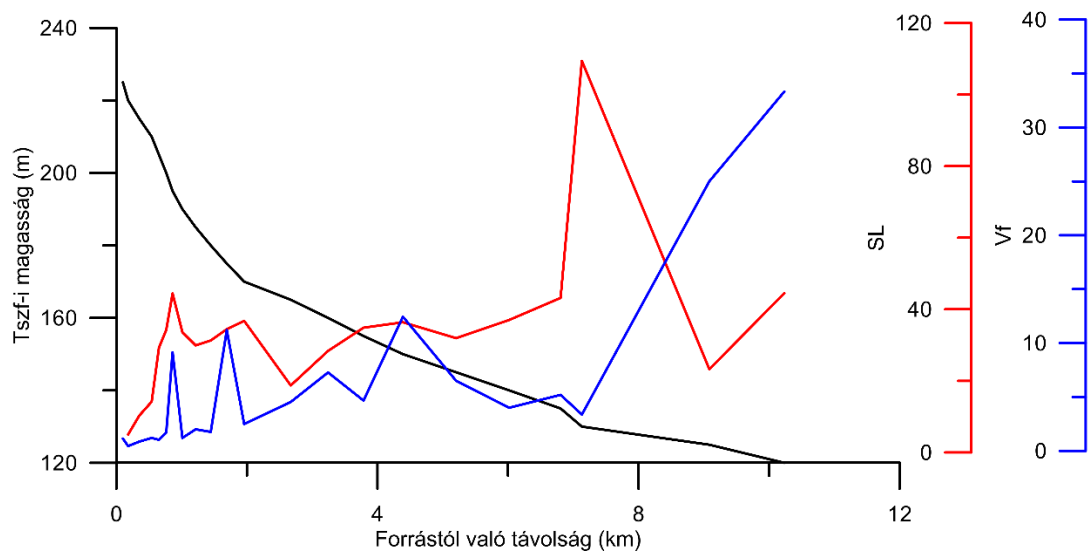
10.11. ábra. A Hór-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



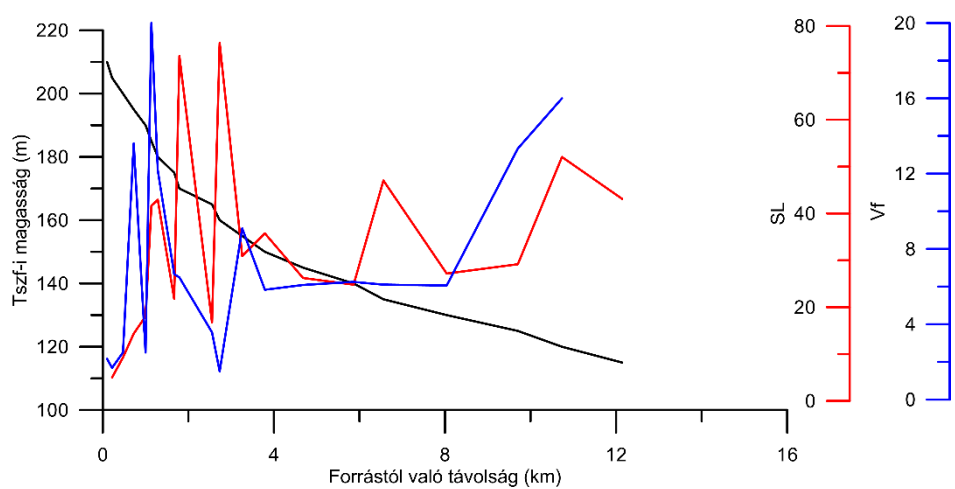
10.12. ábra. A Cserépváraljai-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



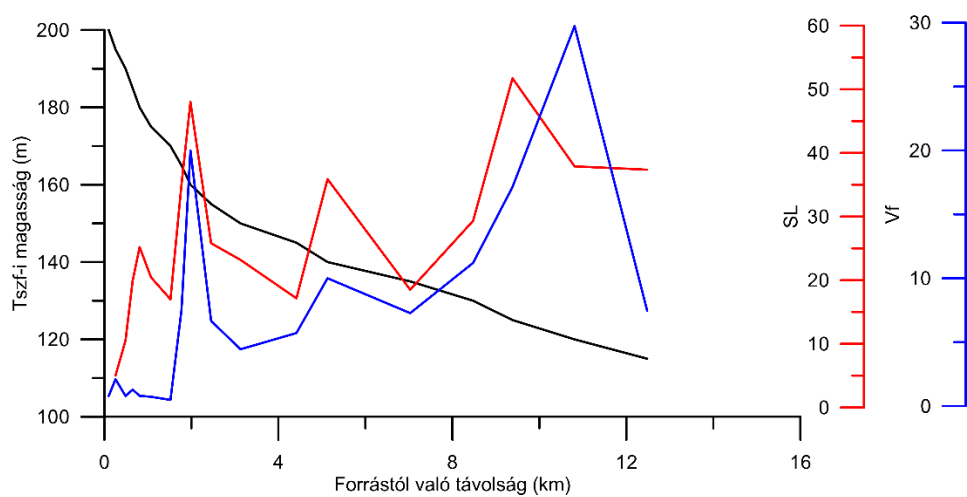
10.13. ábra. A Tardi-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



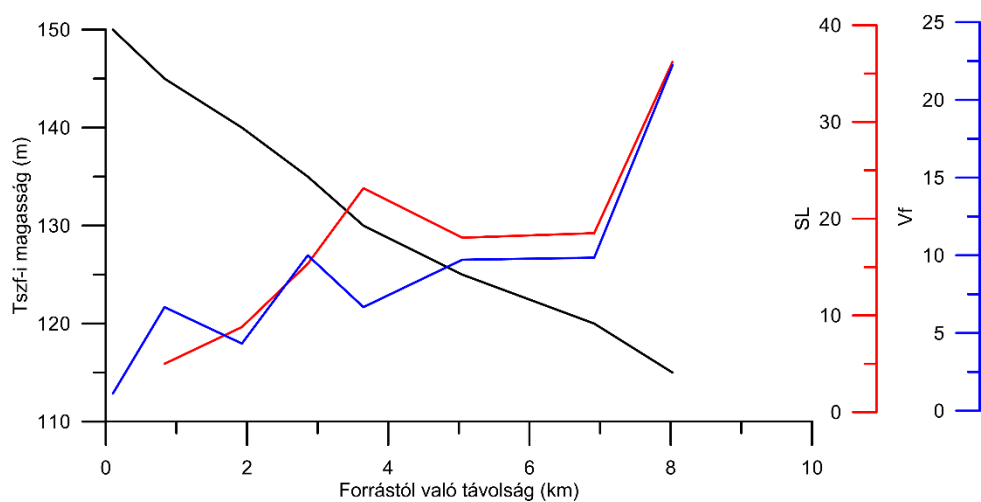
10.14. ábra. A Száraztó-ér völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



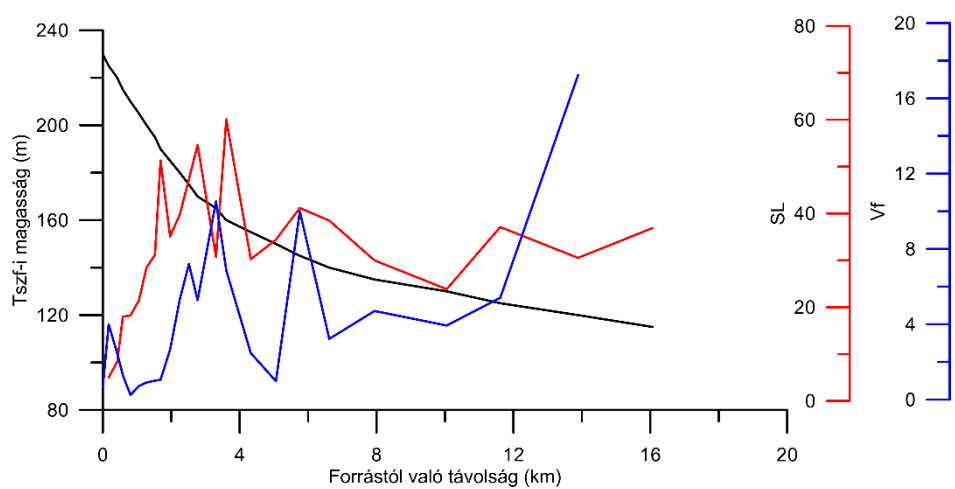
10.15. ábra. A Kácsi-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



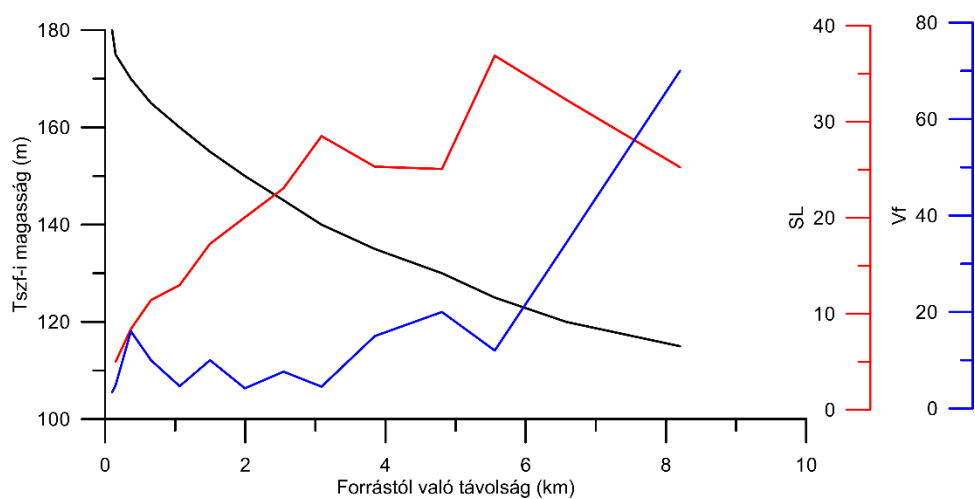
10.16. ábra. A Sáhyi-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



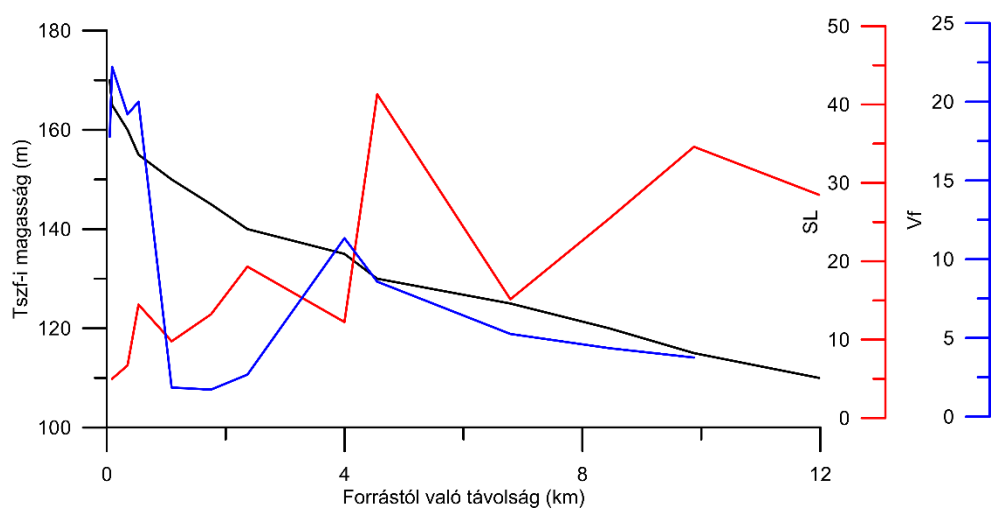
10.17. ábra. A Geszti-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



