

A völgyhálózat és törésirányok kapcsolatának vizsgálata különböző geoinformatikai módszerekkel a Bükk északi előterén

Demeter Gábor¹, Szabó Szilárd²

¹Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 4010 Debrecen,

Egyetem tér 1. 52-512-900/2235, demetergg@gmail.com

²Debreceni Egyetem, Környezetföldrajzi és Tájvédelmi Tanszék, 4010 Debrecen, Egyetem tér 1., sszszabo@delfin.unideb.hu

Célkitűzések, módszertani megfontolások, mintaterület(ek)

Annak bizonyítására, hogy a hazai völgyhálózatok tektonikus eredetűek is lehetnek, többször tettek kísérletet különféle módszerekkel. (EGYED 1957, GÁBRIS 1986, SZALAI 2004). E tanulmány célkitűzései két csoportba sorolhatók: egy részük módszertani megfontolásokon alapul, részint pedig egy, a regionális felszínfejlődésre vonatkozó ismereteinkre is hatást gyakorló kutatás eredményeit mutatják be az új és régi módszerek összevetésével.

(1) Módszertani jellegű célunk volt összehasonlítani három modell relevanciáját, reprodukálhatóságát:

a, a hagyományos, „kézi”, térképes völgyhálózat és rácshálózat alapján szerkesztett modellt (EGYED 1957, GÁBRIS 1986),

b, továbbá ennek félautomatizált számítógépes hibridmodelljét (SZALAI 2004),

c, az Idrisi által generált lefolyástérképen mérhető völgyirányok statisztikai megoszlását, a három eljárás módszertani különbségeit, alkalmazhatóságának korlátait, relevanciáját; az eredendően más célokra fejlesztett térinformatikai szoftver (Idrisi) alkalmas-e ilyen irányú vizsgálatok lefolytatására;

(2) megvizsgálni, hogy van-e összefüggés a *mért törésirányok* és a *generált völgyirányok* gyakorisága és eloszlása között;

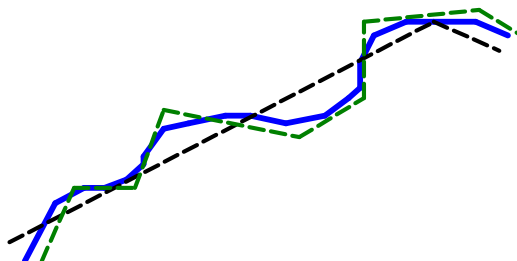
(3) hogyan változik a kapcsolat erőssége, ha a völgyhosszal súlyozott völgyirány-gyakoriságot használjuk a hagyományosabb darabszám szerinti völgyirány gyakorisággal szemben, hogyan befolyásolja ezt a völgyrendűség;

(4) a kőzetek kora és keménysége mi módon befolyásolja a kapcsolat erősségét és a völgyirány-gyakoriságok és törésirány-gyakoriságok móduszértékeit;

(5) a kapott eredmények hogyan befolyásolják a terület szerkezetfejlődésére vonatkozó ismereteinket.

(1) A völgyirányok azonosításánál a kézi módszer hátránya, hogy szubjektív: a kijelölésnél eleve pontatlansággal kell számolni, hiszen ellentétben az Idrisi generálta lefolyástérképpel, a *manuális mintavétel* esetében nem szélesség nélküli vonalakkal (vízfolyásokkal), hanem völgyekkel dolgozunk. A völgy szélesség miatt a völgyirány tulajdonképpen nem adható meg pontosan, hanem egy intervallumon belül tetszőlegesen „módosítható”, így 5-10 fokos eltérések is előfordulhatnak. Ezzel lehetővé válik az adatsorból kissé kilógó völgyirányok szubjektív értelmezése, „pufferelése”. Ezen felül egy völgyön belül iránybeli módosulások is megfigyelhetők, amelyek nem akkorák

azonban, hogy a völgy kezdő és végpontját ne lehetne egy egyenessel összekötni. Ez eltérő eredményhez vezet az iránystatisztikában, mintha a völgyet több darabra vágnánk, és minden egyes völgyszakasz külön értéket kapna. A darabszám növelése növeli az irányértékek szórását, ugyanakkor a statisztikai sokaságot is (**1. ábra**).



1. ábra. A völgyirány/futásirány kiejölésének problematikája: egy völgyszakaszt több ill. kevesebb szakasszal is lehet jellemezni, melyek eltérő iránygyakoriságokat eredményeznek. A völgyirányokban jelentkező törések, ill. szakaszhosszak kijelölése szubjektív

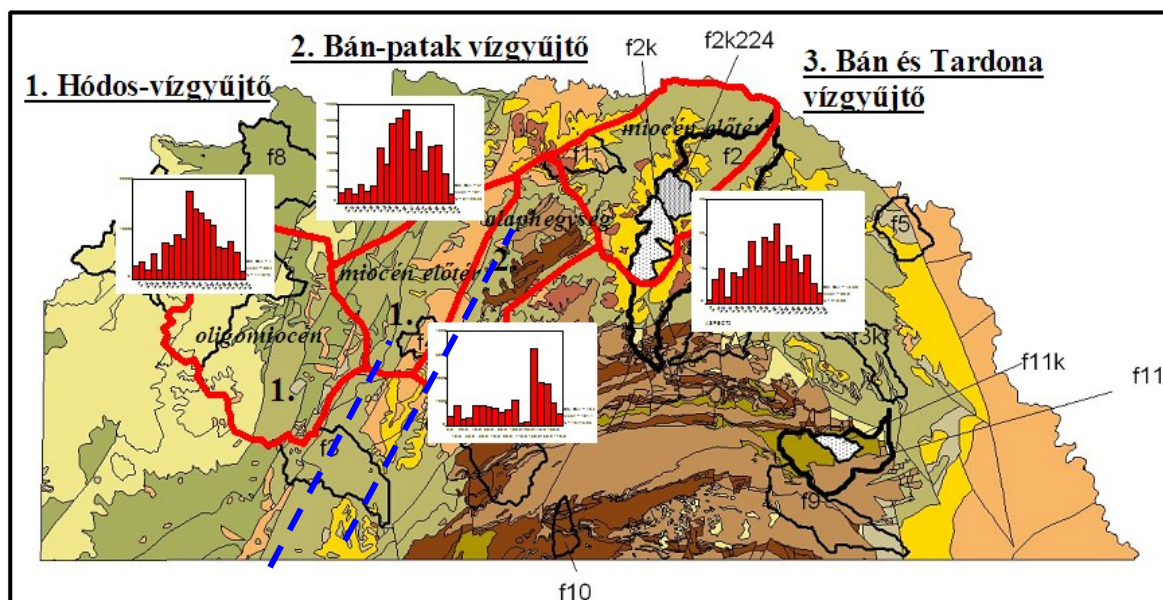
Szintén problémát jelenthet, ha a völgyek hosszával nem számolnak az iránystatisztikai vizsgálatok során, így egy hosszú völgyszakasz ugyanúgy egy adatnak számít, mint egy völgykezdemény, ha pedig 3, egymástól kissé eltérő irányú darabra bontjuk, akkor háromnak.

Mindezen megfontolások miatt a számítógépes elemzés során még a leghosszabb völgyeket is elemi völgyszakaszokra osztottuk, amint kisebb irányváltás következett be a völgy futásában (A völgyet határoló legbelső szintvonal távolságának középvezetét tekintettük völgyiránynak). Amint egy újabb völgy, vagy árok torkolt a fővölgybe, automatikusan szakaszhatárt jelöltünk ki, akkor is, ha a fővölgy irányában egyébként nem állt be változás. Ezen túlmenően az átlagosnál hosszabb szakaszokat nem daraboltuk tovább. Így egy szubjektív módon kijelölt, de térinformatikai módszerekkel kiértékelhető *hibrid modell*hez jutottunk, mely 556 völgyszakaszt tartalmazott a *Hódos vízgyűjtőjén*, az *Upponyi-hegységben* és a *Tardona-patak* mentén, mint mintaterületeken (**2. ábra**). Emellett használtuk a hagyományos, manuális, rácshálózatra fektetett modell eredményeit (SZALAI et al. 2002a, 2002b, 2002c).

Továbbá létrehoztunk egy *szoftveralapú modellt*, ahol az 1 pixel szélességű, futásirányokat szimbolizáló vonalakat Idrisi segítségével generáltuk ugyanezen területekre a lefolyási irányok (Runoff algoritmus) alapján. Mivel egy pixelnek önmagában nem lehet kitettsége, vagy azimutja, ezért a raszteres állományt shape-fileként Arcview 3.2-be importáltuk, ott vektorossá alakítottuk, az eredetileg egyetlen polyline-ként értelmezett lefolyástérképet daraboltuk, tehát az azonos egyenesre eső pixeleket összefűztük polyline-okká, és ID-vel láttuk el, majd az így kapott vektoros állományt visszaimportáltuk az Idrisibe. A darabolásnál az irányváltás, illetve újabb becsatlakozó vízfolyás megjelenése jeletette a szakaszhatárokat. Közel 600 (majd a mintaterület kelet felé való kiterjesztésével újabb 300) szakaszt hoztunk létre a már említett módszernek megfelelően.

Összesen tehát *három modellel* rendelkezünk, melynek komparatív elemzését elvégeztük. A teljesen geoinformatikai alapú modell esetében nem kizárólag a szakaszszámmal dolgoztunk, hanem a völgyszakaszokat hosszukkal súlyozottan vettük figyelembe az SPSS-alapú feldolgozás során. (A továbbiakban a völgy kifejezés automatikusan mesterségesen előállított völgyszakaszként értelmezendő!). Várakozásunk az volt, hogy ez a módszer nehezíti ugyan a domináns völgyirány kijelölését és törésirányokkal való korrelációját, de

egyben nagy mennyiségű adatot is előállítottunk. A hibridmodell esetében szintén a szakaszszám és a szakaszok hossza volt a vizsgálat alapja.



2. ábra. A völgyirány-statisztikai vizsgálatok mintaterületei, vízgyűjtők és tektonikai blokkok. (1: Darnó-vonaltól nyugatra, 2: Darnó-vonaltól keletre). A szaggatott vonal a Darnó-vonalat szimbolizálja. Az egyes vízgyűjtők domináns völgyirányai hisztogramokon ábrázolva (BUDINSZKYNÉ ET AL. 1999 alapján saját szerk.)

A rácshálós, manuális módszer puffer/kiegyensúlyozó képessége miatt látványosan bizonyítja a tektonikailag preformált völgyek létét és a törésrendszerek kontinuitását a szomszédos vízgyűjtőkön, jóllehet a módszer pontossága szubjektivitása miatt megkérdőjelezhető. Az iránystatisztikai vizsgálatoknál ezért – a fent említett kijelölési problémák kiküszöbölése érdekében – az adatokat 10 fokos intervallumokon értelmeztük mind a három modellnél, így csökkentve a szubjektív tényezők szerepét a völgyirányok kijelölésénél. Mivel mindhárom módszer eltérő, de értelmezhető eredményt adott, a módszerek relevanciájának vizsgálatakor döntő tényező volt, hogy a három modell kijelölte völgyirányok közül melyik korrelál jobban a terepen mért törésirányokkal.

