

**MORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK A TOROCKÓI-HEGYSÉG  
ARANYOSTÓL ÉSZAKRA FEKVŐ TÉRSÉGÉBEN**

**MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE NORTHERN PART OF  
TRASCĂU MOUNTAINS**

<sup>1</sup>EISAM ELDEEN FATIMA – <sup>1</sup>TELBISZ TAMÁS – <sup>2</sup>IMECS ZOLTÁN –  
<sup>1</sup>MARI LÁSZLÓ

<sup>1</sup>ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C,  
e.e.fati@gmail.com, telbisztom@caesar.elte.hu, mari.laci@gmail.com

<sup>2</sup>BBTE Földrajz Kar, Kolozsvár zimecs@yahoo.com

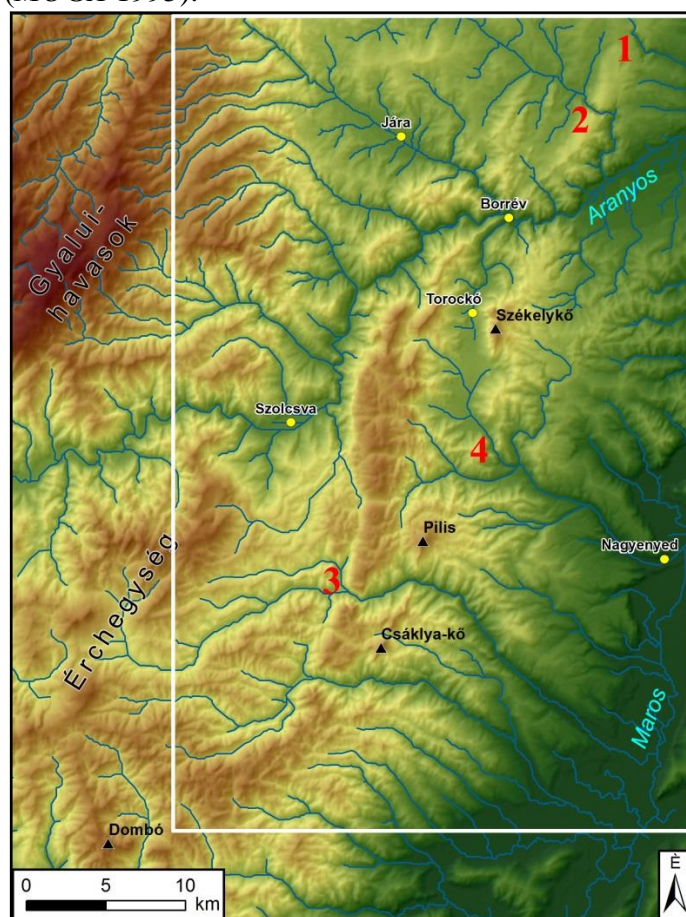
*Abstract: The Trascău Mountains are located in the southeastern region of the Apuseni Mountains with NNE-SSW strike. It is a lithologically diverse area, that is characterized by the high karst plateaus along the main range. The karst plateaus are built up off upper Jurassic limestone. In our previous studies, we analyzed the drainage network of the central and southern part of the mountains. Our research mainly focused on the GIS analysis of DEM-derived data. The SRTM database and 1:25 000 scale topographic maps were also used in the analysis. We tried to quantify the characteristics of the surface, especially the drainage network. In this study we analyzed the northern part of the Trascău Mountains in order to complete the results. We outlined the evolution of the drainage network. The main methods were long and cross profile analysis, and the assessment of elevation, slope and aspect histograms. We concluded that tectonic preformation played a significant role in the evolution of drainage network, especially in the formation of the Iara and Hesdate valleys (and the famous Cheia Turzii / Torda Gorge). It is an important difference with respect to the southern part, where superimposition was the most important factor in the genesis of cross-valleys (wind gaps). Another significant difference is that whereas many dolines are found on the karst plateaus of the central and southern parts, these diagnostic karst landforms are practically missing from the northern plateaus.*

## **Bevezetés**

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység délkeleti peremhegyvidéke. Fő csapásirányának megfelelően kiterjedt karsztfennsíkokat sorakoztat fel ÉÉK-DDNy-i irányban. A fővonulatot délről észak felé haladva az Aranyos völgye Borrévnél megszakítja, majd a mészkővonulat ÉK-DNy-i csapásiránnyal bukkan újra felszínre. A hegység nem csak fennsíkjairól, de azokat szabdaló szurdokvölgyeiről is méltán híres, ez a kőközök vidéke. Itt található a neves Remete-szoros, az enyedi Kőköz, illetve a vitatott kialakulású Tordai-hasadék is (1. ábra; CHOLNOKY 1941).