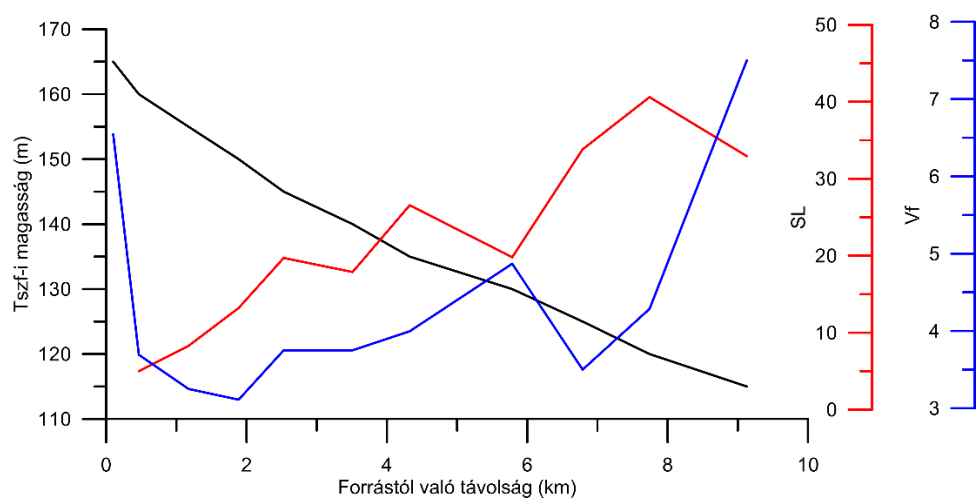
10.18. ábra. A Csincse-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)



10.19. ábra. A Kis-Csincse-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)

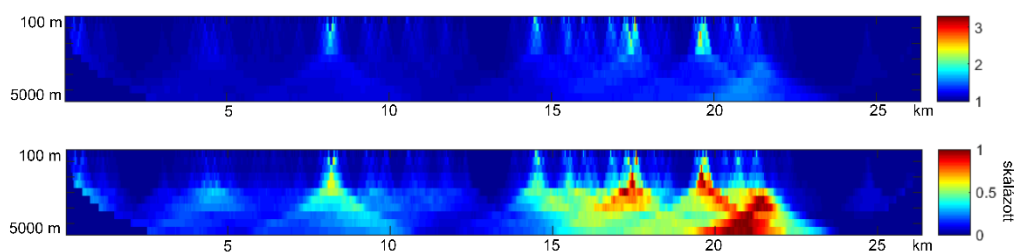


10.20. ábra. A Kulcsárvölgyi-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)

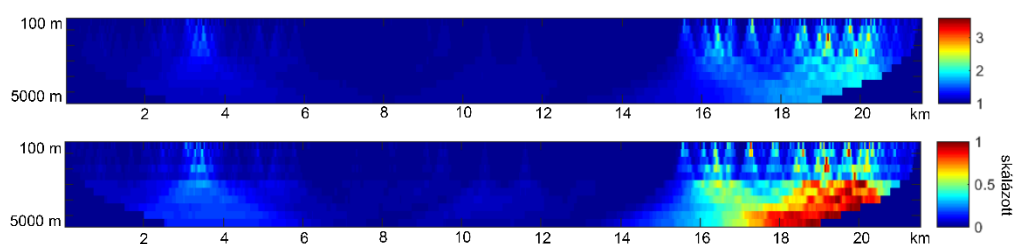


10.21. ábra. A Nyéki-patak völgyének esésgörbéje, esésindexe (SL) és völgyaszimmetria indexe (Vf)

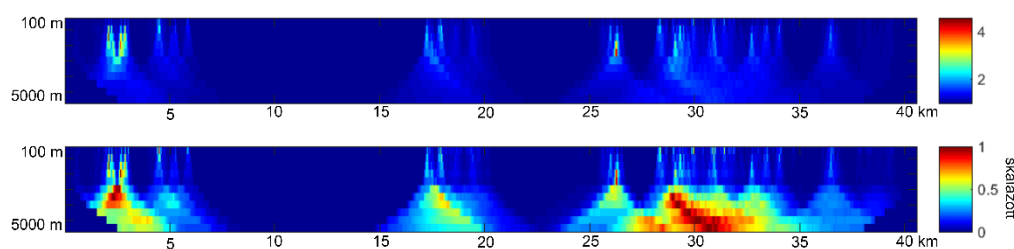
11. melléklet. A vízfolyások kanyarulat-fejlettségi spektrumai



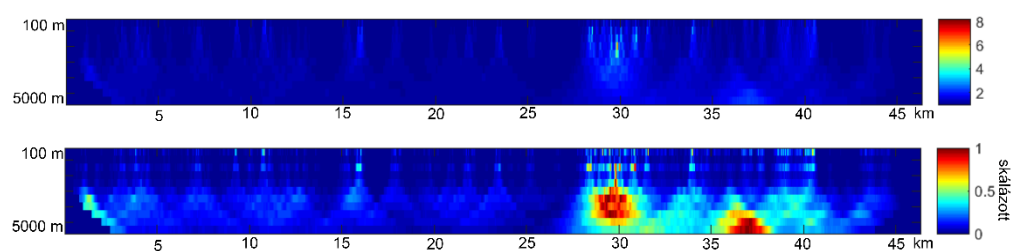
11.1. ábra. A Kígyós-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



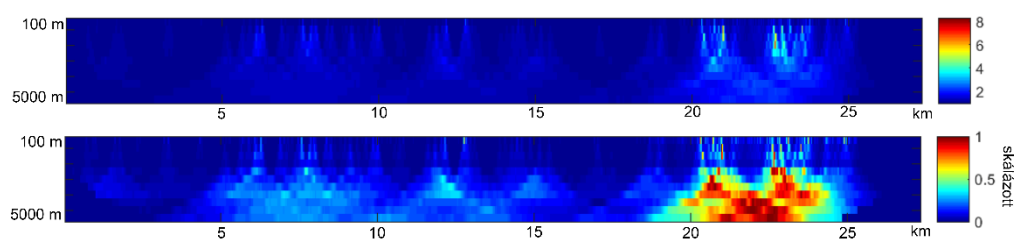
11.2. ábra. A Szőlősi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



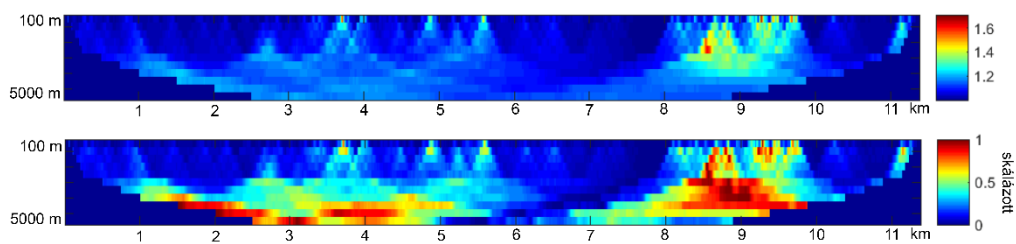
11.3. ábra. A Laskó-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



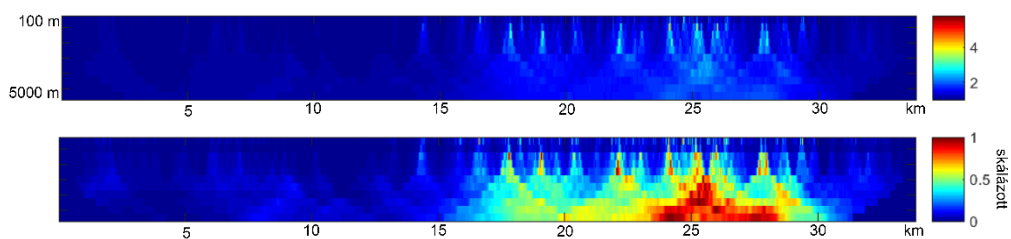
11.4. ábra. Az Eger-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



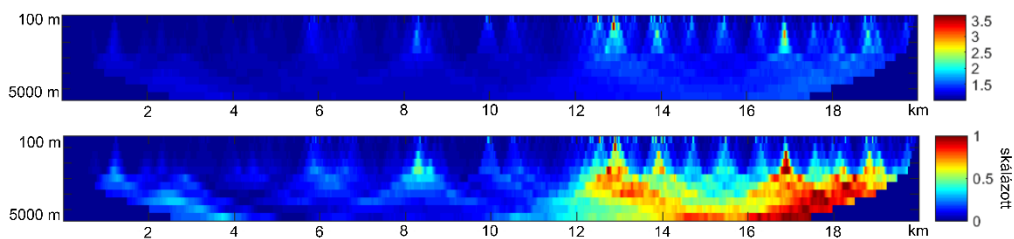
11.5. ábra. A Rima-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



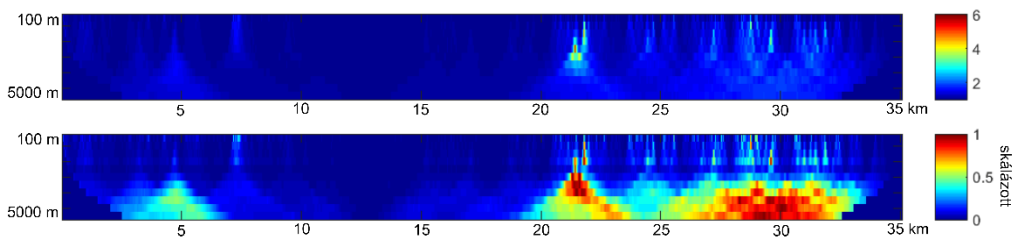
11.6. ábra. A Tárkányi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



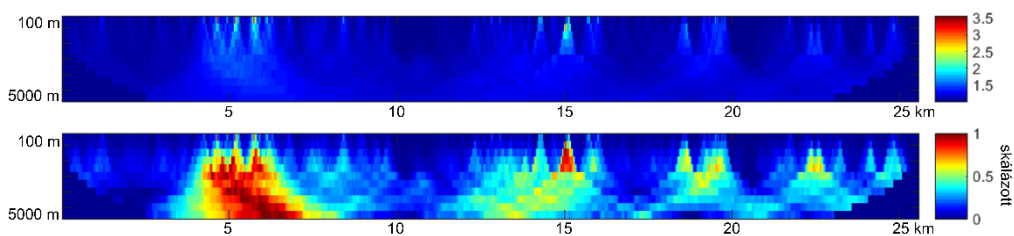
11.7. ábra. A Ostoros-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



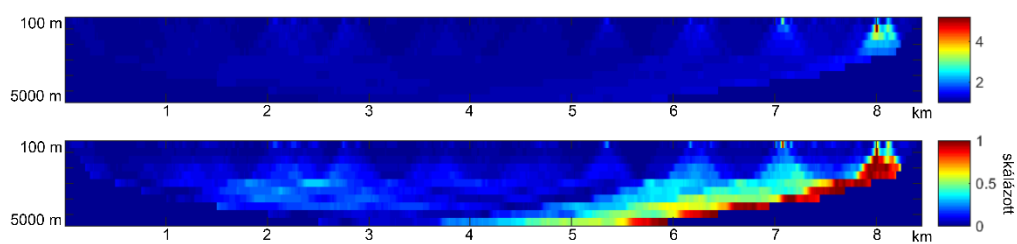
11.8. ábra. A Novaji-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