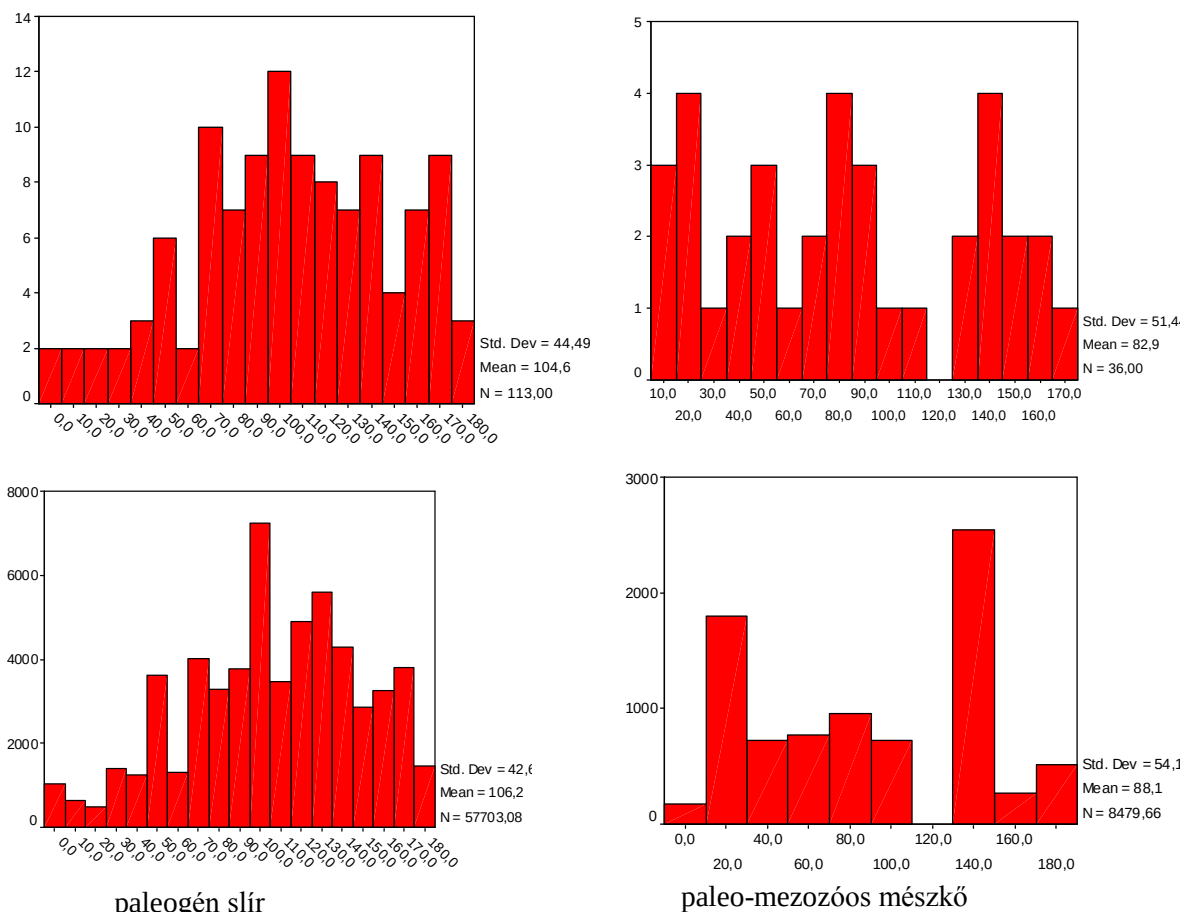
A korábbi törésirány-megoszlási mérések egy-egy mintavételnél mintavételi pontonkénti 100 mérést jelentettek (vö.: **8. ábra**). A völgyirány-statisztikai méréseknél a hibridmodell esetében viszont az 556 völgyszakasz csupán 556 irányt jelentett. Így az utóbbi paraméter vizsgálatához eddig kevesebb mintaszám állt rendelkezésre, jóllehet ez nagyságrendileg nem különbözött a törésirány-mérések számától. A generált lefolyási térkép alapján az 1. és 2. blokkon összesen 260000 méternyi völgyhöz rendeltünk irányt. A generált lefolyási térkép a kisebb eróziós árkokkal, horhosokkal, deráziós cirkuszvölgyekkel nem számol, de az aszóvölgyekkel igen. A hosszal súlyozott statisztika esetében a völgyirányokra vonatkozó alapadatok száma nagyságrendekkel felülmúlta a törésirányokra vonatkozó méréseket.

A lefolyástérkép esetén a hibákat – a párhuzamos lefolyásirányok kijelölése ugyanazon völgytalpon (ez megkétszerezi a völgyhosszat) – korrigáltuk, ezt követően került sor a lekérdezésekre.

(2) Célunk volt annak vizsgálata, hogy a szálközeten kimérhető tektonikai és törésirányok eloszlása milyen korrelációt mutat a völgyirányok megoszlásával, figyelembe véve mind a kézi, mind a gépi kiértékelést és az utóbbi esetben mind a szakaszok száma alapján számolt, mind a hosszukkal súlyozott völgyirány-megoszlást. Az Upponyi-hegység paleozóos-mezozóos alaphegységi térszínén a völgyirányok szinte 100%-ban törésirányhoz köthetők (SZALAI et al. 2002a, **20-21. ábra**), ez reálissá tette a kérdésfelvetést és a kiértékelést.

A darabszám szerinti és a völgyhosszal súlyozott völgyirány-megoszlás különbségei

(3) Korábban a szakaszszámon alapuló völgyirány-vizsgálatok domináltak. A völgyek hosszával és ezek szerepével tudomásunk szerint eddig sem a völgyirány-statisztikában, sem a völgyirányok törésirányokkal való korrelációját nem számolták. Célunk az volt, hogy megvizsgáljuk, hogy a *szakaszok száma és iránya*, illetve a *szakaszok hosszával súlyozott* völgyirány-gyakoriságokban milyen különbségek mutatkoznak; és melyik módszer használhatóbb a vizsgálatoknál figyelembe véve mind a törésirányokkal való korrelációt, mind az optimális adatmennyiség kritériumát.



3. ábra. A szakaszszámon (fent) és hosszon (lent) alapuló völgyirány- statisztika különbségei paleogén slíren (bal) és paleozóos mészkövön (jobb) (saját szerk.)

A **3. ábr**asorozat két közetfizikai csoport (paleogén slír és paleozoós mészkő) völgyirány-statisztikáját mutatja be. A slír a Darnó-vonaltól nyugatra, a mészkő keletre helyezkedik el. Mindkét ábrán jól elkülönülnek a fő- és haránttöréseknek megfeleltethető kiugró gyakoriságú völgyirányok (lásd később). Az első két ábra darabszám alapján osztályoz: ha részvízgyűjtőre, tektonikai blokkra, vagy kőzetre szűkítjük a vizsgálatainkat, akkor a néhány száz szakaszból csak elenyésző számú jutna egy kőzetre – pl. a mészkő esetében csak 36, – azaz így nem juthatunk releváns eredményekhez. Ezért a hosszal súlyozott módszer sok esetben hasznos.

Összevetve a másik két ábrával, mely a pixeleket sorolja be egy-egy irányt jelölő 10°-os intervallumba, a paleogén slíren megfigyelhető völgyirányok adatszáma 113-ról 60 000 m körülire emelkedik, a főirány (100-110°) nagyobb hangsúlyt kap, adathalmazunk osztályozottsága nő. Az eltérő kőzetek eltérő móduszokkal jellemezhetők. A mészkővön a 20-30°, 80-90° 140-150°-os felülreprezentált intervallum közül a középső eltűnt, ami arra utal, hogy a nagy szakaszszám ellenére ezek csak kevés pixelt tartalmazó rövid völgyek voltak.

A keményebb mészkővön a kiugró völgyirány-értékek jobban elkülönülnek a többitől, mind darabszám, mind a pixelszám szerint, míg a slíren a maximumértékek szélesebb intervallumon jelentkeznek, azaz a gyakori völgyirányok nagyobb szóródást mutatnak, ami a kőzet kisebb keménységének a következménye. A **3. ábra** a bükki előtér tektonikájának értelmezésében is jelentős szerepet kap (lásd később).

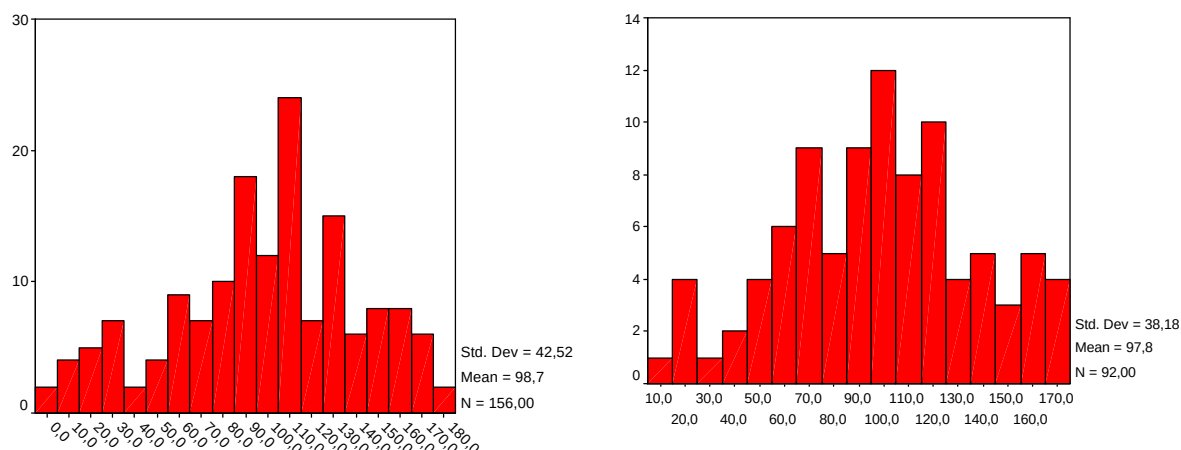
A völgyhosszak, domináns völgyirányok, az általános lejtésirány és a töréshálózat közötti kapcsolat

Szintén nem vizsgálták, hogy az egyes völgyhosszak milyen kapcsolatot mutatnak az általános lejtésiránnyal, a domináns völgyiránnyal és a törésirányokkal. Területünk egészén nem az általános lejtésirány mutatja a leggyakoribb völgyirány-értékeket (sem a leghosszabb völgyszakaszokat). Célunk ezért megvizsgálni, hogy *a völgyek hosszúsága és iránya között van-e valamely egyéb tényezőtől függő kapcsolat*, például kell-e jelentős tektonikai behatással számolnunk.