A közel 70 km hosszan húzódó hegység legészakibb része a Túri-hasadék és környéke, legdélibb pedig a Csumerna-fennsík és közelében a hegység legmagasabb pontja, az 1369 m magas Dombó-csúcs. A hegységet nyugaton az Érchegységtől az Ompoly-völgy és a Mogos–Nagyponori-

fennsík választja el, míg északnyugaton a Gyalui-havasok–Nagy-havas masszívumtól a Szolcsvai- és Jára-medencék. Délen és délkeleten a Maros-völgy határolja, északkeleten azonban belesimul az Erdélyi-medence domb-sági tájába (MÓGA 1995).



1. ábra: A Torockói-hegység áttekintő térképe

Jelmagyarázat: 1. Túri-hasadék, 2. Tordai-hasadék, 3. Remete-szoros, 4. Kőközi-szoros, a vízrajz a digitális terepmodell alapján automatikusan készült, ezért a folyók futása nem mindenhol tükrözi a valóságot; a fehér keret a 2. ábra kivágatát mutatja

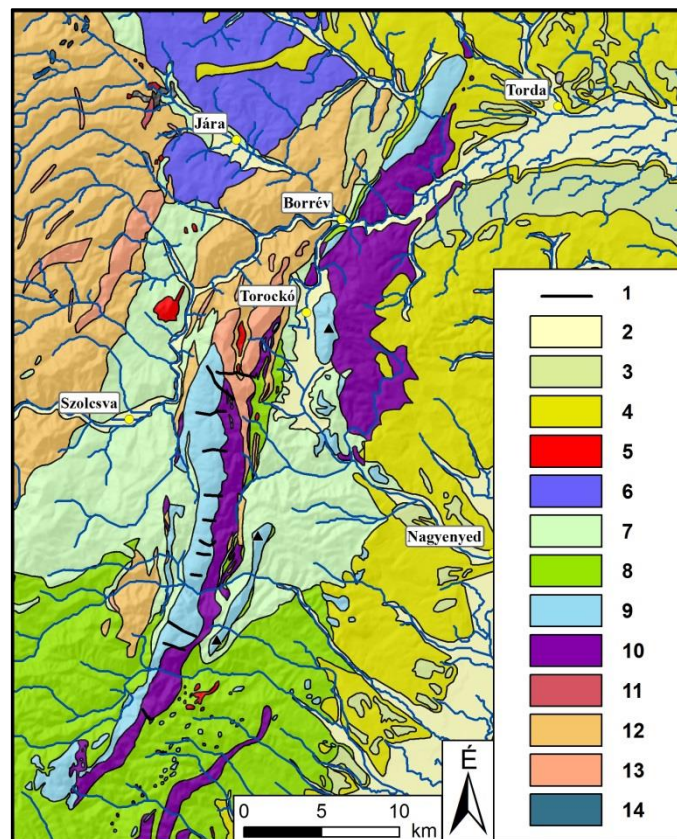
Figure 1: Overview map of Trascău Mountains

Legend: 1. Cheile Turulu, 2. Cheile Turzii, 3. Cheile Rămețului, 4. Cheile Vălișoare, drainage network is automatically derived from the DTM, therefore the location of rivers are not realistic everywhere; the white frame shows the subset of Figure 2

Közettenilag rendkívül változatos térszínről van szó, az egyes képződmények közel párhuzamosan helyezkednek el a fővonulat mentén (2. ábra). A hegység képét leginkább a fővonulatot is alkotó jura időszaki títton „Strambergi” mészkő határozza meg, ami takaróként, takaróroncsként és olisztolitiként egyaránt megtalálható a területen. Megfigyelhető, hogy

észak felé haladva a mészkősáv elvékonyodik, megszakad, majd keleti irányba eltolódva újra felszínre bukkan.