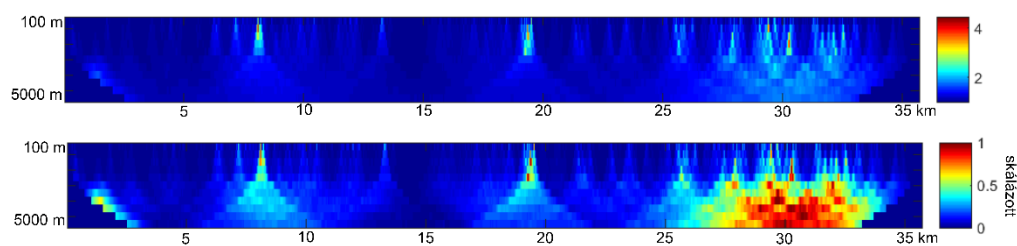
11.9. ábra. A Kánya-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



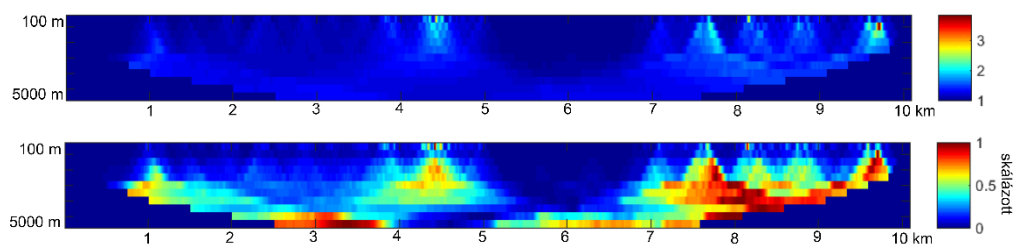
11.10. ábra. A Szoros-patak és a Hór-patak nyugati ágának kanyarulat-fejlettségének spektruma



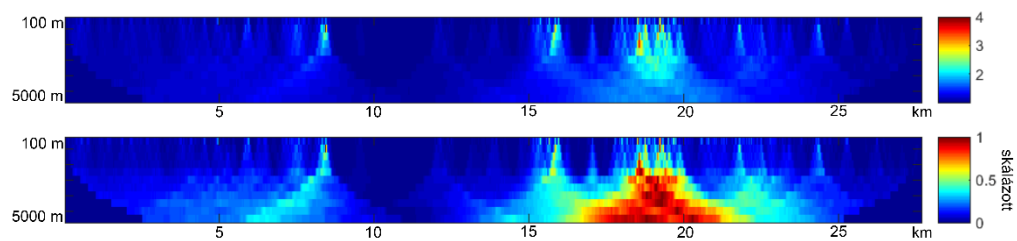
11.11. ábra. A Cseresznye-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



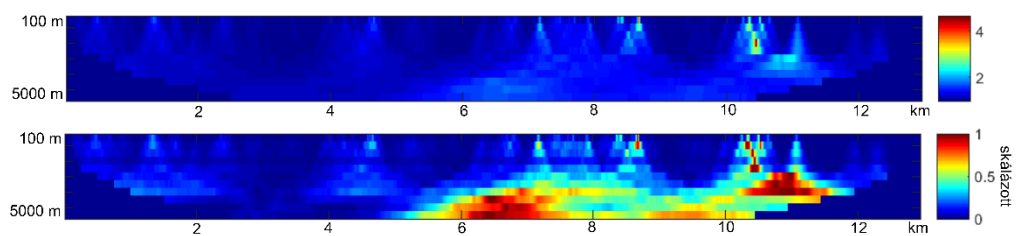
11.12. ábra. A Hór-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



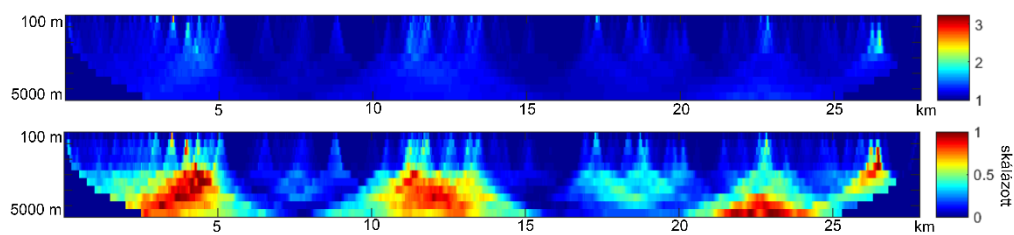
11.13. ábra. A Cserépváraljai-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



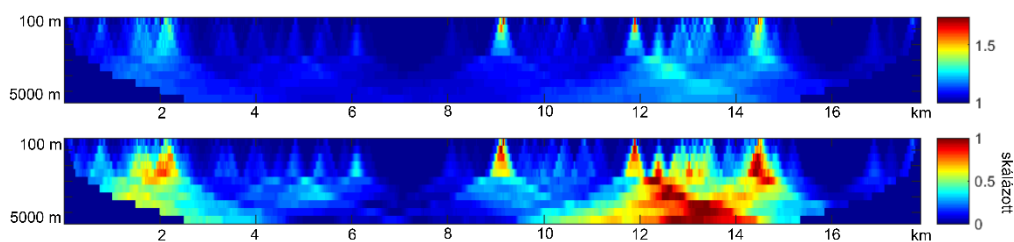
11.14. ábra. A Tardi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



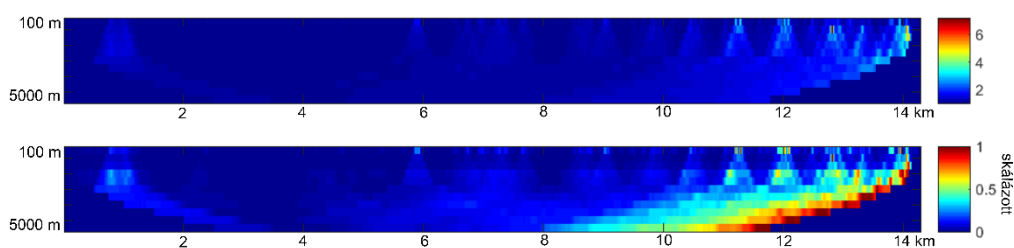
11.15. ábra. A Száraztó-ér kanyarulat-fejlettségének spektruma



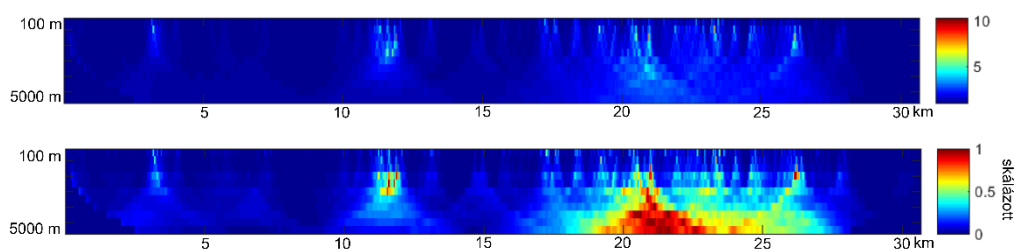
11.16. ábra. A Kácsi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



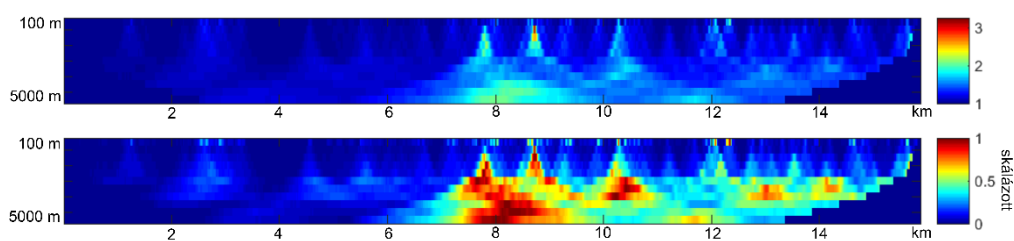
11.17. ábra. A Sáhyi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



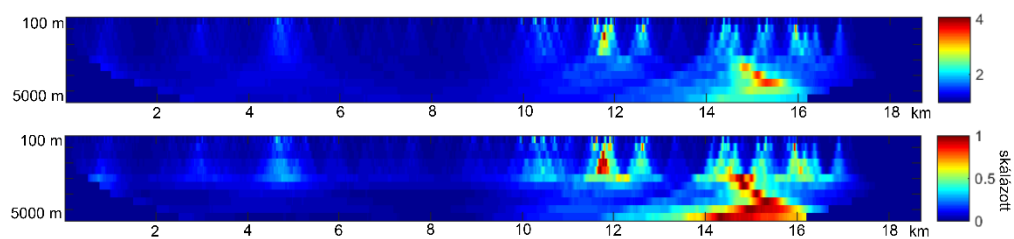
11.18. ábra. A Geszti-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



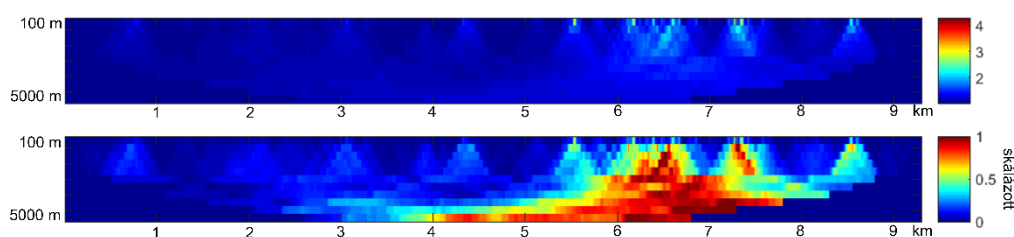
11.19. ábra. A Csincse-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



11.20. ábra. A Kis-Csincse-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma