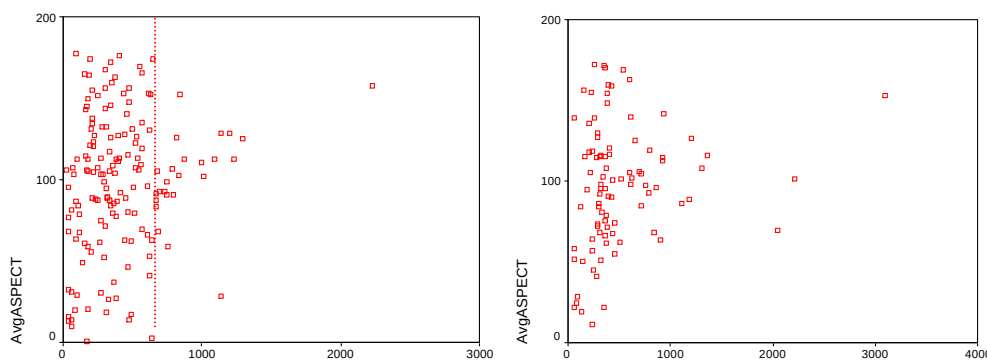
A völgyhosszal nem súlyozott, *darabszámon alapuló* völgyirány-eloszlást bemutató diagramok segítségével bizonyítható, hogy *a leghosszabb völgyszakaszok irányultsága a területen domináns völgyirányhoz áll közel (4-5. ábra)*, amely nem esik egybe az általános lejtésiránnyal. *Mivel a hosszabb völgyek a darabszám alapján is dominánsnak jelölt völgyirány-értékek közelében szóródnak, így nem a sok, de rövid völgy okozza a kiugró értékeket. Amennyiben a domináns völgyirány egybeesik a leghosszabb völgyek irányával, az pedig nem esik egybe az általános lejtésiránnyal, az arra utal, hogy a jelenlegi völgyhálózat atavisztikus vonásokat mutat: a feltételezhetően tektonikus eredetű (a Rima-völgy bezökkenése) változás viszonylag fiatal, a rendszer tehetetlensége folytán még nem történt meg az átalakulás.* Ezt a megállapítást a törésirány-mérések is alátámasztják (**8. és 22. ábra**).

Megállapítottuk, hogy a leghosszabb völgyszakaszok nem az általános lejtésiránnyal párhuzamosan (0-30°-os azimut) jelentkeznek, hanem arra merőlegesen helyezkednek el (90-110°-os azimut), feltételezésünk szerint zömmel haránttörésekhez kötődve. Kérdés, hogy bizonyítható-e az összefüggés a völgyirányok és a törésirányok között? A teljes vizsgálati terület esetén ugyanis már több kitüntetett iránnyal találkozunk (**6. ábra**), de egyik sincs az általános lejtésiránnyal összefüggésben. Az adott azimutértékre jutó völgyek darabszáma és hossza között itt is van kapcsolat. Ezek elemzése e tanulmány egyik célja.

Annak vizsgálatára, hogy a völgyirányok és a törésirányok között van-e kapcsolat, mikrotektonikai méréseket végeztünk a mintaterületen, majd a kapott töréseloszlásból extrapolálással rácshálót készítettünk, és vizsgáltuk a völgyek illeszkedését a rács vonalaira.



4. ábra. A neogén slír (bal) és a neogén aleurit (jobb) közettípus völgyirány-statisztikája völgydarabszám alapján (saját szerk.)

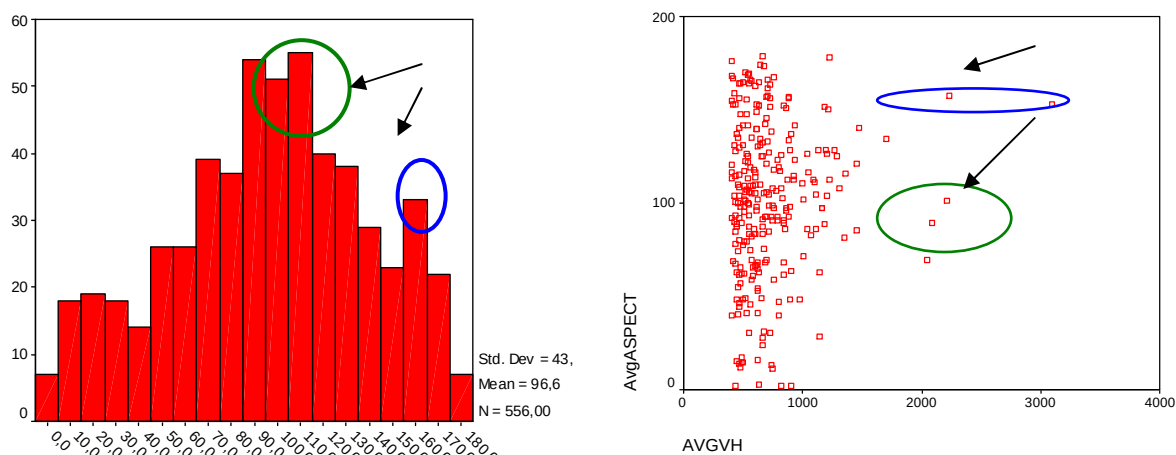


5. ábra. A völgyhosszak alakulása (m) a völgyirányok függvényében a vizsgálati terület két közettípusa (neogén slír, neogén aleurit) esetén (saját szerk.)

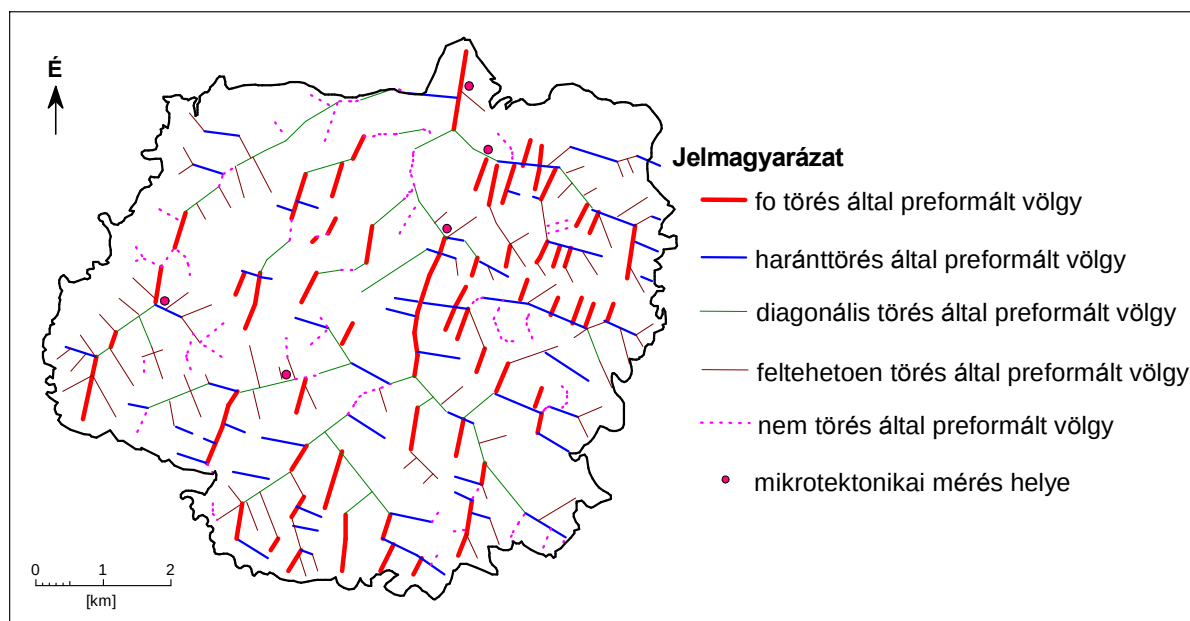
Az aljzatszerkezet felszínközeli képződményekre gyakorolt hatásának vizsgálata érdekében a mintaterületen természetes és mesterséges feltárásokon – pl. csuszamlások szakadásfala, homokbánya, barlang – összesen 5, a lehetőségekhez képest a területet (Hódospatak felső vízgyűjtője) egyenletesen lefedő, a spontán eróziós völgyfejlődésen túljutott ponton mértük a terület *mikrotektonikai adottságait*, ill. az eróziós bevágások és a mikrotektonikai elemek (lito- és paraklázisok) közötti korrelációt. A keményebb kőzetek esetén a korábbi terepi méréseken alapuló szakirodalmi adatokat vettük figyelembe (SZALAI et al., 2002a, 2002b, 2002c, SZALAI, 2004).

A *völgyirány-statisztikai vizsgálatok* a Hódos felső vízgyűjtőjén a völgyirányok és a mikrotektonikai adatokból szerkesztett, extrapolált törésháló szoros korrelációját igazolták lokális léptékben (7. és 8. ábra), ez bátorította a regionális összevetés elkészítését. A völgyek mintegy 70%-a preformálnak bizonyult a Hódos felső vízgyűjtőjén, ami a viszonylag puha kőzeteket tekintve igen jelentős érték. A főtörés iránya 10-30°-os, a haránttöréseké 90-110°. Az Upponyi-hegység területén a völgyirányok a törésirányokkal szintén egyezést mutatnak

(SZALAI et al., 2002a, 2002b, 2002c). Az előbbieket alapján megállapítható, hogy a törésirányok puhább kőzetekre is átöröklődnek ugyan, bár irányuk nem olyan hangsúlyozott, ez a már bemutatott paleogén slír-völgyirányok rosszabb osztályozottságában figyelhető meg (v.ö. **20-22. ábra**).



6. ábra. A völgyhosszak alakulása (db, ill. m) a völgyirányok függvényében a vizsgálati területen. Az ellipszisek a két ábrán egymásnak megfelelő tartományt reprezentálják (darabszám és m, saját szerk.)

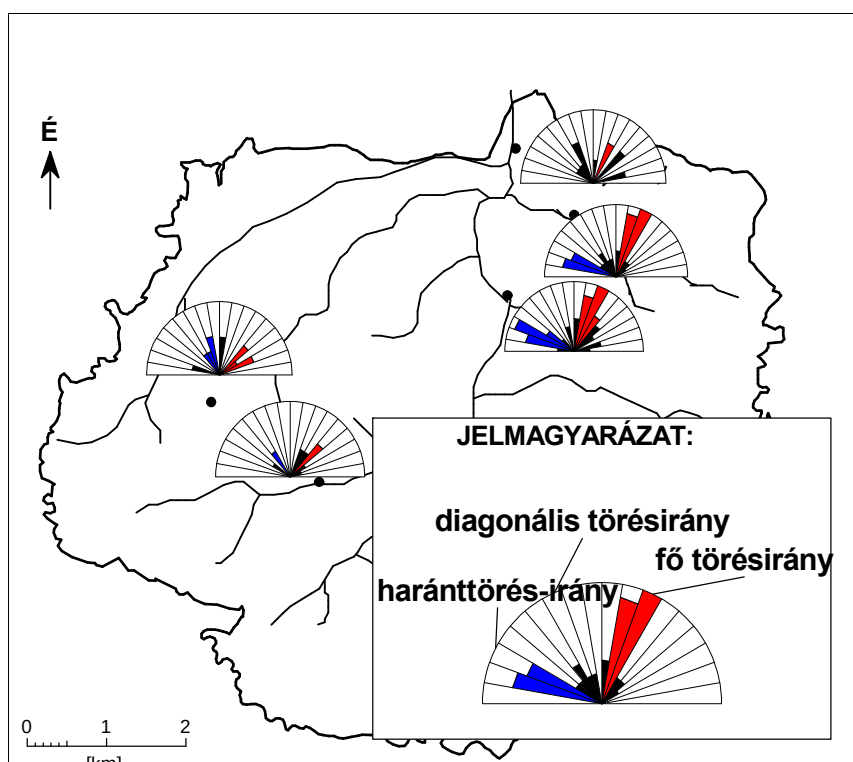


7. ábra. A völgyirányok megoszlása és a völgyek tektonikai preformáltsága a Hódos-vízgyűjtőn a rácshálós manuális módszerrel (saját szerk.) ill. a tektonikai mérések helyszínei

A Darnó-vonallal párhuzamos ÉÉK-DDNy csapású vetők (főtörésirány), melyek egyben a 10-30°-os általános lejtésiránnyal azonosak (a Sajó- és a Rima-völgy felé), számos hosszú, de összességében mégis rövidebb völgyszakaszokon mutathatók ki. (Ilyen pl. a Hódos-vízgyűjtőn a fővölgy, a Hódos-patak irányultsága, mely az általános lejtésirányt követi, ha egy

szakasznak vesszük. De ebben az esetben a szubszekvens, 90-110°-os irányt mutató, rá merőleges mellékvölgyek száma és összhossza is felülmúlja a fővölgy hosszát (7. és 8. ábra).