A jura mészkő rétegekre rátolódva jelennek meg a kréta ofiolit, illetve flis összletek. A térképen jura bazaltként jelölt kőzetek az ofiolit-öv főként bazaltos képződményeit mutatják, amelyek valójában sokféle kőzettípusból tevődnek össze (gabbró, dolerit- és bazaltláva-folyások, párnalávák). A hegységet kelet felől neogén üledékek takarják be, míg a völgyek talpán, illetve a belső medencékben holocén üledékek alkotják a felszínt (GIUSCĂ – BLEAHU 1967, MÓGA 1995).



2. ábra: A Torockói-hegység egyszerűsített geológiai térképe (GIUSCĂ és BLEAHU, M. 1967 alapján)  
 Jelmagyarázat: 1. száraz keresztvölgyek, 2. holocén üledék, 3. pleisztocén üledék, 4. neogén üledék, 5. paleogén vulkanit, 6. paleogén üledék, 7. felsőkréta üledék, 8. alsókréta üledék, 9. jura mészkő, 10. jura bazalt, 11. perm konglomerátum, 12. óidei metamorfít, 13. óidei kristályos mészkő, 14. óidei-ősidei gránit

Figure 2: Simplified geological map of Trascău Mountains (based on GIUSCĂ and BLEAHU 1967)  
 Legend: 1. wind gaps, 2. Holocene deposit, 3. Pleistocene deposit, 4. Neogene deposit, 5. Palaeogene volcanics, 6. Paleogene deposit, 7. Upper Cretaceous deposit, 8. Lower Cretaceous deposit, 9. Jurassic limestone, 10. Jurassic basalt, 11. Permian conglomerate, 12. Paleozoic metamorphite, 13. Paleozoic crystalline limestone, 14. Paleozoic-Archean granite

Felszínalaktani szempontból a hegység legjelentősebb kőzete a már említett felsőjura zátonymészke. Erre jellemzők a karsztosodás során létrejött formák, víznyelők, töbrök, kisebb barlangok, zsombolyok, illetve ez a kőzet őrizte meg a legidősebb egyengetett felszínt is.

A Torockói-hegység északi részén a völgyhálózat kialakulásában vélhetően tektonikus okok is szerepet játszottak. A vizsgált területen az 1:200 000-es földtani térkép (*GIUSCÁ – BLEAHU* 1967) nem jelöl törésvonalakat, illetve a szakirodalomban is csak olyan térképpel találkoztunk, amelyeken a területre jelölt törésvonalak csupán műholdfelvételek alapján lettek megállapítva, egyéb vizsgálatokkal nem támasztották alá ezeket (*CIULAVU et al.* 2002). A törésvonalak létezésére és völgyirányító hatására több korábbi munka is rámutatott, például 1921-ben *KEREKES* tanulmánya. Munkájában az Erdélyi-medence és a Gyalui-havasok között peremi töréseket feltételez, amelyek a hegységből lefutó vizek eredeti ÉK-i irányú lefutását „DK-i irányúvá hajlítják el”. Később *CHOLNOKY* (1936-1937) is említést tesz a Jára-völgy futásáról, ami „különös módon elkanyarodik”. A havasokból kiérő Jára-patak élesen irányt vált DK felé, ahol egy szélesebb medencében, az úgynevezett Jára-medencében folyik az Aranyos felé. A topográfia és a kőzetsávok elhelyezkedése alapján feltételezzük, hogy a Jára-medence és a vele párhuzamosan futó Hesdát-patak lapos síkja oldalirányú eltolódások mentén alakulhatott ki, ez okozhatta a hegység fővonulatának S-szerű elhajlását is. Hasonló szerkezeteket vizsgálva az oldaleltolódások jelentőségére mutatott rá *UNGER* és *TIMÁR* (2005). Úgy véljük, hogy a geológiai térképek szerkezetföldtani hiányosságainak pótlása aktuális és fontos feladat lenne a geomorfológiai elemzések szemszögéből is.