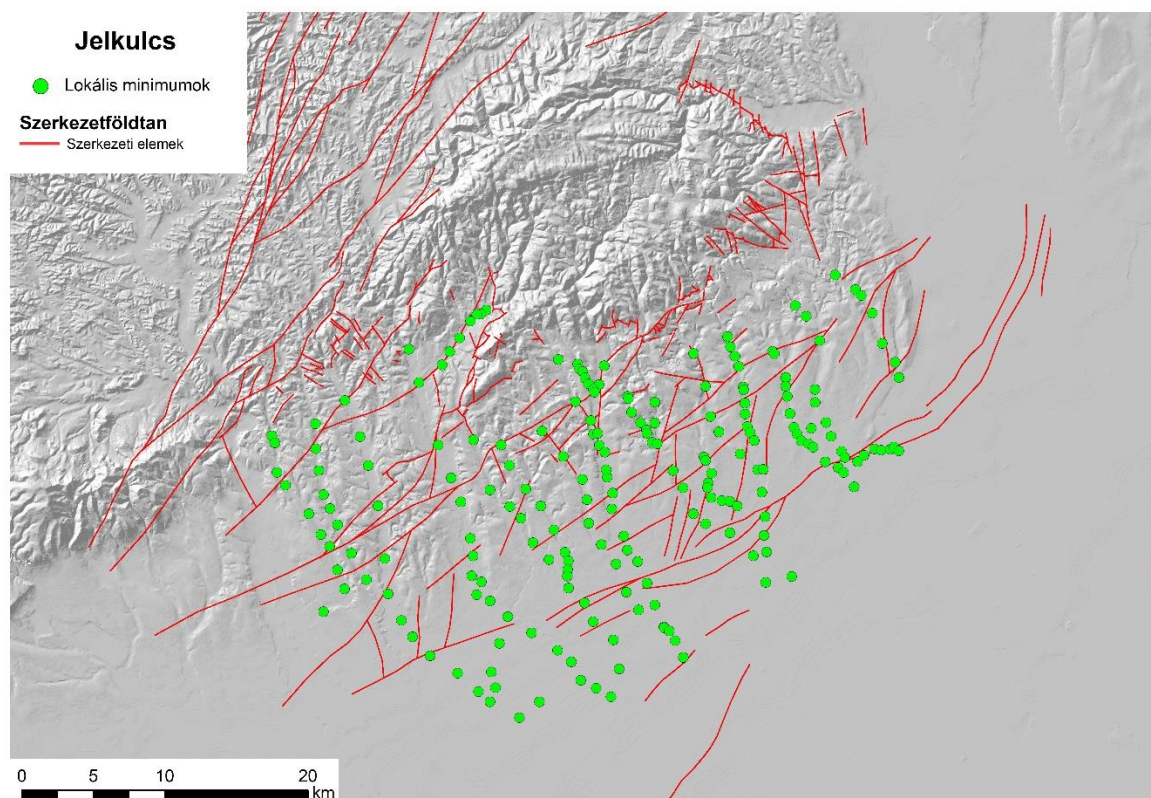


11.21. ábra. A Kulcsárvölgyi-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma



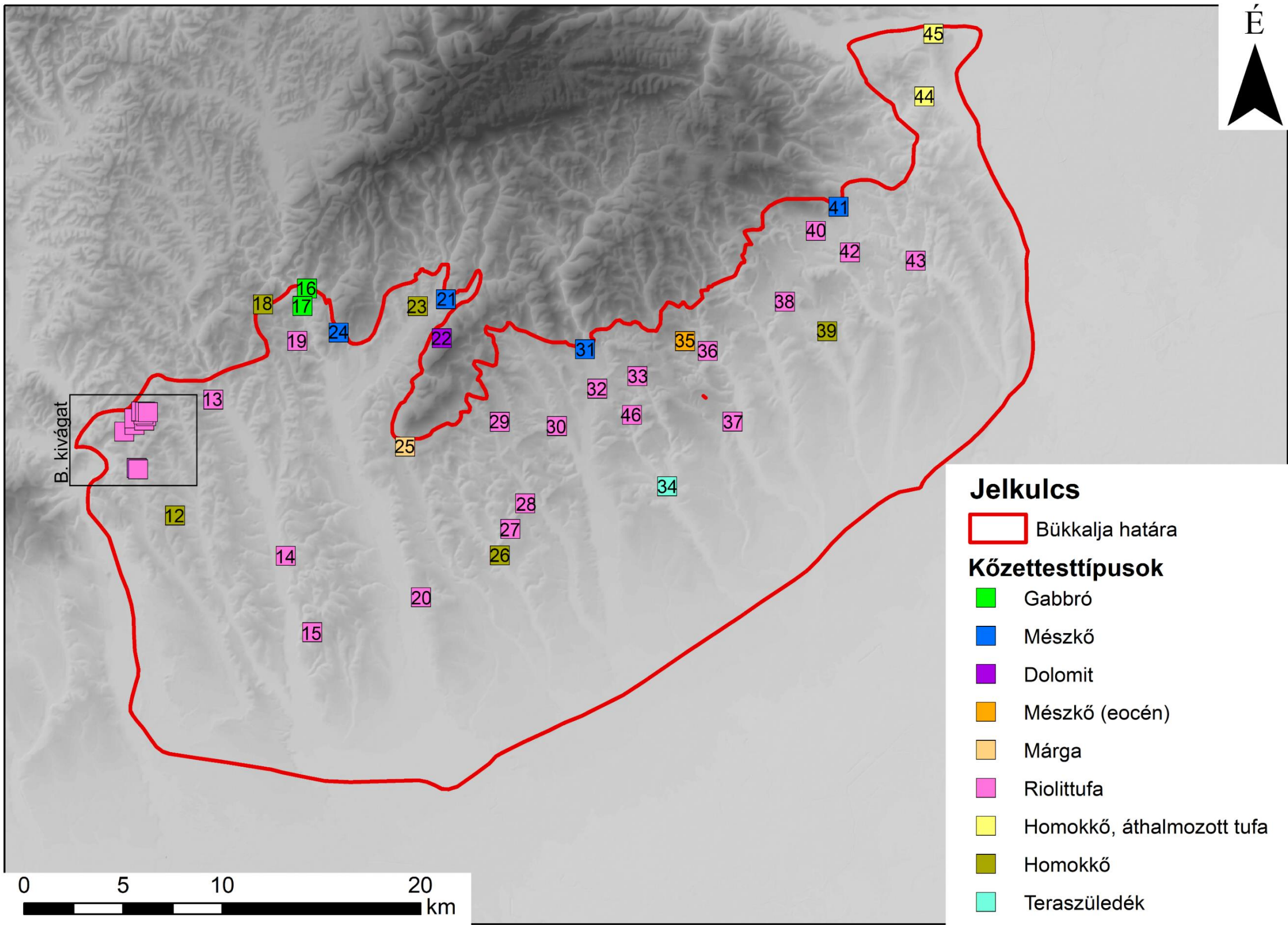
11.22. ábra. A Nyéki-patak kanyarulat-fejlettségének spektruma

12. melléklet. A kanyarulat-fejlettség összes leválogatott lokális minimum értékei

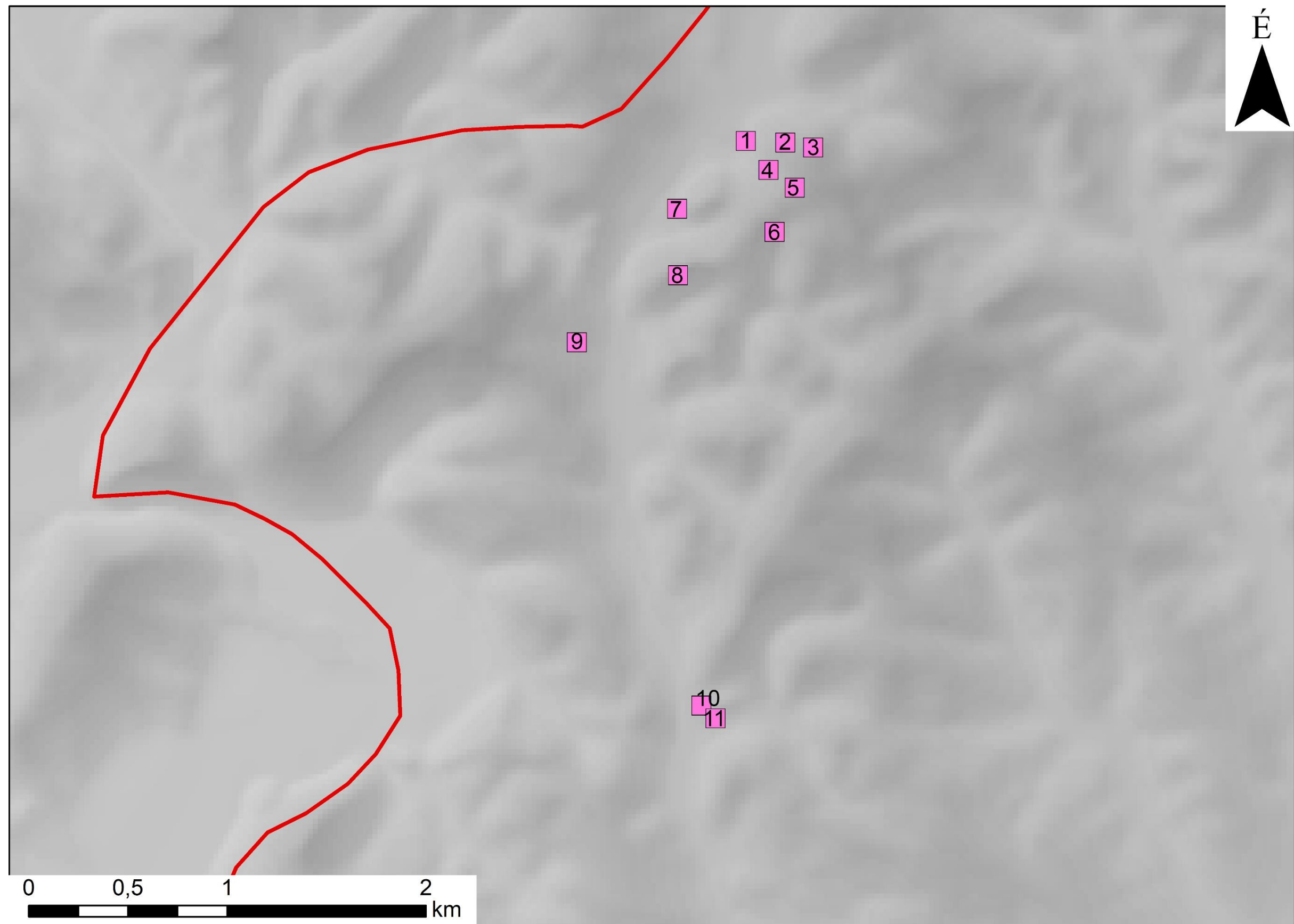


12.1. ábra. Kanyarulat-fejlettség leválogatott lokális minim értékei. (szerkezeti elemek: FODOR L. et al. 2005; LESS GY. et al. 2005; NÉMETH N. 2005; MCINTOSH R. W. 2014; PETRIK A. 2016; GÁL P. et al. 2019a, 2019b, 2020; GULÁCSI Z. é.n.)