Mivel a leghosszabb völgyek a legreprezentatívabbak a domináns völgyirányt illetően, ezért a törésgyakoriság-irányok és völgyirány-gyakoriságok korrelációja esetén elsősorban őket érdemes figyelembe venni, ahhoz, hogy nagyobb korrelációs együtthatóhoz jussunk, nem pedig a teljes adathalmazt. A legrövidebb völgyek – melyek vizsgálati területünkön gyakran a terület általános lejtésirányát veszik fel – ugyanis egyaránt lehetnek spontán eróziós völgyek, valamint az aljzat töréseiről a fedőüledékre öröklődő preformált völgykezdemények, irányuk pedig sokszor nagy szóródást mutathat, lerontva az összefüggést.



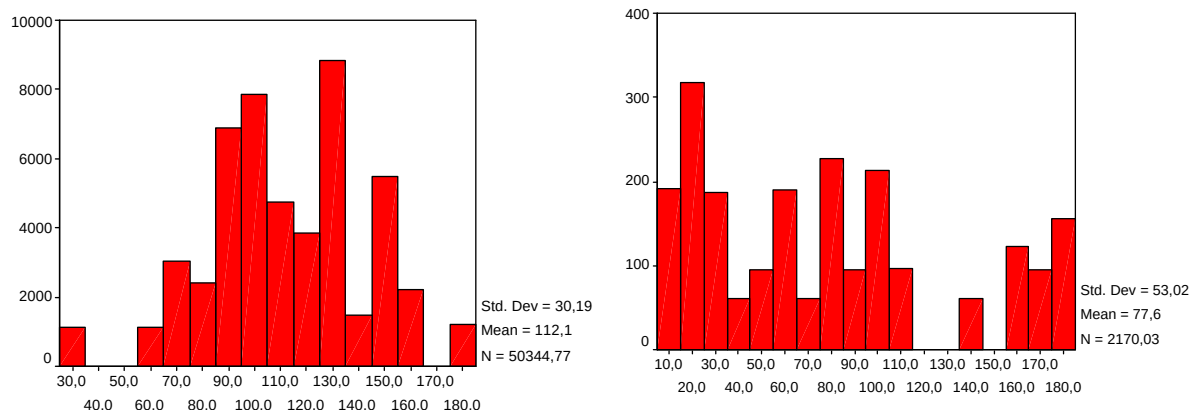
8. ábra. A terepen mért törésirányok a Hódos-vízgyűjtő területén (saját szerk.)

A völgyhosszon és rendűsége alapuló osztályzás sajátosságai

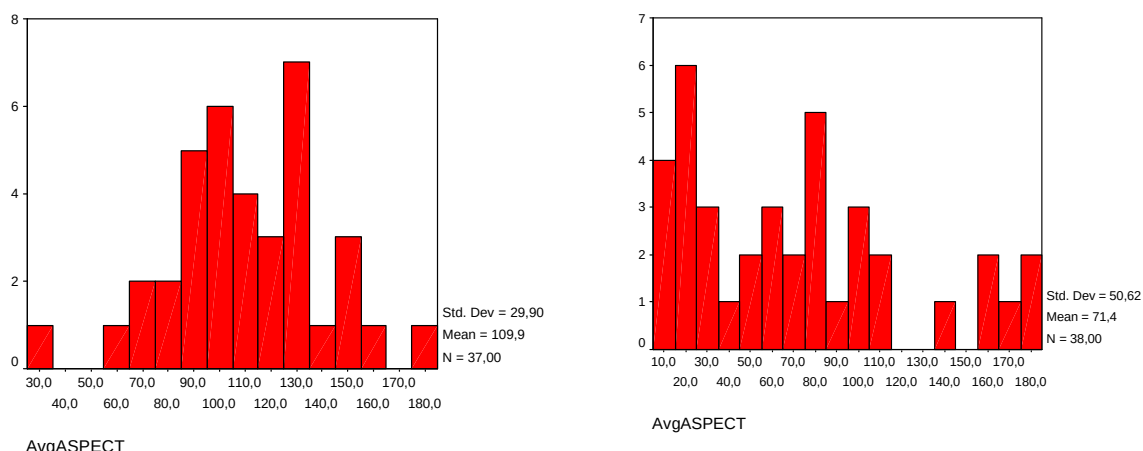
A különbség az eltérő hosszúságú völgydarabok irányultsága között a völgyhosszal súlyozott iránystatisztikai vizsgálatoknál is szembeötlő (9-10. ábra). Az 1000 méternél hosszabb, hosszukkal arányosan súlyozott völgyek iránymegoszlása eltért a 100 méternél rövidebb völgykezdemények irányától. Az előbbi esetben a domináns irány a haránttörés volt (130-140°, 25000 pixel), egy másodlagos maximummal 90-110° között, míg a második esetben az általános lejtésiránynak megfelelő 10-20°-os irány volt domináns. A 300-500 és az 500-1000 méter hosszúságú völgyek esetében a 90-110°-os irány volt a meghatározó. Nincs viszont különbség a völgyhosszal súlyozott és a darabszám szerinti ábrázolás során, a völgyhosszak iránykülönbsége mindkét esetben jól elkülönül.

A völgyrendűségi vizsgálatokat az egész, 1500 km²-es területen elvégeztük. Csak a vízfolyással rendelkező völgyeket (1500 km) vettük figyelembe, s a völgyhosszakat vettük

számítási alapként, nem a vízfolyáshosszt. Ott, ahol a völgy érezhetően irányt váltott, új völgyszakaszt hoztunk létre, akkor is, ha a rendősége nem változott. A darabolásból eredő esetleges problémákat - ugyanúgy, ahogy a völgy- és törésirány- vizsgálatoknál - azzal küszöböltük ki, hogy *az irányeloszlás-vizsgálatnál a völgyhosszal súlyozott irányértéket használtuk.*



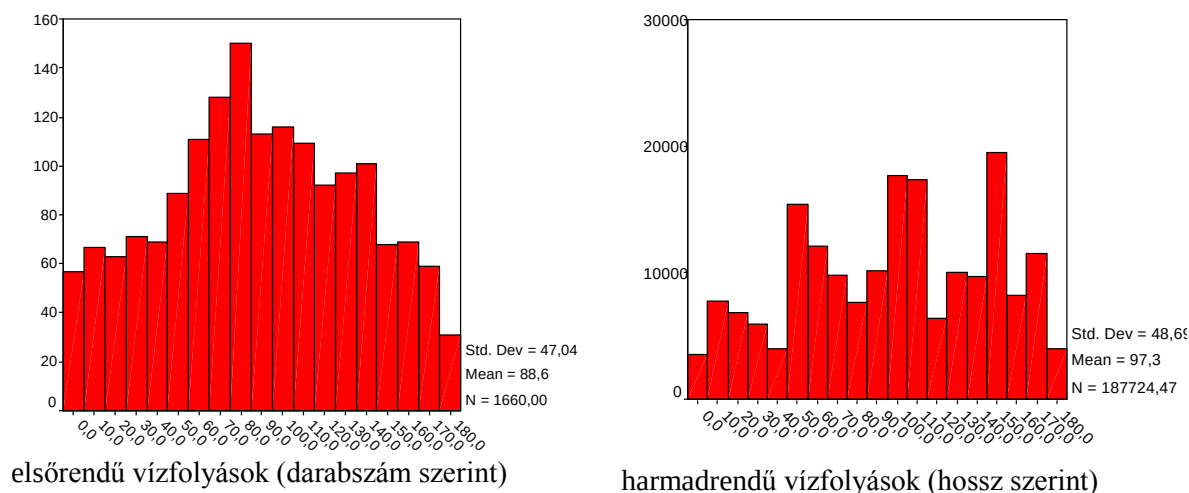
9. ábra. Az 1000 méternél hosszabb (bal) és 100 méternél rövidebb (jobb) völgyek irányultságában mutatkozó különbségek a hossz (m) alapján (saját szerk.)



10. ábra. Az 1000 méternél hosszabb (bal) és 100 méternél rövidebb (jobb) völgyek irányultságában mutatkozó különbségek a darabszám alapján (saját szerk.)

A darabszámon alapuló és a hosszal súlyozott vizsgálatoknál egyaránt, az elsőrendű vízfolyások a 90 fokos azimutirányt vették fel, ami a haránttörés-irányhoz áll közel. E völgyirány nem azonos a terület általános lejtésirányával, zömmel szubszekvens irányokat jelöl, ami *arra utal, hogy a terület felszabdaldódása még nem fejeződött be teljesen, ekkor ugyanis a reszekvens völgyek is hasonló gyakoriságot mutatnának.* A 187 km-nyi harmadrendű vízfolyás viszont tökéletesen mutatja azokat a kitüntetett völgyirányokat, mind a darabszámon, mind a hosszon alapuló kimutatás szerint, melyek egyes részterületeken a törésirányokkal hozhatók kapcsolatba. Az ötödrendű vízfolyások hossz alapján az általános lejtésirány (0-20 fok, ill. 170-180 fok) és a haránttörés-irány (120 fok) irányában mutattak

kiugró értékeket (**11. ábra**). A diszkriminancia-analízis szerint az első, másod, és harmadrendű vízfolyások 70%-os valószínűséggel kerülnek a saját csoportjukba a hossz, lejtés és a kitettség alapján, azaz *a rendűség jól jellemzi a folyószakaszok irányában bekövetkező változásokat*.