A tektonika a fővonulattól keletre is közvetlen szerepet játszhatott a völgyek fejlődésében *KORODI* (2003) szerint. Tanulmányában a Tordai-hasadékból kilépő Hesdát-patak völgyét vizsgálja, ami élesen dél felé fordul, és egy alacsonyabb dombsági térszínbe viszonylag mélyre bevágódva kanyarulatokat formál. A kanyarokat egyrészt a szelektív denudációval, másrészt tektonikus törések hatásával magyarázza. Ezek mellett megfogalmazza, hogy a Hesdát-patak Tordai-hasadék alatti, helyenként szintén szurdokszerű szakasza a Tordai-hasadékhoz hasonlóan tektonikailag előrejelzett felszínforma.

Korábbi munkáinkban, amelyekben főként a Torockói-hegység középső és déli részének felszínfejlődését vizsgáltuk, számos megállapítást tettünk (*EISAM ELDEEN – TELBISZ* 2012, *TELBISZ et al.* 2012, *EISAM ELDEEN* 2013, *EISAM ELDEEN – TELBISZ* 2013). A hegység Aranyostól délre elhelyezkedő részének fő lejtésiránya ÉNy-DK-i. A völgyek hosszszelvényeinek vizsgálata során sok esetben következtetni lehet az adott

völgy relatív korára, illetve fejlődésének egyes szakaszaira. Keresztszelvények, illetve vízgyűjtőterületek vizsgálata alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy több, a fővonulat keleti oldalán található völgy a fejlődése során a hegység nyugati oldaláról is kellett, hogy vizet kapjon. Az esésgörbék töréspontjainak elhelyezkedése arra utal, hogy a terület mai képeinek kialakulásában a szelektív denudáció igen fontos szerepet játszott. Összességében elmondható, hogy a Torockói-hegység egy korábbi, a fő lejtésiránynak megfelelő vízhálózatból alakult ki, egyrészt a szelektív denudáció, másrészt egy feltételezhető, a fővonulat nyugati oldalán elhelyezkedő vetőmenti kiemelkedés hatására. A terepi megfigyelések alapján azt tapasztaltuk, hogy karsztfennsíkok topográfiai térképen jelölt többszámához képest a valóságban ezek közel kétszerese figyelhető meg.

Jelen munkában a hegység Aranyostól északra található részének vizsgálatát végeztük el a korábban alkalmazott módszerek és tapasztalatok segítségével. Elsődlegesen arra kerestük a választ, hogy a terület fejlődéstörténete mennyiben hasonlított, illetve tért el a korábban vizsgált térszín fejlődésétől. Másodsorban azokat a folyamatokat próbáltuk feltárni, amelyek befolyásolták a terület völgyhálózatának kialakulását.

A kutatás fő lépéseiként először a völgyek esésgörbéjét vizsgáltuk, majd a keresztszelvények elemzését végeztük el, végül a magassági, lejtőszög, illetve lejtőkitettség térképek alapján elkészített hisztogramokat értékeltük.

### **Módszertan és alapadatok**

A vizsgálat során három fő adatforrásból dolgoztunk: 1:25 000-es méretarányú román topográfiai térképlapokat, 1:200 000-es méretarányú geológiai térképet (*GIUSCĂ – BLEAHU* 1967), valamint SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digitális terepmodellt használtunk. Ez utóbbihoz fontos megjegyezni, hogy nagy területet érintő vizsgálatokhoz kielégítő pontosságú (terepi felbontása ~90 m/pixel), azonban kis terület esetében pontosításokat igényel. Az alapadatok és az eredmények ellenőrzésére terepbejárásokat is végeztünk.

A térinformatikai elemzéseket ArcGIS Desktop 10.0, valamint Global Mapper 11.02 szoftver-környezetben végeztük el.

A vizsgált völgyek esésgörbéjét a topográfiai térkép szintvonalai alapján rajzoltuk fel, majd az ezekhez tartozó adatokat exportáltuk a térinformatikai programból. A keresztszelvényeket a terepmodell adatait felhasználva rajzoltuk fel.