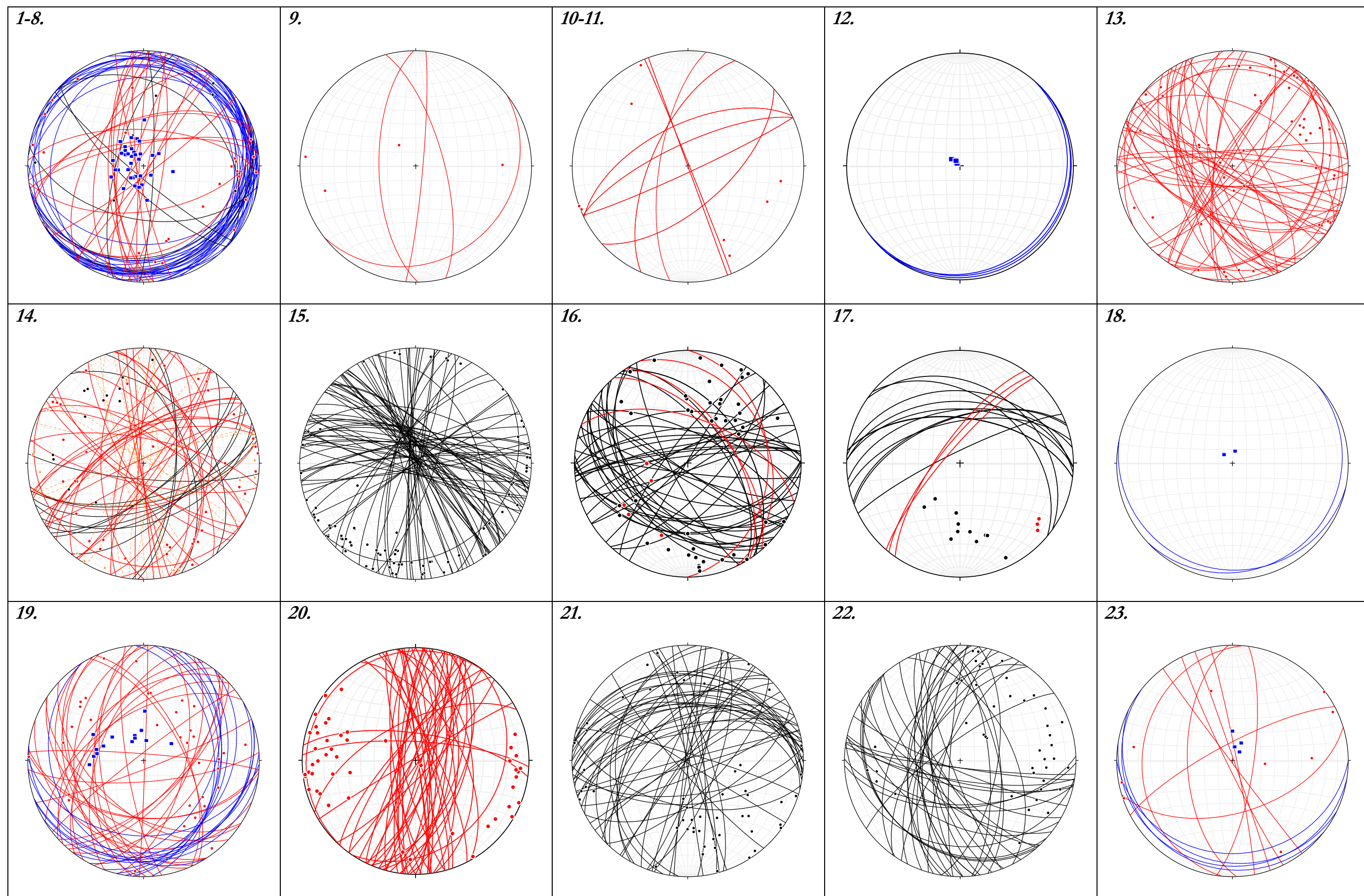
13. melléklet. Földtani észlelési térképek és mért szerkezeti elemek sztereogramjai

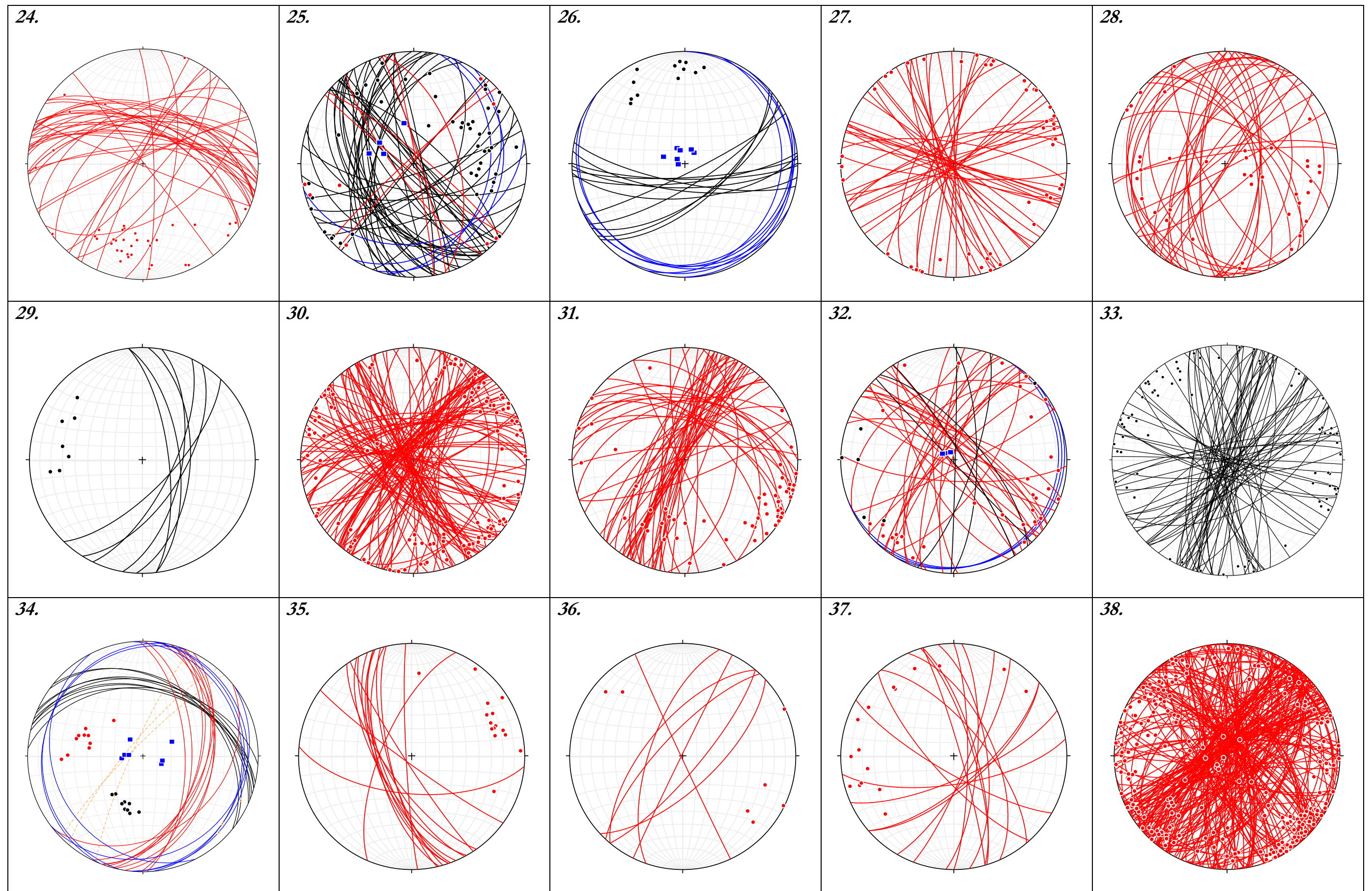


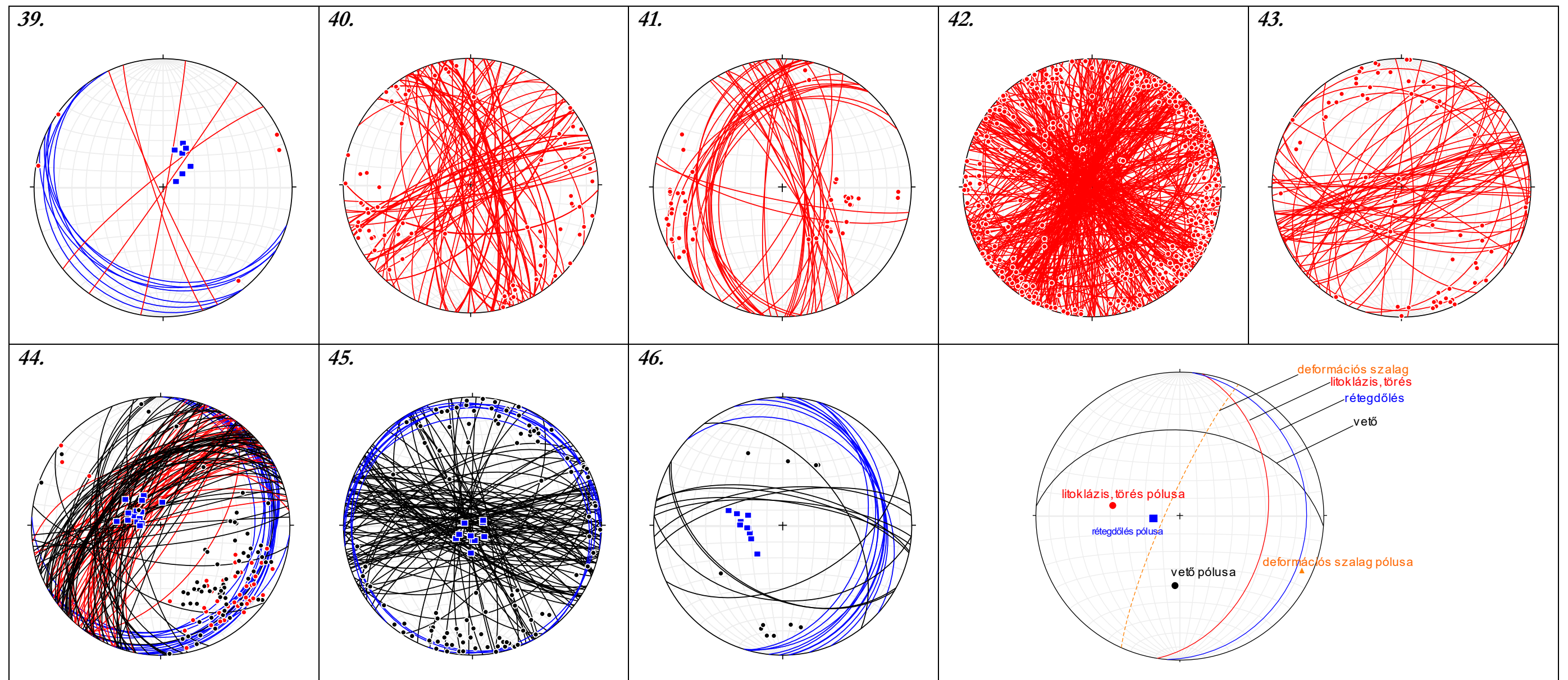
13.1. ábra. Észlelési térkép.



13.2. ábra. Észlelési térkép – B. kivágat, jelkulcs ugyan az.







13.3. ábra. Terepi szerkezetföldtani észlelések sztereogramjai.