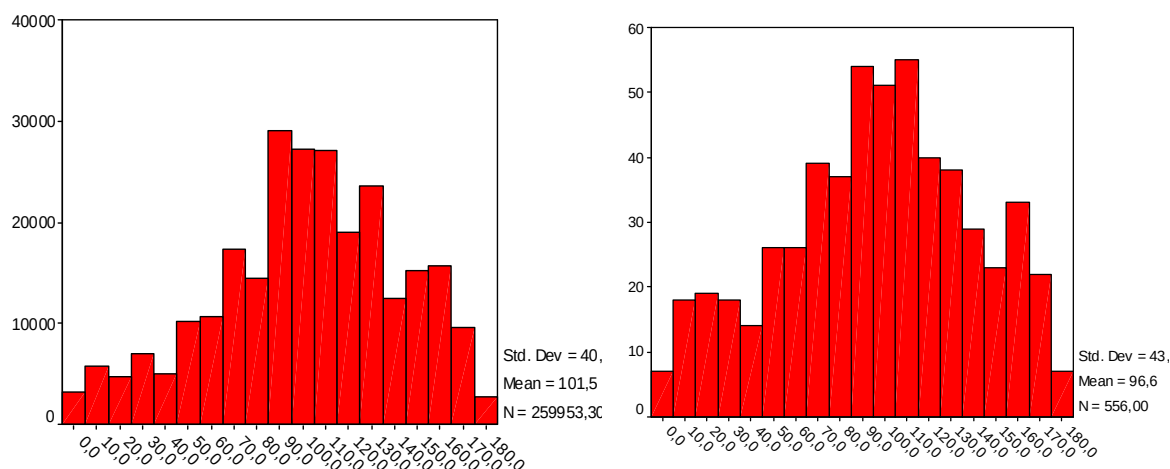


11. ábra. Különböző rendűségű vízfolyások iránymegoszlása a mintaterület egészen, ill. a rendűség és a völgyhosszak kapcsolata

A kőzettípusok, tektonikai blokkok és vízgyűjtők völgyirány-megoszlásának vizsgálata

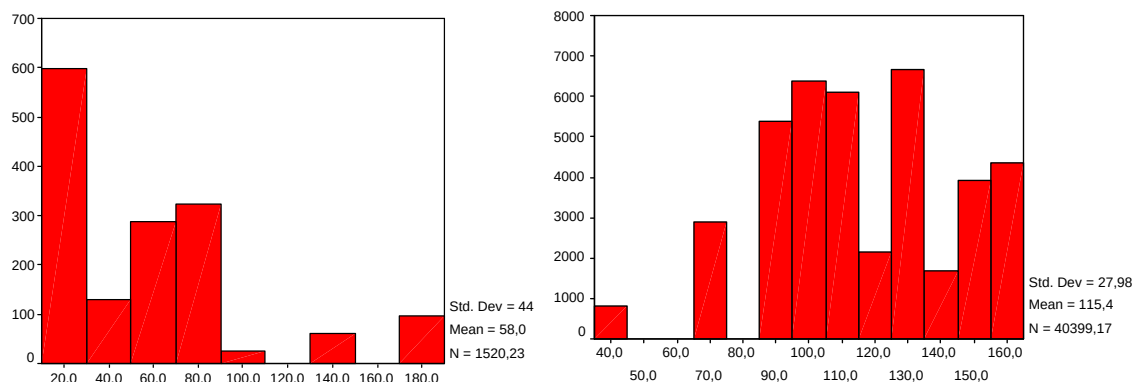
A teljes vizsgálati területen a domináns völgyirány 90-110 °-os mind a pixelszám, mind a völgydarabok száma esetén (**12. ábra**). Tehát *a teljes mintaterület esetén a darabszám és völgyhosszal súlyozott vizsgálat nem mutat jelentős eltéréseket a völgyirányok megoszlásában*. Ez azt is jelenti, hogy a két módszer látszólag ekvivalens. De kérdéses, hogy részleteiben is egyezést mutat-e a két módszer? Vizsgálandó tehát, hogy a területen kijelölhető egyes részegységek (*tektonikai blokkok, kőzettípusok, illetve vízgyűjtők*) esetében mutathatók-e ki különbségek a völgyirány-statisztikában.

A teljes mintaterületet tekintve ugyanis megállapítható, hogy a legpuhább, konszolidálatlan *kőzetek* esetében a domináns völgyirány eltér a keményebb paleozoós mészköveken tapasztalható értéktől (**3. ábra**). Kérdés, hogy az irányokban megfigyelhető különbségekért a kőzetkeménység vagy az eltérő vízgyűjtő/tektonikai jelleg a felelős?



12. ábra. A teljes vizsgálati terület völgyirány-statisztikája hossz (bal) és darabszám (jobb) szerint (saját szerk.)

A 7 közettípus mellett két tektonikai egységet (a Darnó-vonaltól keletre egy kisebb és nyugatra egy nagyobb) és három vízgyűjtőt (Hódos-patak, Bán-patak, Tardona-patak) különítettünk el, melyek határai nem estek egybe a tektonikai egységekével, majd fedvényt készítettünk ezekből a lefolyástérkép völgyirányaival. Az adatokat SPSS 15.0 szoftverrel értékeltük ki.



13. ábra. A 100 méternél rövidebb (bal) és 700 méternél hosszabb (jobb) völgyek iránymegoszlásának különbségei (hossz szerint) a Bán-patak völgyében (saját szerk.)

Összevetve a völgyirányok és völgyhosszak kapcsolatát a Bán-patak völgyében, megállapítható, hogy jelentős eltérés van a rövid és hosszabb völgyek irányultságát illetően (13. ábra): a rövid völgyek az általános lejtésirányt követik, és megfigyelhető a paleozóos aljzat irányainak ráöröklődése a fedőképződményekre (120-140°), amely egy másodlagos maximum-értékben jelentkezik. Mindemellett a darabszám és pixelszám (hossz) szerinti statisztika is eltéréseket mutat.

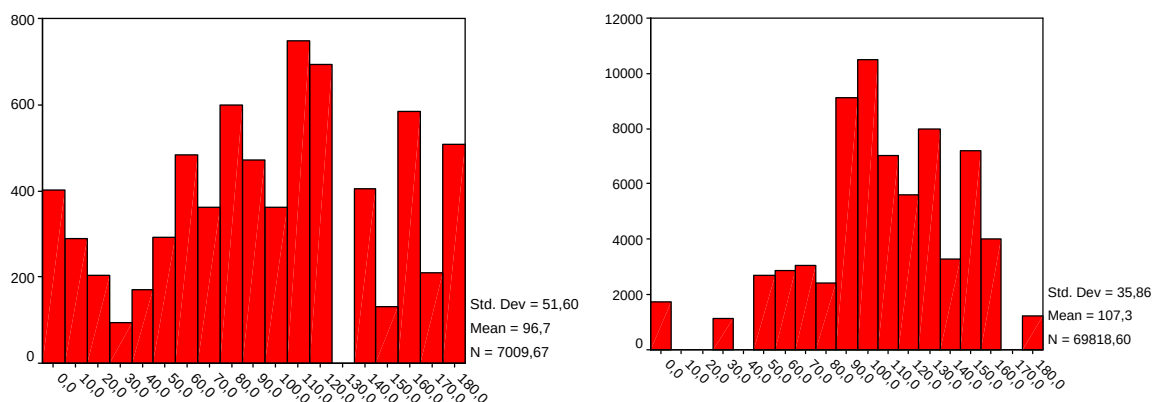
A Hódos-vízgyűjtőjén kevéssé kimutathatók ezek a különbségek hossz szerint és megfigyelhető a 0-20°-os intervallum (az általános lejtésirány) alulreprezentáltsága az előző vízgyűjtőhöz képest. Itt az eltérés a két módszer között sem jelentős.

Ezt követően a természetföldrajzi alapokat geológiaiakra cserélve tektonikai blokkokként vizsgáltuk a völgyirányok megoszlásának és a völgyhosszaknak az összefüggését. A Darnó-

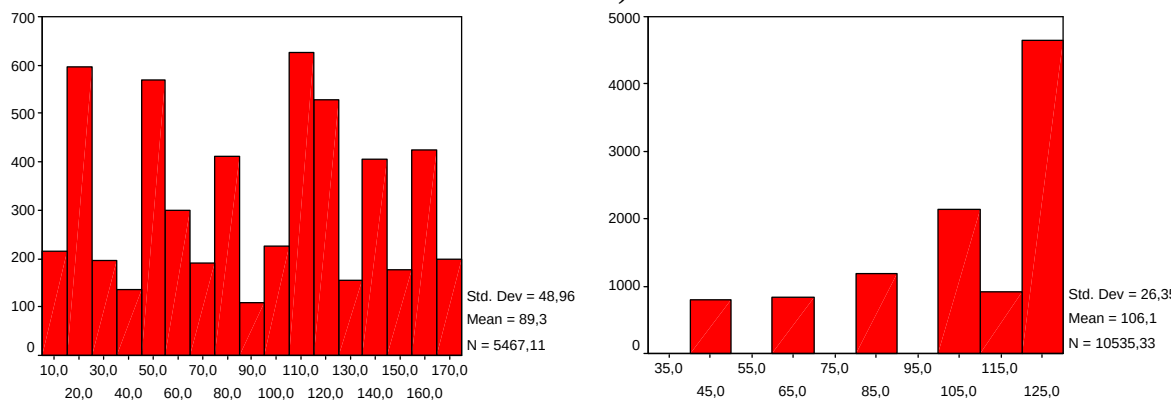
vonaltól nyugatra elhelyezkedő tektonikai blokkon nem mutathatók ki jelentős különbségek a völgyirányokban a 200 méternél rövidebb és 800 méternél hosszabb völgyek esetében (a hosszkülönbség 10-szeres volt), a 0-20°-os kategória a hosszú völgyek esetében itt is alulreprezentált (**14. ábra**). A *Darnótól keletre* lévő régiókban jelentősebb a különbség a főirány azimutja és a mellékirányok között is. A rövid völgyek esetében rendezettség alig figyelhető meg (**15. ábra**).

Az egyes *kőzettípusok* esetében a *neogén és paleogén slíreknél* és a *paleogén homokköveknél* a völgyhossz növelése (az adatszám szűkítése) szintén osztályozottabbá teszi az eredményt, a diagonális törésekhez és általános lejtésirányhoz kapcsolódó másodlagos csúcsok eltűnnek (**16-17. ábra**).

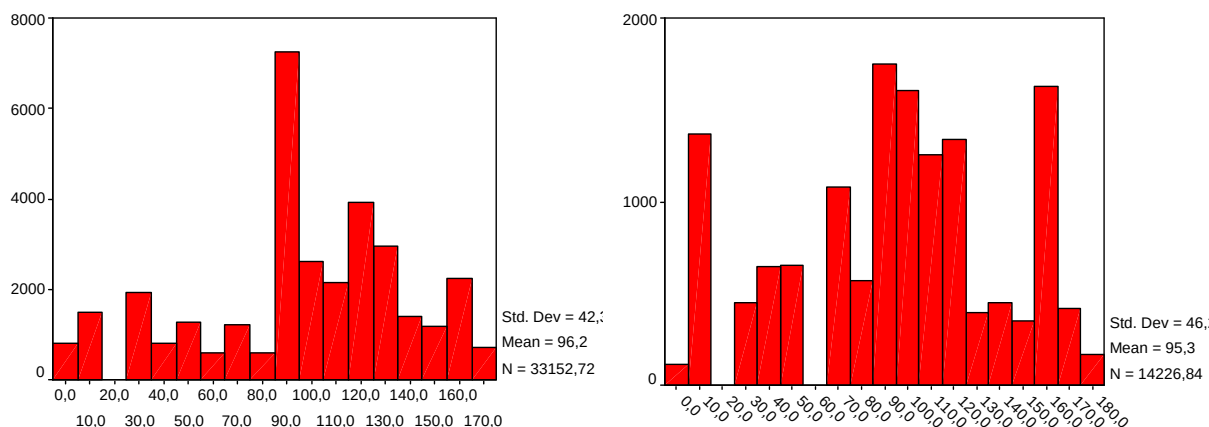
A *paleo-mezozóos mészköveken* mind a hosszú, mind a rövid völgyeken kimutatható a 0-20°-os azimutnál lévő kiugró érték. A 90-100°-os érték azonban csak a 200 méternél rövidebb völgyeknél dominál, a 300 méternél hosszabb völgyek esetében a 140°-os azimutirány a meghatározó. A 90°-os irányú völgyek rövidsége lehet a viszonylag lassú vagy fiatal völgyfejlődés eredménye, a jól fejlett 140°-os irányultságú völgyekhez képest legalábbis fiatalabb völgygenerációt képviselnek. Ennek a tektonikai értelmezésben még jelentős szerepe lesz (**17. ábra**).