A vizsgált területen kijelöltünk egy mintaterületet, amelyre magassági, lejtőszög, valamint lejtőkitettség térképeket vezettünk le, majd az így előállított adatok alapján hisztogramokat készítettünk. A magassági hisztogram esetében 10 méteres, a lejtőszög hisztogramnál pedig 2°-os osztályközökkel dolgoztunk. A lejtőszög és lejtőkitettség értékekhez fontos megemlíteni, hogy felbontástól függően eltéréseket mutathatnak, erről számos cikk és tanulmány született már (pl. KIENZLE 2004; SZABÓ 2006). Közepesen felszabdalt területeken a lejtőkitettség statisztikailag általában kevésbé érzékeny a felbontásra. A mintaterület esetében azonban előfordulnak nagymértékben felszabdalt területek is, amik befolyásolhatják az eredményeket, azonban úgy gondoljuk, hogy a vizsgálat léptékéből adódóan az ebből származó eltérések minimálisak. A lejtőkitettség értékeket két forrásból számoltuk ki, először az eredeti terepmodell alapján, másodsor pedig egy 1500 méter átmérőjű körrel területi átlagolást végeztünk el az eredeti állományon, és ez alapján készítettünk kitettség térképet, mert ez jobban mutatja az átlagos lejtésirányt, mivel a kisebb formák zavaró hatása kevésbé jelentkezik.

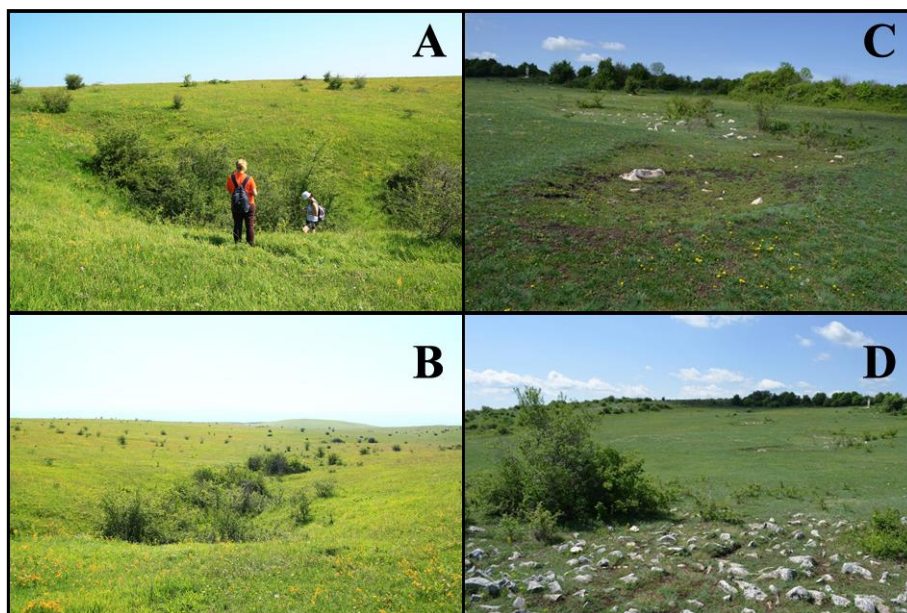
## **Morfometriai vizsgálatok**

### *Terepbejárás*

Morfometriai vizsgálatok esetén a térinformatikai elemzéseket kiegészítően mindenképp szükség van terepi megfigyelésekre. Több forrásból származó topográfiai térkép alapján azt figyeltük meg, hogy a hegység középső és déli részének fennsíkjaitól eltérően a fővonulat északi részén alig, csak elszórtan található töbröket.

Terepbejárásokkal alátámasztottuk a térképek tanulságát. A Tordai-hasadéktól északra elhelyezkedő Szindi-domb területén elszórtan ugyan található kisebb töbröket illetve víznyelőket, a hasadéktól délre található Peterdi-hát területén viszont nincsenek, vagy csupán vélhetően antropogén eredetű, kisebb besüllyedések fordulnak elő (3. ábra). Így töbrősűrűség szempontjából alapvetően eltér az északi rész a hegység középső és déli részétől.

A terepbejárások során megfigyeltük, hogy a Berkesi-patak völgyében, ami egy hosszabb szakaszon jura bazalt kőzeteken fut, sok, helyenként jó pár méteres vízesés található (a legmagasabb 18 m magas). Ezek változatos kőzet-előbukkanásokhoz, leginkább keményebb lávarétegekhez köthetők.