Feltárás	EOV X	EOV Y	WGS X	WGS Y	Feltárás	EOV X	EOV Y	WGS X	WGS Y
1	288485,70	738452,45	20,2312°	47,9340°	24	292462,00	748402,00	20,3653°	47,9683°
2	288476,93	738651,14	20,2339°	47,9339°	25	286712,00	751759,00	20,4089°	47,9161°
3	288452,26	738791,49	20,2358°	47,9337°	26	281236,00	756532,00	20,4714°	47,8661°
4	288339,07	738565,95	20,2327°	47,9327°	27	282575,00	757068,00	20,4789°	47,8781°
5	288250,01	738698,60	20,2345°	47,9319°	28	283855,00	757814,00	20,4892°	47,8894°
6	288027,95	738596,75	20,2331°	47,9299°	29	287968,00	756535,00	20,4731°	47,9266°
7	288144,41	738106,29	20,2265°	47,9310°	30	287761,00	759414,00	20,5115°	47,9243°
8	287809,53	738111,04	20,2265°	47,9280°	31	291634,00	760824,00	20,5314°	47,9589°
9	287472,60	737602,04	20,2196°	47,9250°	32	289642,00	761444,00	20,5392°	47,9409°
10	285645,48	738228,68	20,2277°	47,9085°	33	290273,62	763465,48	20,5664°	47,9462°
11	285580,62	738300,32	20,2286°	47,9079°	34	284718,00	764975,00	20,5851°	47,8960°
12	283247,00	740163,00	20,2530°	47,8867°	35	292036,76	765872,54	20,5991°	47,9616°
13	289084,00	742087,00	20,2800°	47,9389°	36	291543,00	767011,00	20,6142°	47,9570°
14	281213,00	745735,00	20,3271°	47,8676°	37	287978,00	768265,00	20,6300°	47,9247°
15	277365,00	747076,00	20,3441°	47,8328°	38	294024,16	770908,45	20,6670°	47,9786°
16	294692,00	746812,00	20,3445°	47,9886°	39	292528,24	773041,29	20,6952°	47,9647°
17	293809,67	746581,85	20,3412°	47,9807°	40	297592,59	772468,44	20,6889°	48,0104°
18	293887,00	744600,00	20,3147°	47,9817°	41	298816,33	773610,10	20,7046°	48,0212°
19	292050,87	746331,38	20,3374°	47,9649°	42	296512,22	774191,96	20,7117°	48,0003°
20	279127,00	752557,00	20,4178°	47,8478°	43	296094,48	777503,64	20,7559°	47,9959°
21	294147,08	753818,40	20,4382°	47,9826°	44	304373,00	777934,00	20,7641°	48,0703°
22	292181,00	753614,00	20,4350°	47,9650°	45	307535,00	778403,00	20,7714°	48,0986°
23	293797,00	752404,00	20,4192°	47,9797°	46	288412,08	763123,27	20,5613°	47,9295°

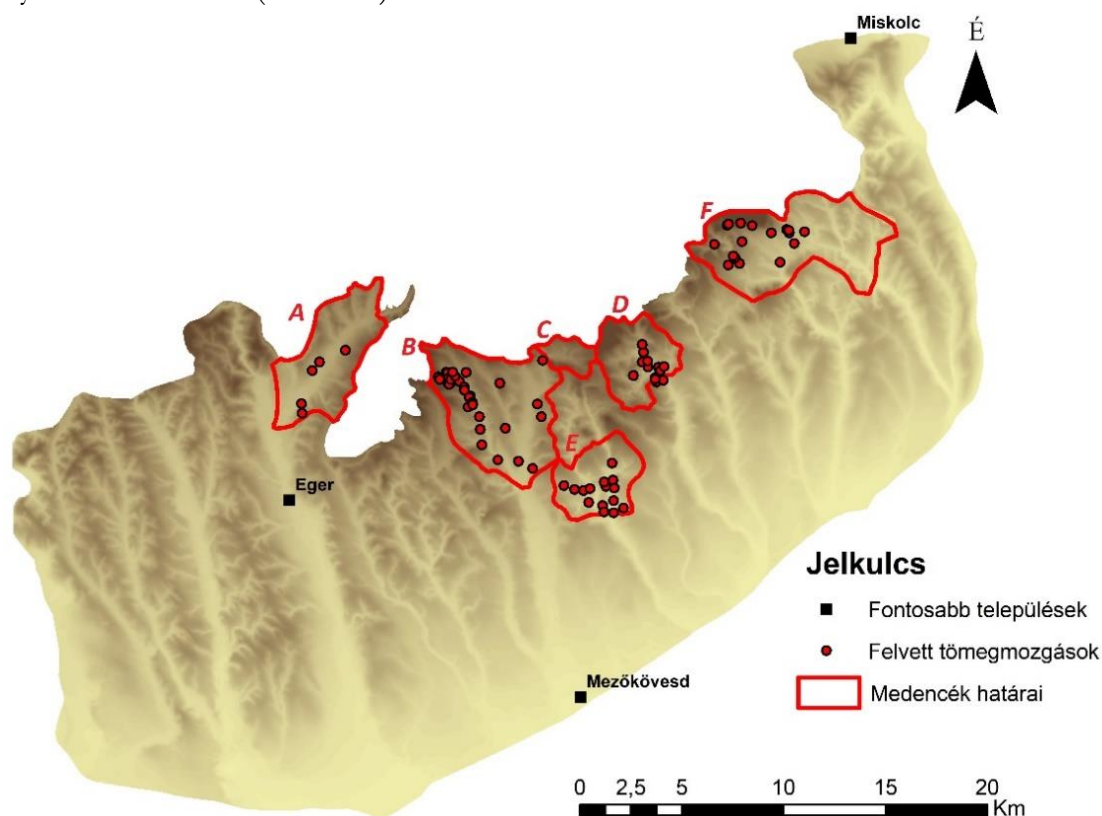
13.4. A feltárások koordinátái EOV és WGS84 (földrajzi) koordinátarendszerben

14. melléklet. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások vizsgálata a Bükkalján

Hegylábi, dombsági területeken gyakran alakulnak ki lejtős tömegmozgások, amelyek mellett, hogy látványosan formálják a felszínt, sokszor emberi létesítményeket, sőt emberi életet is veszélyeztetnek. Jelentőségüket jól mutatja, hogy Magyarországon az 1970-80-as években kataszterbe foglalták a felszínmozgásokat (SZABÓ J. 1995). Terepi tapasztalataim alapján azonban a kataszter erősen hiányos és helyenként elavult. A kataszter „felújítása” érdekében a terepbejárások során elkezdtem a tömegmozgások felvételezését. Az értekezésem írásáig a medencékben található szállítóközeg nélküli felszínmozgások feltérképezésével végeztem. Azok és az országos kataszter Bükkaljára eső tömegmozgásainak részletes elemzése – közlése (PECSMÁNY P. et al. 2018, 2019) – történt meg, így a munka nem tekinthető befejezettnek.

14.1. A medencékben észlelt tömegmozgások elemzése

A Bükkalja medencéiben a szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások felszínformáló hatását 82 helyen azonosítottam (14.1. ábra).



14.1. ábra. A Bükkalja medencéi és az általam felvett tömegmozgások (A: Tárkányi-, B: Bogács-Cserépfalui-, D: Kácsi-, F: Kiszgyőri-medence, C: Hidegkút-lapos, E: Tardi-völgy-medence).

A megfigyelt felszínmozgásokat hat csoportba soroltam: csuszamlás, suvás, talajfolyás, omlás, kőfolyás (ezek egyrésze periglaciális körülmények között keletkezett) és „zavart lejtő” – ez utóbbi kategóriába azok a lejtők kerültek, ahol valószínűleg bekövetkezett tömegmozgás, de annak típusát alakrajzi alapon meghatározni nem tudtam (pl. a forma összetettsége, vagy lepusztultsága miatt). A Hidegkút-laposában szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgást nem figyeltem meg, ezért ez a medence a további elemzésekből kimarad. Az elemzés során vizsgáltam az egyes tömegmozgás

típusok medencén belüli eloszlását, kapcsolatukat a lejtőmeredekséggel, kitettséggel, alapkőzettel, talajtípussal és a felszínborítással.

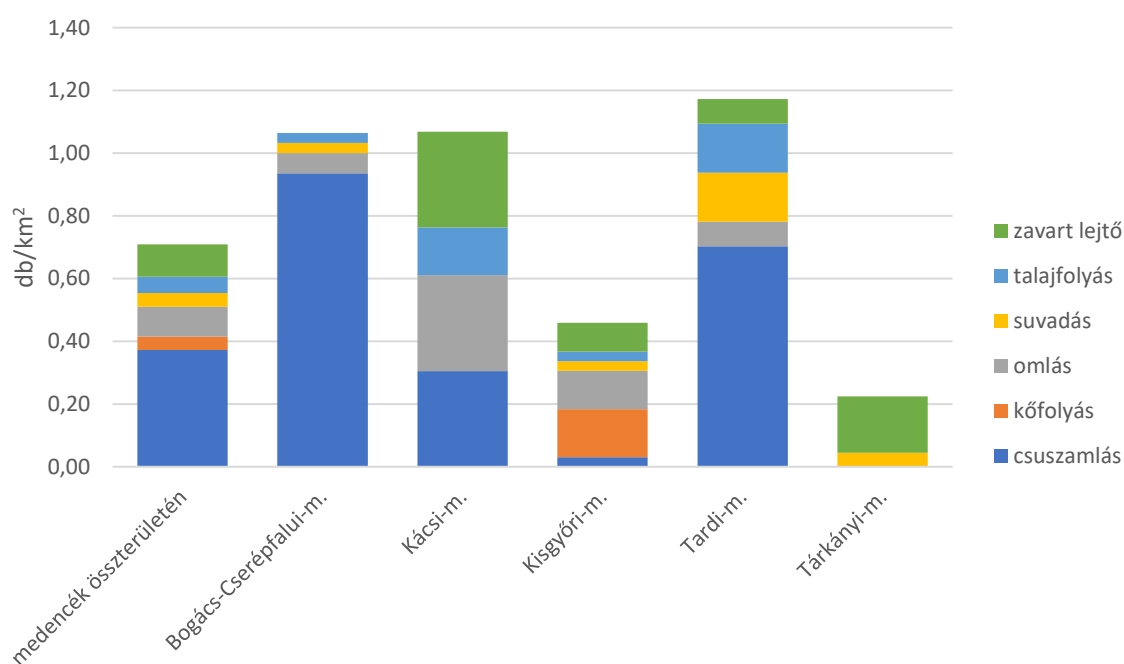
14.2. A medencében felvett tömegmozgások vizsgálatának eredményei

A terepen azonosított szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások jelentős része (41%) a Bogács-Cserépfalui-medencében található, míg a legkevesebbel (6%) a Tárkányi-medence részesedik. Részarányuk a többi három medencében nagyjából azonos.

A különböző típusú felszínmozgások medencék közötti megoszlásában ennél is nagyobb egyenlőtlenségek tapasztalhatók: kőfolyást csak a Kisgyőri-medencében találtam; a csuszamlások kétharmada a Bogács-Cserépfalui-medencében, a suvadások 40%-a pedig a Tardi-medencében van, míg omlások tekintetében a Kácsi- és a Kisgyőri-medence tűnik ki.

A fent említett eloszlásbeli különbségek nem magyarázhatók a medencék méretkülönbségeivel, ugyanis megvizsgálva a tömegmozgások sűrűségét, teljesen hasonló képet kapunk, vagyis amelyik medencében nagyobb arányban fordul elő egy mozgástípus, ott jellemzően sűrűbben is van (az előfordulás aránya és a sűrűség közötti Pearson-féle korrelációs együttható értéke minden mozgástípus esetében meghaladja a 0,8-et).

A Tardi-völgy-medencében, a Bogács-Cserépfalui- és a Kácsi-medencében a tömegmozgások sűrűsége meghaladja az 1 mozgás/km²-t, míg a Kisgyőri- és a Tárkányi-medencében kevesebb, mint fele ennyi (14.2. ábra).