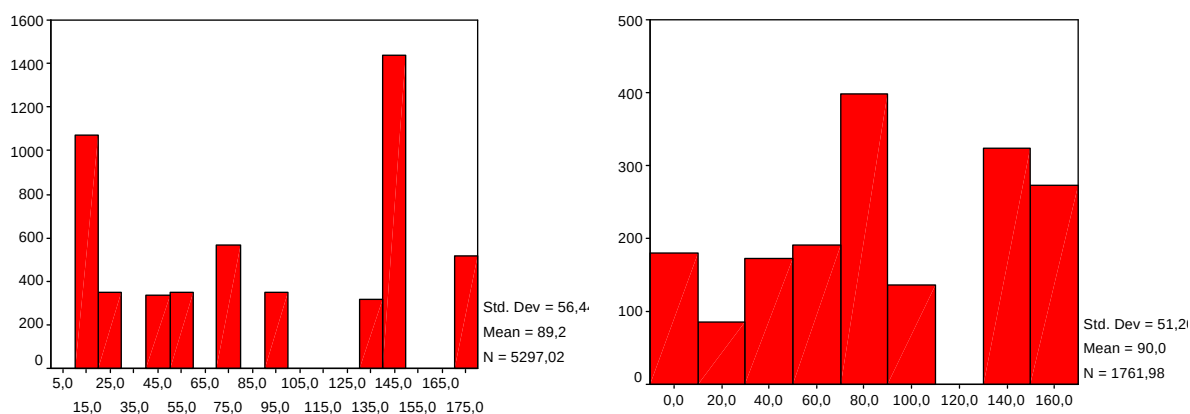
14. ábra. A Darnó-vonaltól nyugatra lévő tektonikai blokk völgyirányainak megoszlása 200 méternél rövidebb (bal) és 800 méternél hosszabb (jobb) völgyhosszak esetén (saját szerk.)



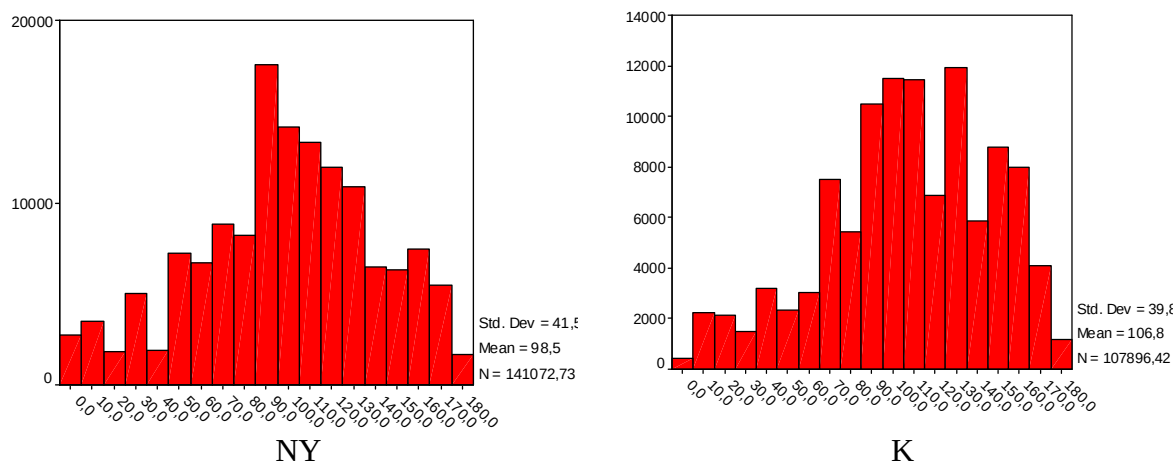
15. ábra. A völgyirányok megoszlása a 200 méternél rövidebb (bal) és 800 méternél (jobb) hosszabb völgyek esetében a Darnó-vonaltól keletre (saját szerk.)



16. ábra. A paleogén homokköveken kialakult 500 méternél hosszabb (bal) és 500 méternél rövidebb (jobb) völgyek iránymegoszlása (saját szerk.)

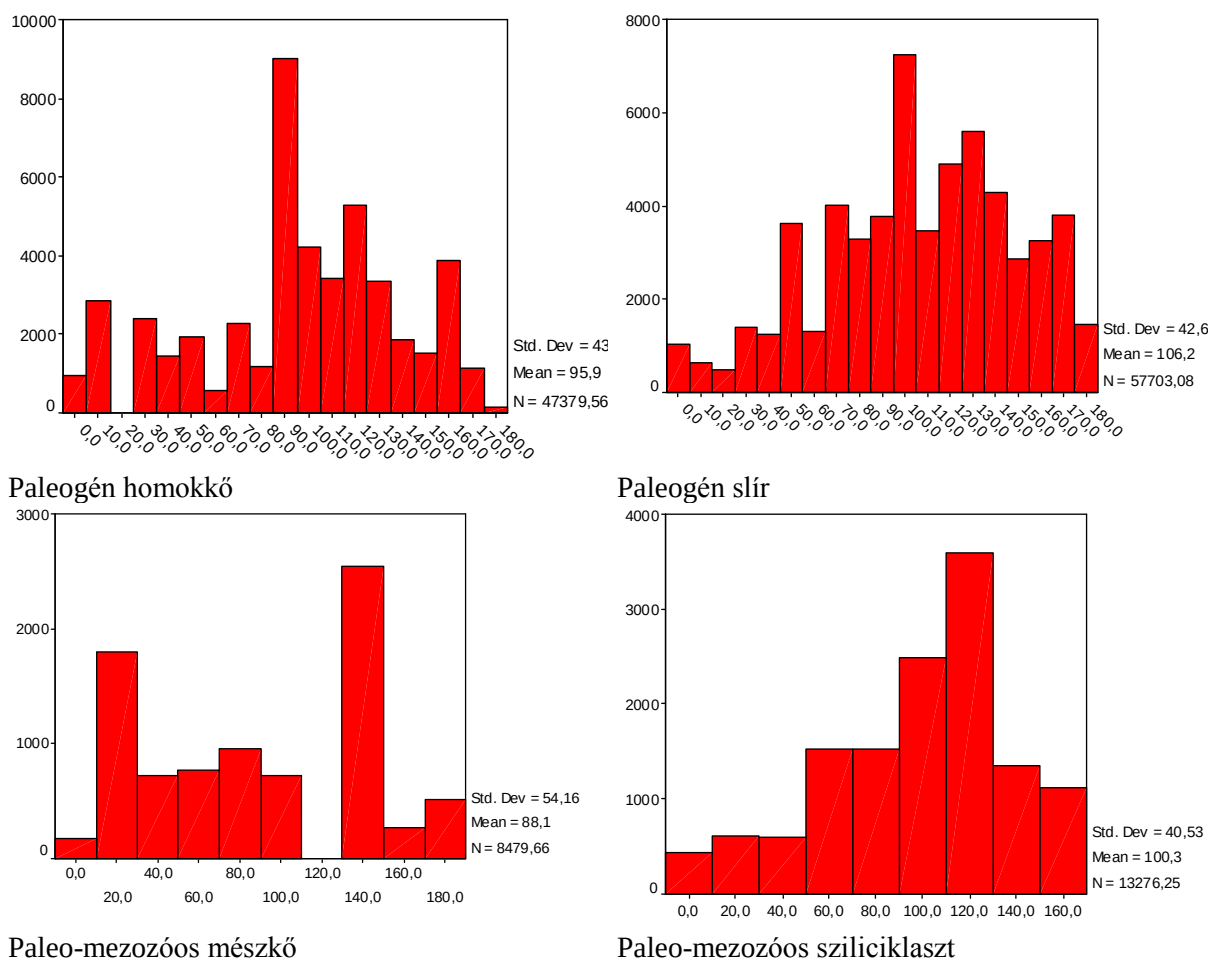


17. ábra. Völgyirány-megoszlások paleo-mezozóos mészkövek esetében 300 méternél hosszabb (bal) és 200 méternél rövidebb (jobb) völgyek esetében (saját szerk.)



18. ábra. A Darnótól nyugatra és keletre fekvő tektonikai blokk völgyirány-statisztikája (hossz alapján saját szerk.)

Ezt követően azt vizsgáltuk, hogy az egyes *kőzeteken* tapasztalható völgyirányok mennyire térnek el egymástól és ennek milyen okai lehetnek, illetve kimutatható-e egy általános völgyirány, mely a terület egészére jellemző. A két tektonikai blokk esetében megfigyelhető kelet felé haladva a maximumot mutató intervallum azimutjának növekedése (**18. ábra**). (A tektonikai blokkok völgyirány-statisztikája hasonlít a vízgyűjtő területekéhez). Általánosságban, az 500 méternél hosszabb (tehát vélhetően idősebb) völgyek esetében, 2 maximumot figyelhetünk meg: egyet 90-110°-os azimutnál, illetve 140° körül. *A teljes adathalmaz kőzettípusonkénti vizsgálata esetén a paleo-mezozóos kőzetek kivételével mindegyik kőzet völgyirány-megoszlása a 90-100°-os intervallumnál mutatja a maximumot, az előbbieket viszont a 120-140°-os érték a leggyakoribb.*



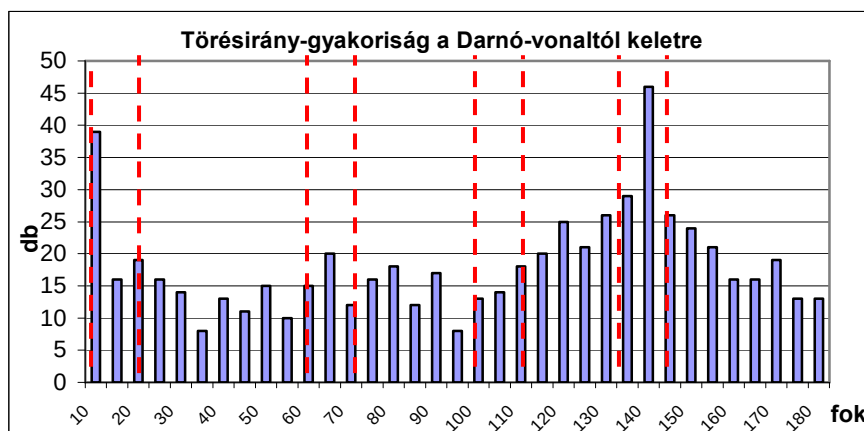
19. ábra. Völgyirány-megoszlások a különböző kőzeteken (hossz szerint, saját szerk.)

A törésirányok és a völgyirányok kapcsolata. A hibridmodell és a szoftveresen generált lefolyási modell összevetése

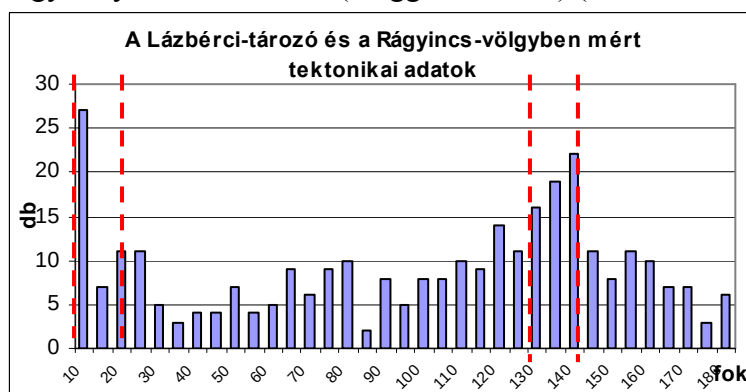
Az előbbieken már megelölegeztük a Hódos-patakon és az Upponyi-hegységen végzett kutatások eredményeként, hogy bizonyos domináns völgyirányok megfelelnek a terepen mért törésirányoknak. A manuális módszer esetén az összefüggést már bizonyítottuk (**7-8. ábra**). Most a hibridmodell és az Idrisiben generált völgyhálózat esetén tesszük ezt meg.

Módszertanilag elegáns lenne a két adatsor közötti kapcsolat erősségének korrelációval történő kiszámítása, csak hogy jelen esetben kizárólag a móduszok elhelyezkedése döntő a kapcsolat szempontjából, s az összes többi érték zavarja ezt a hatást, ezért igen alacsony korrelációs együtthatókat kapunk. Míg a Bán-pataki vízgyűjtőjén (K) a darabszámon és a hosszban alapuló völgyiránystatisztika $r=0,86$ -os korrelációs együtthatót mutatott egymással, addig a hosszban alapuló völgyirány-gyakoriságok csak $r=0,32$ -es erősségű kapcsolatot mutatnak a törésirányokkal, a darabszámon alapuló kimutatás pedig $r=0,12$ -ot. A paleozóos mészkövek hosszal súlyozott völgyirány-megoszlása $r=0,69$ -es korrelációt mutatott a válogatott upponyi (Lázberci, Rágyincsi-völgy) törésirányokkal (**20-21. ábra**). A paleozóos üledékekkel ellentétben neogén üledékeken (Ny) a teljes adatsor nem mutat korrelációt, az adatokat szűrni kell. A hibridmodell (SZALAI 2004) és a generált modell hosszal súlyozott völgyirány-megoszlása között $r=0,55$ -ös erősségű volt a korreláció, viszont a hibridmodell és a törésirány-megoszlás között a keleti blokkon (Bán-vízgyűjtő) gyenge, ($r=0,07$).

Éppen ezért a teljes adatsor korrelációvizsgálata helyett a móduszok összevetését választottuk: hibalehetőség ebben is van, mert a móduszok a közethatás és rétegvastagság, illetve az eróziós völgyfejlődés jellege miatt gyakran eltolódva jelentkeznek a törésirányokhoz képest.



20. ábra. Törésirány-gyakoriság a Darnótól keletre (oszlopdiagramon) és a domináns völgyirányok intervalluma (szaggatott vonal) (SZALAI 2004. után saját szerk.)



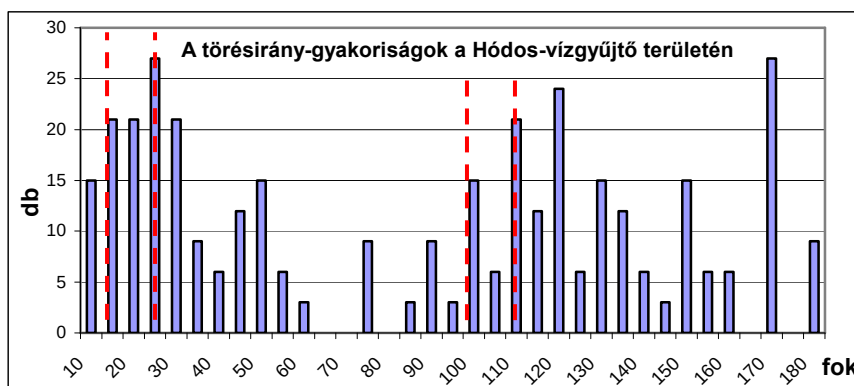
21. ábra. Válogatott törésirány adatok az Upponyi-hegységben és a domináns völgyirányok intervalluma (szaggatott) (SZALAI 2004. adatai alapján saját szerk.)

A keleti tektonikai blokkon a törésirányok közül az általános, regionális lejtésirányt reprezentáló, (a rá merőleges, fiatal Rima-törésrendszert képviselő) 0-20°-os és az idős

aljazattöréseket képviselő 120-140°-os törésirány korrelál a völgyirányokkal – 10°-os intervallum-eltéréssel. *A jövőben az általános lejtésiránynak megfelelő 0-20 fokos irányban növekvő regressziós völgyképződéssel kell számolni, főként ott, ahol még nincsenek epigenetikus-antecedens szurdokokba kényszerítve völgyek.* E gyakran rövid völgykezdemények egyébként is távol vannak az erózióbázistól, azaz a kaptúra csak hosszú idő múlva fog bekövetkezni, addig a völgyirány változatlan marad.

A nyugati területeken az általános lejtésiránnyal jól korrelálnak a völgy és törésirányok is, a haránttörések iránya mintegy 10-15 fokkal eltér a gépen a lefolyási térkép alapján kijelölt völgyirányoktól. A 170°-os érték megint csak a lejtésiránynak köszönhető (**22. ábra**).

Összevetve a módszereket, megállapítható, hogy mind a hibridmodell, mind a lefolyásmodell völgyirányai bizonyos mértékben eltérnek a törésirányoktól és egymástól is, s más kitüntetett irányokra érzékenyek. A generált modell tektonikai blokkra, közettípusra és hosszra ugyan egyaránt érzékeny, de a törésirányra kevésbé. *A törésirányok és a generált modell között erősebb a kapcsolat, mint a törésirány-statisztika és a hibridmodell között. A hosszal súlyozott hibridmodellnél és a darabszámon alapuló modellnél jobb a hosszal súlyozott generált modell, mert az utóbbinál a móduszok kifejezőbbek, az eloszlásgörbe csúcsossága nagyobb.*



22. ábra. A nyugati területek törésirány-megoszlásának és a domináns völgyirányoknak (szaggatott) különbségei (saját szerk.)

A völgyirányok és törésirányok értelmezése

A völgyirányok és a törésirányok közötti összefüggés az előbbi adatok alapján a következőképpen értelmezhető:

(1) a Darnó-vonal és a Bükk-előtér töréseinek és völgyeinek azimutja kelet felé folyamatosan növekszik (**18., 20-22. ábra**), ami arra utal, hogy a bükki alaphegységi zóna kemény testként az óramutató járásával ellentétes rotáció során ÉNy-i irányú támadásvonal mentén pikkelyezi fel a puha üledékekkel borított előterét és a paleozóos aljzatot (regionális tektonika) (KOZÁK et al. 2001).

Elvileg elképzelhető azonban az is, hogy pusztán az eltérő közetkeménység miatt tér el a völgyirány-gyakoriság, a domináns völgyirány (lokális tektonika), ezért ezt a jelenséget vizsgálni érdemes. A puha és közepes keménységű kőzetek esetében azonban nincs különbség a móduszokban a terület egészen, ráadásul van olyan puha kőzet, amelynek domináns völgyiránya területi varianciát mutat (**23. ábra**), az állítás tehát nem igazolható.

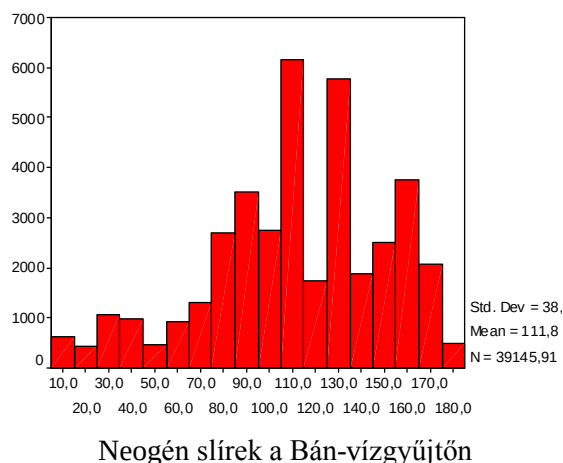
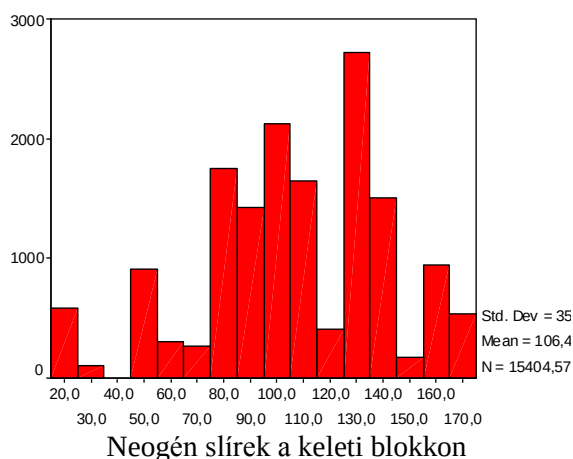
(2) Avagy a paleozóos alaphegység korábban 120-140°-os irányban tektonizálódott, amit később felülírt a miocén Darnó-vonal 90-110°-os haránttörésrendszere, miközben az

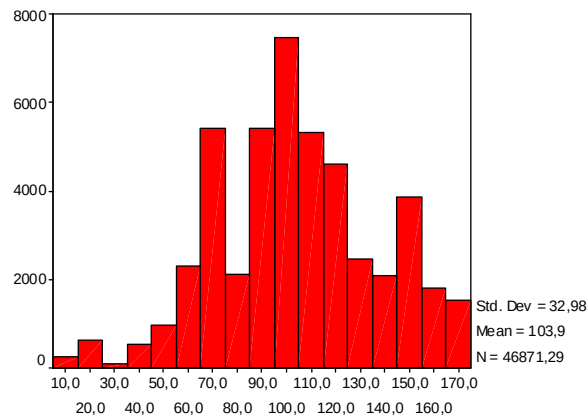
alaphegységre miocén fedőüledékek rakódtak. Ezt követően az első vetőrendszer passzívvá vált és a fedőüledékekre az aljzatról a régi törésvonalak nem öröklődtek rá, csak az újak. Az exhumálódó paleozóos kőzetekre ráöröklődő miocén völgyek részben újból felvették a régebbi törésirányt völgyirányként.

Ellentmond az idősebb törésrendszer passzivitásának, hogy a keleti blokkon a megmaradt miocén fedőüledékek – amelyek más vízgyűjtőn a 90-110°-os irányba állnak be – az Upponyi-hegység előterében szintén felveszik a 120-140°-os irányt domináns völgyirányként (**2. és 18. ábra**). Ez kizárja azt, hogy az utóbbi irány ne öröklődött volna fel valamilyen mértékben a fedőkőzetekre. Az a tény pedig, hogy az exhumált mészkő térszíneken alig találunk 90°-os völgyirányt a hosszabb, nagyobb rendűségű (idősebb) völgyek esetében, megint csak az elmélet ellen hat (tehát a fiatal, 90-110°-os vetőrendszer nem vált dominánssá a mészkövön).