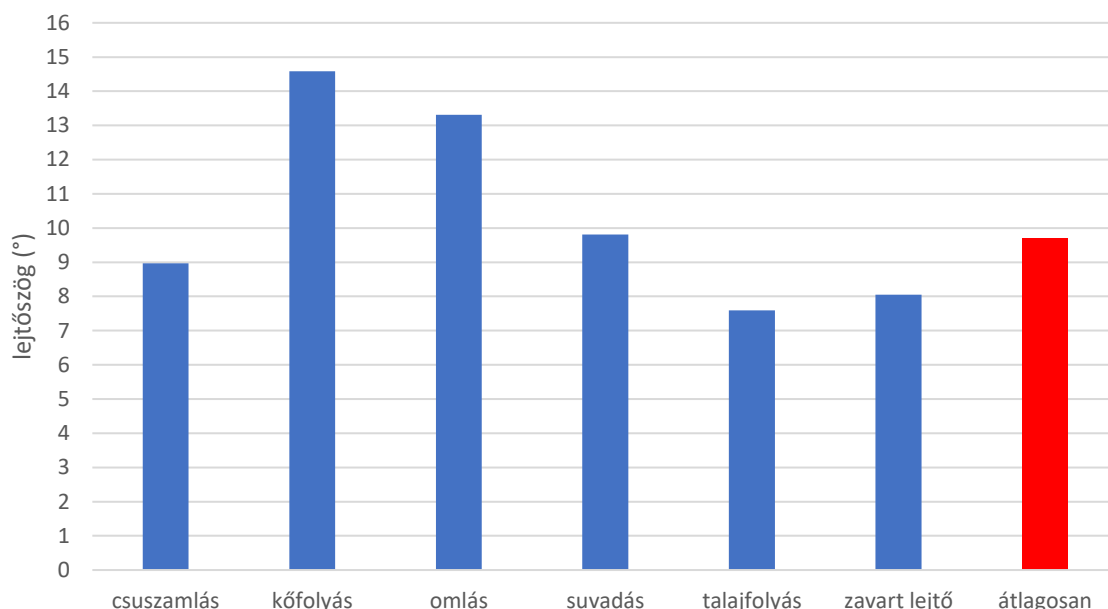


14.2. ábra. A szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások sűrűsége a Bükkalja medencéiben.

A tömegmozgások lejtőmeredekség szerinti előfordulása is igen sajátos: átlagosan 9,6°-os lejtőkön alakulnak ki. A kőfolyások és az omlások azonban ennél jóval meredekebb, a talajfolyások jóval lankásabb lejtőkön jellemzők. A csuszamlásos és suvadásos lejtők meredeksége jellemzően „átlagos”, bár látványos kivételek egy-egy esetben itt is előfordulnak.

Bár a „tömegmozgásos” lejtők átlagos meredeksége 9,7°, azok leggyakrabban 7°-os lejtőn jönnek létre (az esetek majdnem ötödében), gyakrabban, mint azt az ilyen meredekségű lejtők előfordulási gyakorisága indokolná. Azonban ez az általános megállapítás az egyes felszínmozgás típusok tekintetében jelentős különbségeket takar. Amíg a csuszamlásos térszínek meredekségének megoszlása jól követi az átlagosat, addig például a suvadások lankásabb és meredekebb lejtőkön is

gyakoriak (14.3. ábra). Lejtőmeredekség tekintetében a medencék közül a Kisgyőri tér el feltűnően, ahol a felszínmozgásos lejtők átlagos lejtése valamivel 12° fölért. Ez leginkább az omlások nagy arányának köszönhető, melyek jellemzően a legmeredekebb lejtőkön (gyakran függőleges, vagy túlhajló sziklafalakon) jönnek létre. Érdekes, hogy a Bogács-Cserépfalui-medencében fele akkora az omlások lejtők átlagos meredeksége, mint a Kisgyőriben.



14.3. ábra. A tömegmozgásos lejtők átlagos meredeksége a Bükkalja medencéiben tömegmozgás típusonként.

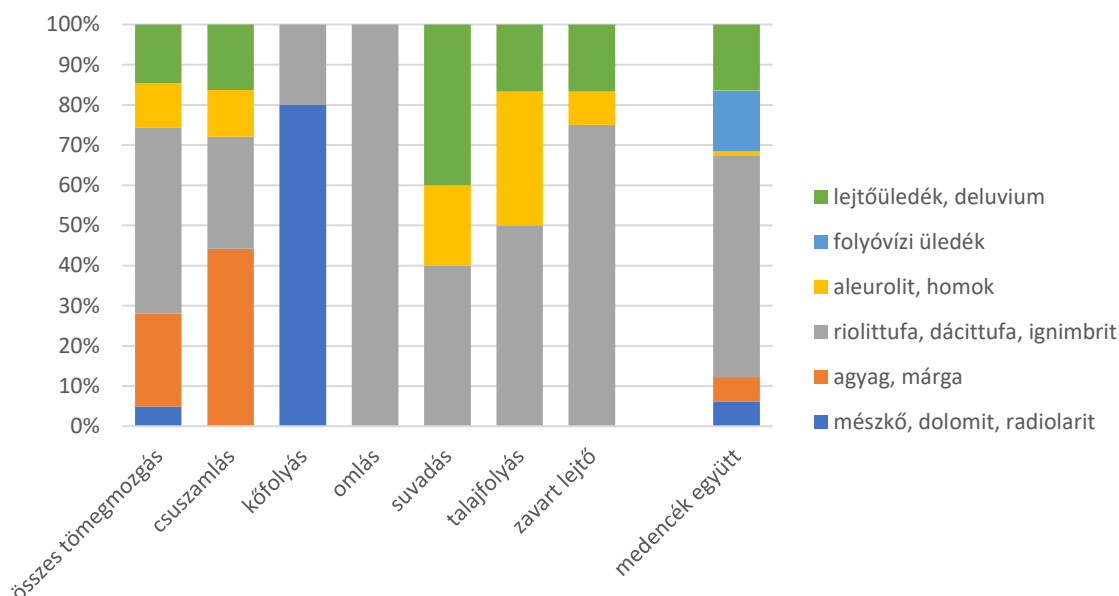
Kitettségi szerinti eloszlást elemezve a tömegmozgások leggyakrabban a K-i (VÁGÓ J. [2009] szerint is) és D-i lejtőkön találhatók, és meglepő módon, a legritkábban a DK-i kitettségűeken – sem a gyakori, sem a ritka előfordulás nem magyarázható a lejtők elterjedésével, mert abban nincsen számottevő különbség. A D-i lejtőkön indukálódott tömegmozgásokat nagyvalószínűséggel mikroklimatikus folyamatokra lehet visszavezetni, azonban erre közvetlen mérési adataim nem voltak. Minden bizonnyal a tavaszi fagyváltozékonyság következtében az időszakosan (naponta) felengedő felső réteg/rétegek (talajréteg, üledékréteg) megcsúszik az alatta lévő még fagyott halmazállapotú rétegen/rétegeken.

Egy-egy tömegmozgás típus tekintetében még nagyobb aránytalanságok tapasztalhatók: kőfolyást eddig csak D-i lejtőkön találtam; talajfolyás a K-i és DNY-i, omlás a DNY-i, suvadás a K-i lejtőkön fordul elő feltűnően nagy arányban.

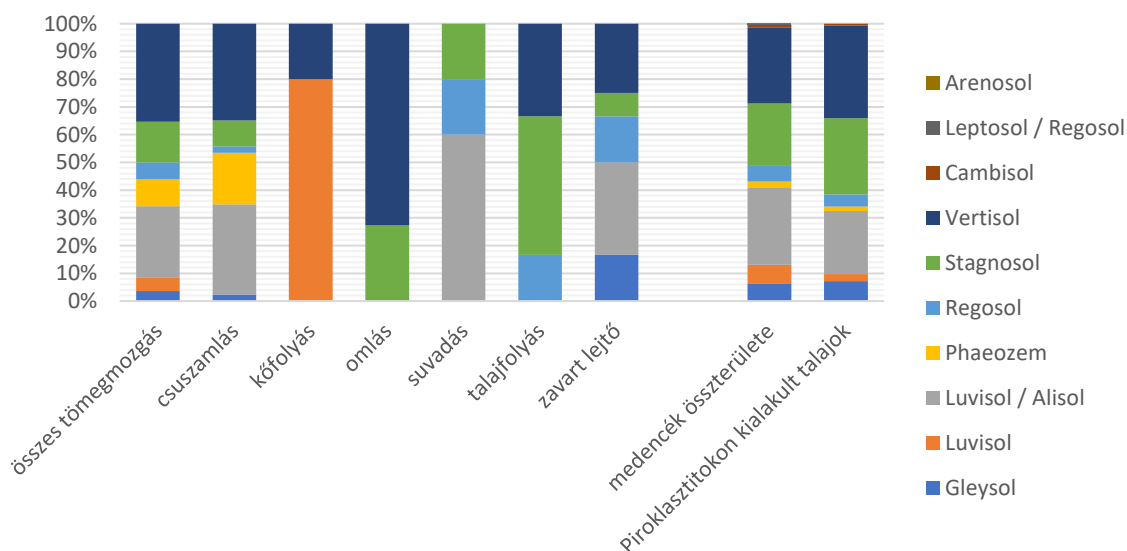
A közettípus szerinti előfordulási gyakoriság elemzése előtt a formációleírásokra és a terepi megfigyelésekre támaszkodva hat csoportba (lejtőüledék, folyóvízi üledék; aleurolit, dácittufa, ignimbrit; agyag, márga; mészkő, dolomit, radiolarit) soroltam a terület kőzeteit. A lejtős tömegmozgások által kialakított formák fele a terület legnagyobb elterjedésű kőzetein (és azok málladékain): riolit- és dácittufán, valamint ezek összesült változatán ignimbriten fordul elő. Az omlások mindegyikét, a „zavart lejtők”, talajfolyások és suvadások jelentős hányadát is ezeken térképeztem. Ez utóbbi két felszínmozgás típus esetében kiemelhető még a deluviális és lejtőüledékek nagy szerepe is. Feltűnő, de nem meglepő, hogy területi elterjedésükhöz képest milyen nagy arányban alakulnak ki felszínmozgások (különösen csuszamlások) agyagos, márgás kőzeteken (13.4. ábra).

A terepbejárásaim alapján azt tapasztaltam, hogy a tömegmozgások jelentős hányada nem mélyfészek, hanem valószínűleg a talajrétegre korlátozódik, ezért fontosnak tartottam a talajtípusokkal való kapcsolatot is feltárni. Meg kell jegyezni azonban, hogy az omlások, kőfolyások kialakulása esetében a talajtípus nem meghatározó tényező (14.5. ábra).

A lejtős tömegmozgások kétharmada a terület legnagyobb elterjedésben előforduló talajain, vertisolon és luvisolon alakul ki. Különösen igaz ez a csuszamlásokra, azonban e mozgások esetében feltűnő, hogy egyötödük az igen kis arányban jelen lévő phaeozemen található. A talajtípusok elterjedéséhez és az összes tömegmozgás talajtípusokon való megoszlásához képest legnagyobb eltérést (a kőfolyások és omlások kivételével) a suvadások esetében tapasztaltam. Suvadások jellemzően luvisol / alisolon (60%-ban) figyelhetők meg. E gyakoriság meghaladja az összes tömegmozgás e talajtípusokon való megoszlására és a talajtípusok medencék területén való előfordulási arányára jellemző értéket (14.5. ábra).



14.4. ábra. Lejtős tömegmozgások megoszlása előfordulási helyük alapkőzete alapján, valamint a kőzettípusok megoszlása a Bükkalja medencéiben.



14.5. ábra. Lejtős tömegmozgások megoszlása talajtípusonként és a talajtípusok megoszlása a Bükkalja medencéiben.