Kombinálva a két elméletet, valójában két aktív törésrendszer egymásra rétegződése figyelhető meg: az egyik a 20/100°, a másik a 60/140°-os fő- és haránttörésrendszert jelenti. Ebben az esetben a Gömörikum aljzatának eredeti törései (60/140°) öröklődtek rá a miocén térszínre és őrződtek meg, míg a másik, 20/100°-os törésrendszer a Bükk Darnó-menti, jelenleg is folyó ÉNy-i irányú felpikkelyeződésnek az eredménye.

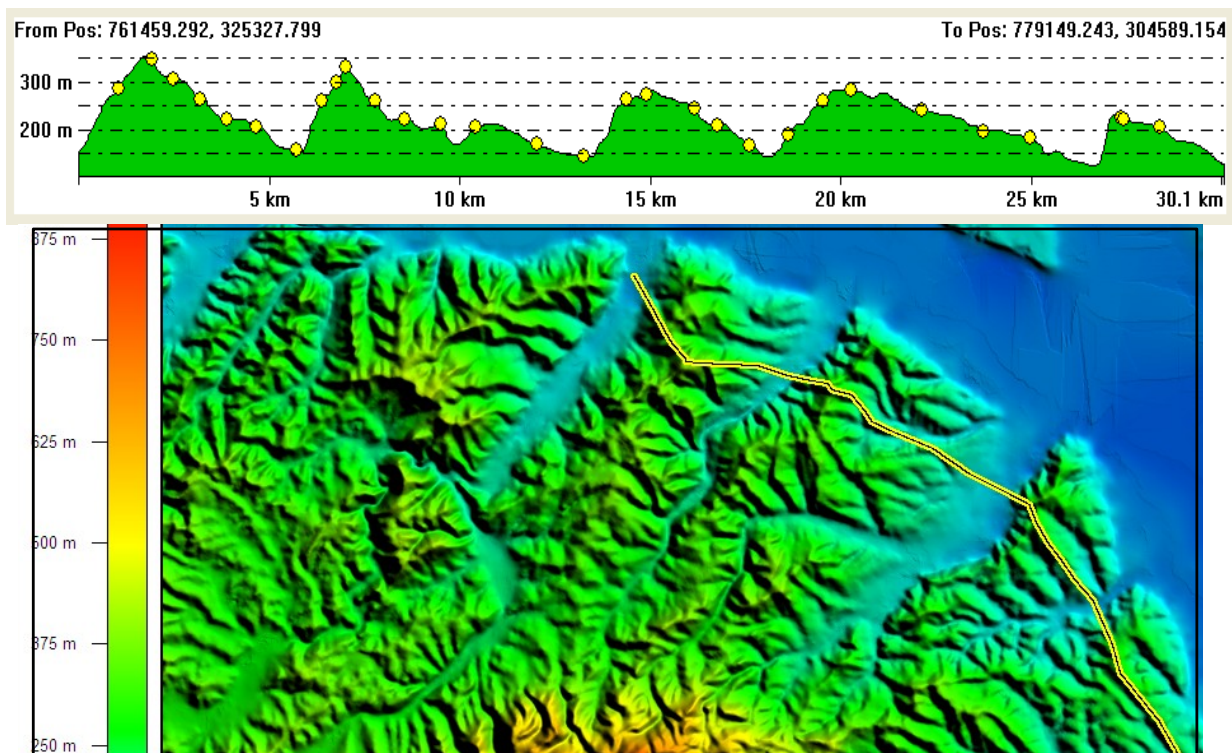
A keleti blokkon, ahol az aljzat a felszínen van, ott csak az idősebb, törés- és völgyhálózat a domináns, ahol az aljzatot a keleti blokkon puhább üledék fedi, ott mindkettő jelen van, a Darnótól Ny-ra pedig – ahol a paleozoikum 1000 m-nél is mélyebben helyezkedik el, csak a 20/100°-os található meg. *A két törésrendszer közti negyven fokok eltérése a Bükkium rotációjának következménye, jelezve a triász óta bekövetkezett szögelfordulását, amit a Bükkalja tufáinak biotitmaradványaiból származó paleomágneses vizsgálatok is megerősítenek (MÁRTON E. et. al. 2007).*





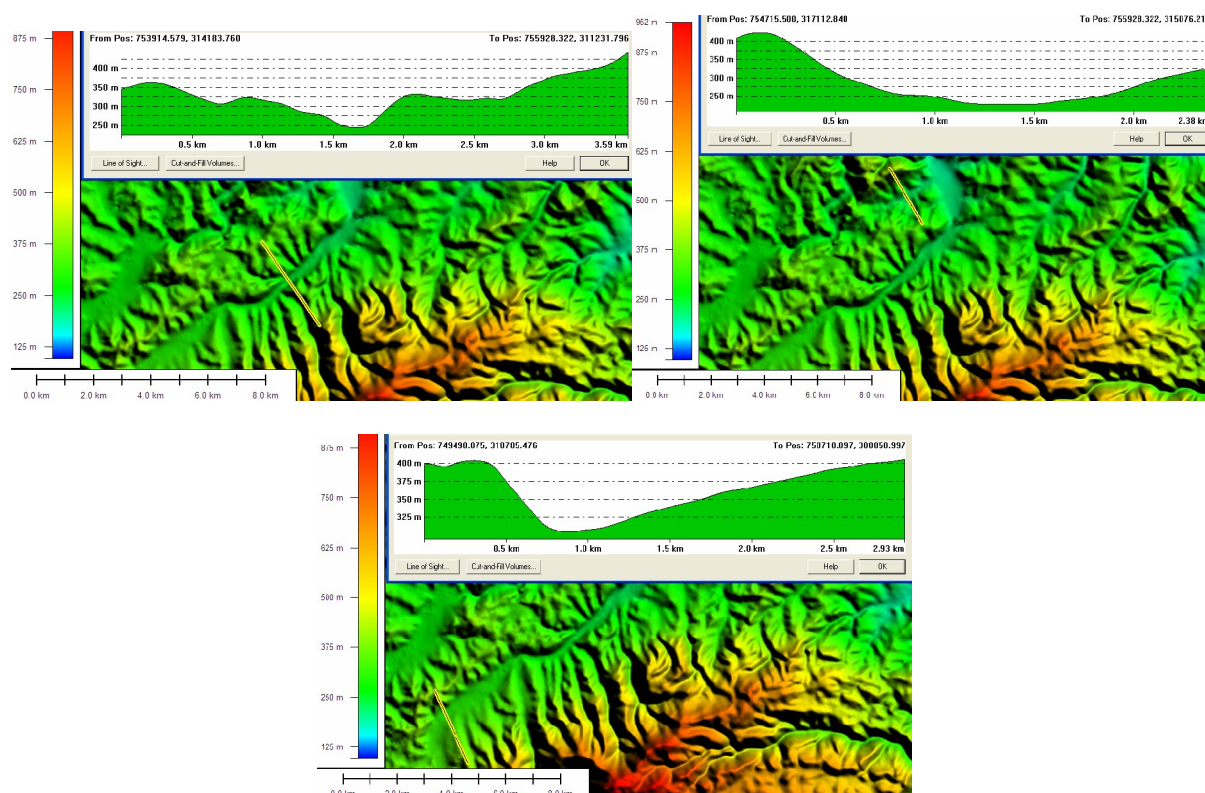
23. ábra. A neogén slírekre jellemző módusz(ok) eltolódása a keleti tektonikai blokkon a teljes mintaterület (lent) eloszlás-értékeihez képest a völgyhosszak figyelembe vételével (saját szerk.)

Alátámasztani látszanak a fenti szemléletet a két eltérő blokkról és haránttörés-rendszerről azok a közettípusok, melyek több vízgyűjtőre vagy tektonikai blokkra is kiterjednek. A *neogén slírek* esetében a Darnó-vonaltól keletre lévő területen a nyugaton jellemző $100-110^{\circ}$ -os maximum 140° felé tolódik el, ugyanúgy, ahogy a zömmel az ezen a blokkon található paleo-mezozóos mészkövek és sziliciklasztok esetében. Ez az érték egyben e tektonikus blokk saját jellemzője: *a neogén slír tehát jó indikátor*, völgyirányai jól mutatják a tektonikai változásokat (**22. ábra**). Neogén aleurit esetében a Darnótól keletre lévő régióban egy elnyújtott maximum jelentkezik $90-130$ fokos azimut között. A többi kőzet csak jelentéktelen mértékben húzódik át a másik blokkba.



24. ábra. Aszimmetrikus domborok a Bükk előterében (Global Mapper alapján, saját szerk.)

Az előtér felpikkelyezettségét más – kifejezetten morfológiai – sajátosságok is bizonyítják, így az aszimmetrikus gerincek és domboldalak, illetve az aszimmetrikus völgyek. A gerincvonalak aszimmetricitási indexe a 0,3-0,6 között van. (Aszimmetricitási indexen a gerincvonal és a közelebbi határoló völgy távolságának ill. a két szomszédos völgy közötti távolság felének hányadosát értjük. Teljesen szimmetrikus dombsorok esetében ez 1,00). Ráadásul a felpikkelyezést a konkordáns neogén rétegek kibillenése is alátámasztja, így azok dőlése is a felszín lejtését követi a lankásabb oldalon, s nem a szintvonalak futását. A leírtak szemléltetésére néhány ábrát mutatunk be az aszimmetrikus völgyekről, melyeket SZALAI (2004) a Bükk előterében a tektonika bizonyítékának tekintett. (24. és 25. ábra).



25. ábra. Aszimmetrikus völgyek a Bükk északi előterében (saját szerk.)

Irodalom

- BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERI I. – KOZÁK M. – LESS GY. – MÜLLER P. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – PEREGI Zs. – PRAKFAI P. – PÜSPÖKI Z. – RADÓCZ GY. – TÓTHNÉ MAKK Á. – FÖLDESSY J. – ZELENKA T. 1999. Az Északi-középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1:100000, kézirat, MÁFI adattár, Bp.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. Földt. Közl. pp. 69-72.
- GÁBRIS GY. 1986. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. Földt. Közl. 116. pp. 45-56.

- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., MCINTOSH, R. 2001. Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent geological studies. *Acta Geographica et Meteorologica Debrecina* 35. 105-146.
- MÁRTON, E. - ZELENKA, T. - MÁRTON, P. (2007): Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts. and their forelands. *Acta Geologica Hungarica*, March, 47-59.
- SZALAI K. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. – MCINTOSH R. – GÖNCZY S. (2002a): The connection between tectonic endowments and valley development on a Palaeo-Mesozoic block and in an area consisting of Tertiary Molasse sediments (NE Hungary) – Proceedings of the XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association; Special Issue of the *Geologica Carpathica* (CD) – Vol. 53
- SZALAI K. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. (2002b): Interaction between the geological background, the geomorphological development and the land-use of an area (on a Hungarian small catchment area). *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*. Tom. 3. University of Silesia, Sosnowiec, Faculty of Earth Sciences, 83-90.
- SZALAI K. – UTASI Z. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. (2002c): Lithological, structural and geomorphological endowments as determinative factors in the landuse of an area – Anthropogenic aspects of landscape transformations 2 – University of Silesia – Faculty of Earth Sciences No. 2. 77-83.
- SZALAI K. 2004. Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-szigethegységben és előterein, különös tekintettel a földtani adottságok szerepére. PhD-disszertáció. Debrecen, 110p.