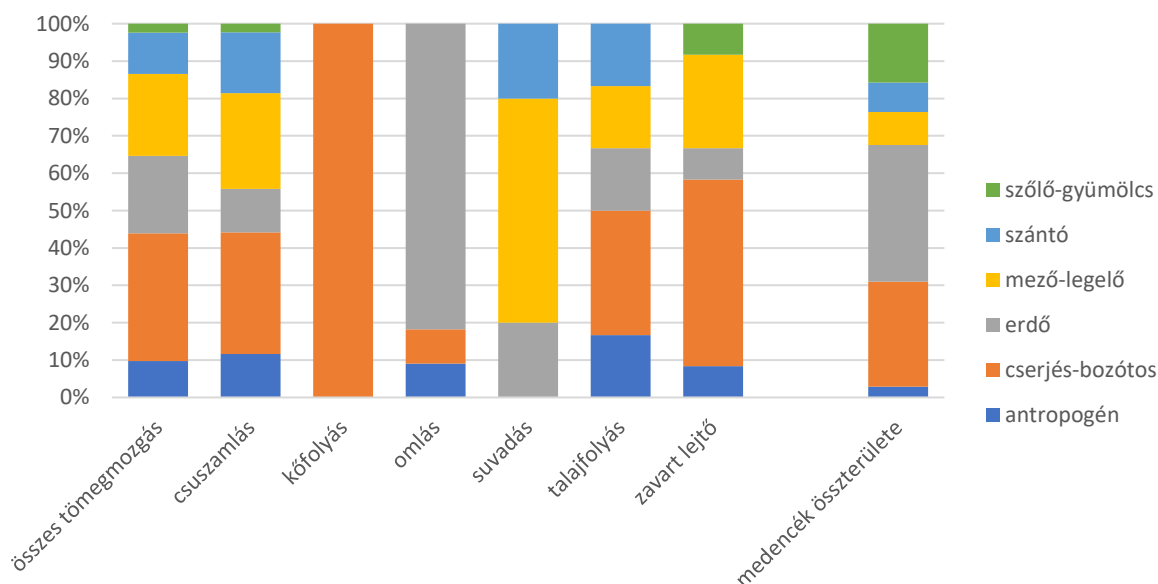
A talajfolyások jelentős része talajtani adottságokra vezethető vissza. Nyáron a párolgásnak köszönhetően a talaj akár méternyi mélységig is felrepedezhet, köszönhető ez az agyagásványok zsugorodásának. Nagyobb esőzések után a csapadék a száradási repedések mentén a mélybe jut, ekkor a repedésekbe hullott összleteket a víz megduzzasztja és az oldalirányú nyomásnak

köszönhetően, 30-60°-os szöget bezáró csúszási tükröket képez (14.6. ábra), melyek kiváltó okai lehetnek a talajfolyásnak.



14. 6. ábra. Csernozjom-barna erdőtalajon (vertisol) kialakult csúszási tükrő és száradási repedés (Tard).

A medencék területének átlagosan kétharmada erdő és cserjés-bozótos. A tömegmozgások több mint fele is ezeken a felszíneken fordul elő (erdős: 37%, cserjés-bozótos: 28%). Meglepő azonban, hogy kőfolyást csak cserjés-bozótos, omlást pedig szinte csak erdős térszínen (82%) találtam. Szintén feltűnő, hogy az antropogén területeken - arányukhoz képest - tömegmozgás (talajfolyás, csuszamlás, omlás, „zavart” lejtő) gyakran alakul ki. Ellenben az erdővel borított felszíneken, leszámítva a kőfolyást és az omlást, ritkábban találunk felszínmozgást (14.7. ábra).



14.7. ábra. Lejtős tömegmozgások megoszlása felszínborítás típusonként a Bükkalja medencéiben.

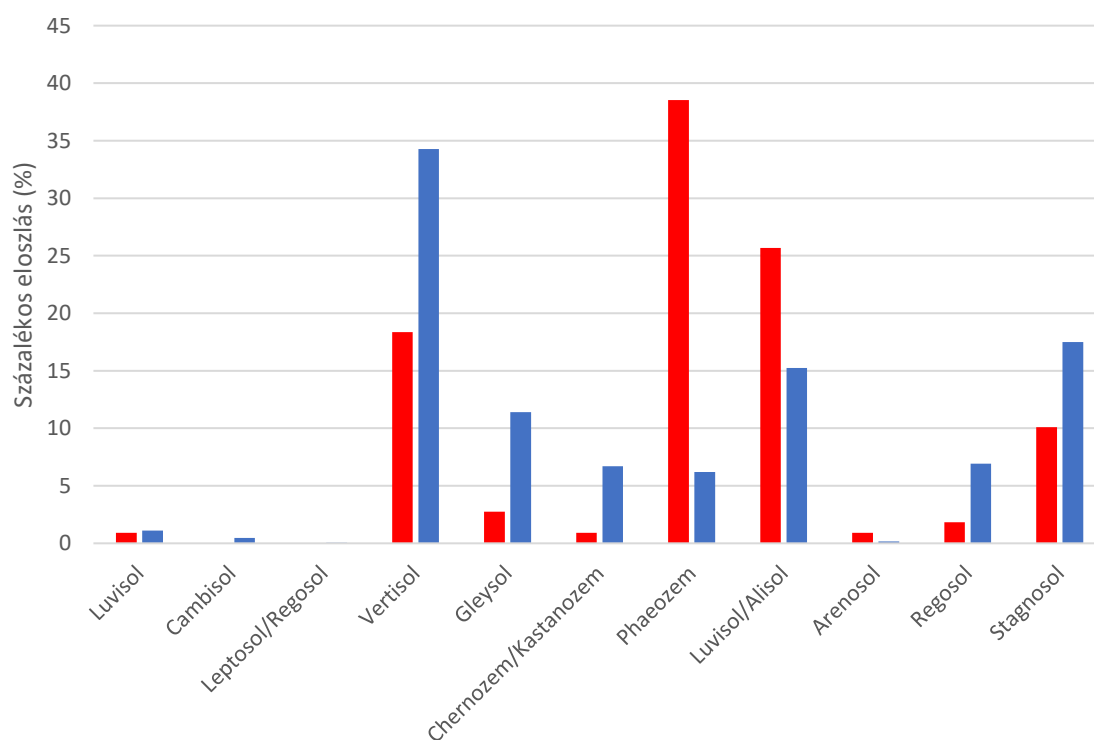
14.3. Országos Felszínmozgás Kataszterben szereplő mozgások

A Bükkalja területén összesen 109 tömegmozgást rögzítettek az Országos Felszínmozgás Kataszterben, sajnos a legújabb szabadon hozzáférhető adatbázis már a tömegmozgás jellegét nem tartalmazza (MBFSZ weboldala). Egy korábbi adatbázis azonban rendelkezésemre állt, melynek elemzése már megtörtént (PECSMÁNY P. et al. 2019), ez a régebbi adatbázis sajnos csak az újban

rögzített tömegmozgások 46%-át (51 db) tartalmazza. Ennek az 51 db tömegmozgásnak a 60%-a suvadás, 22%-a rétegcsúszás, 5%-a kúszás, 2%-a pedig szeletes csuszamlás. Mivel sajnos a legfrissebb adatbázisban a szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások jellegére vonatkozóan nem álltak rendelkezésemre információk, ezért a medencékhez hasonló részletes elemzéstől el kell tekintsek.

A kataszterben szereplő mozgások átlagosan 7,8°-os lejtőkön indukálódnak, azonban a medencékben észlelt mozgásokkal ellentétben a leggyakrabban 2°-os lejtőkön alakulnak ki, a második leggyakoribb az átlaghoz közeli 7°. A mozgások 20%-a DK-i lejtőkön található, de közel hasonló aránnyal rendelkeznek a DNy-i (17%) lejtők is, a legkevesebb mozgás a ÉNy-i (5%) kitértű völgyoldalakon tapasztalható.

A formák legnagyobb része folyóvízi és teraszüledékeken figyelhető meg (36%), de jelentős a piroklasztitokon (23%), agyagon és márgán (19%), aleuroliton és homokon (14%) található aránya is, utóbbi kettőn kialakuló formák az üledék bükkaljai elterjedéséhez képest is számottevő. Érdekes módon a lejtős tömegmozgások 38%-a a Bükkalja csupán csak 6%-án előforduló talaján, phaeozemen indukálódik. A medencékben ezen talajtípushoz a csuszamlások kialakulása volt köthető. A kataszterben szereplő többi mozgás hasonlóan a medencékhez, a legnagyobb elterjedésű talajokon, vertisolon (34%) és luvisol/alisolon (15%) formálódik (14.8. ábra). Ha a felszínborítást vizsgáljuk meg, akkor a mozgások közel negyede (24%) a szőlő-gyümölcsösökkel borított felszíneken jön létre, ezt követik az antropogén (településeken) területen kialakuló 21%-os részaránnyal. A bozótos-cserjés (16%), a mező-legelő (16%) és erdős (15%) területeken indukálódó formák közel azonos részaránnyal rendelkeznek. A legkevesebb mozgás szántóföldi művelés alatt álló területeken jön létre (5%).



14.8. ábra. A kataszterben szereplő tömegmozgások eloszlása talajtípusonként (piros) és a Bükkalján előforduló talajtípusok eloszlása (kék).

14.4. Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások vizsgálatának eredményei

A Bükkalja medencéiben 82 helyen sikerült valamilyen szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgást azonosítani, melyeket hat kategóriába soroltam be. Elemezve a tömegmozgások és az egyes tömegmozgás típusok eloszlását jelentős aránytalanságokat figyeltem meg a medencék között. A

tömegmozgások legnagyobb része (41%) a Bogács-Cserépfalui-medencében, legkevesebb (6%) pedig a Tárkányi-medencében indukálódott, azonban a különböző típusú mozgások között még nagyobb egyenlőtlenség volt tapasztalható, melyet a medencék méretével nem lehet magyarázni.

A medencékben térképezett tömegmozgások átlagosan 9,7°-os, míg a kataszterben szereplők 7,8°-os, zömében D-ies kitettséggű lejtőkön indukálódtak. A formák többsége a medencékben riolit-, dácittufán és azok málladékain, a kataszterben pedig folyóvízi és teraszüledékeken alakult ki. A tömegmozgások nagyrésze a terület legnagyobb elterjedésű talajain (vertisolon és luvisolon) volt megfigyelhető. Az általam azonosított tömegmozgások az erdővel, míg a kataszterezettek a szőlő-gyümölcsösökkel borított felszíneken voltak a leggyakoribbak.

14.5. Irodalomjegyzék

MBFSZ WEBOLDALA: Káresemények térképen.

Elérhető: <http://geonetwork.mfgi.hu:8080/wXmlDoc/wtsMapNRZ.html>

PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2018: Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások térképezése a Bükkalja medencéiben. In.: FAZEKAS I. – KISS E. – LÁZÁR I. (szerk.): Földrajzi tanulmányok 2018. Debrecen, MTA DAB Földtudományi Szakbizottság. pp. 67–70.

PECSMÁNY P. – HEGEDŰS A. – VÁGÓ J. 2019: Landslide susceptibility mapping using gis-based methods in the Bükkalja (Hungary). In: KÉKESI T. (Eds.) MultiScience - XXXIII. microCAD International Multidisciplinary Scientific Conference, Miskolc. pp. 1–12

SZABÓ J. 1995: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Habilitációs értekezés. Kézirat.

VÁGÓ J. 2008: Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások a Bükkalja keleti részén, IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen. pp. 99-104.

VÁGÓ J. 2009: Csuszamlásveszélyes domboldalak kijelölése domborzatmodell felhasználásával. HunDEM2009 Konferencia és kerekasztal Kiadványa, 2010, Miskolc, CDROM kiadvány