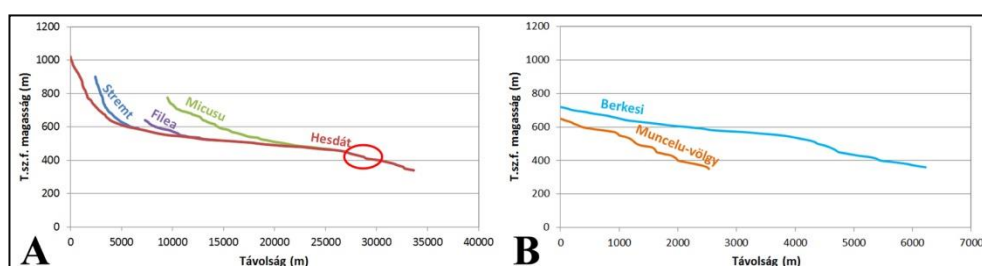
3. ábra: A Tordai hasadéktól északra található töbör sor (A, B), illetve délre elhelyezkedő antropogén mélyedések (C, D)  
 Figure 3: Sinkhole sequence in the north (A, B) and anthropogenic depressions in the south from Cheile Turzii (C, D)

### Hossz-szelvények elemzése

Völgyek esésgörbéjének kvantitatív vizsgálatával számos cikk és tanulmány foglalkozott már. A vízfolyások esésgörbéjének elméleti alakjával, illetve az azokban található töréspontok, knickpoint-ok elhelyezkedésével és mozgásával kapcsolatban sok megállapítás született. A görbék alakja leggyakrabban logaritmus függvénnyel írható le (HACK 1973), amit ha felrajzolunk koordináta-rendszerben, és a távolságtengelyt logaritmikusan ábrázoljuk, akkor a függvény képe kiegyenesedik. Esetenként azonban más függvényekkel közelíthetünk a völgyek hossz-szelvényének alakjához, például lineáris, exponenciális, vagy akár hatványfüggvényekkel (RÁDOANE et al. 2003; BISHOP et al. 2005; GOLDRICK – BISHOP 2007; LARUE 2008). A legtöbb esetben nem egy teljes görbére, hanem annak csak egy-egy szakaszára illeszthető jó közelítést adó függvény.

A Tordai-hasadékban végigfutó Hesdát-patak hossz-szelvénye a felső szakaszán meredek esést mutat, majd kiegyenesedik, s végül a szurdokhoz érve az esésgörbéjében megfigyelhető egy markáns törés (4. ábra/A). A szelvény felső szakaszát kiemelve egy olyan közel szabályos, logaritmus esést mutató görbét láthatunk, ami az intenzív hátravágódással fejlődő fiatal völgyekre jellemző (RÁDOANE et al. 2003; BISHOP et al. 2005;

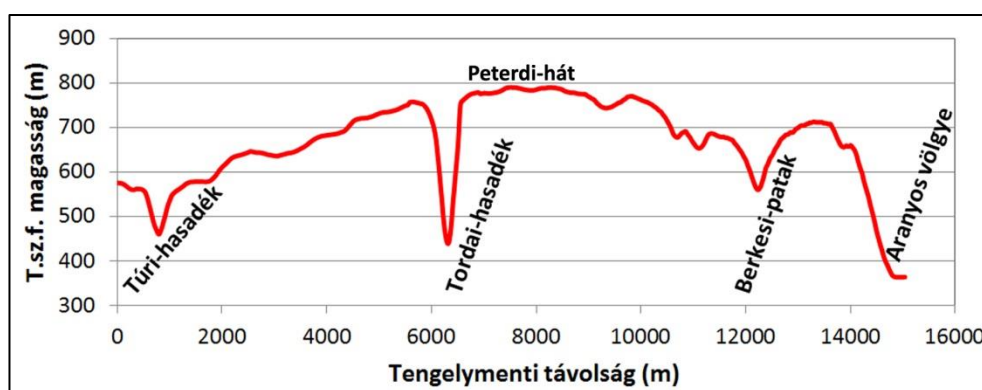
GOLDRICK – BISHOP 2007; LARUE 2008). Középső hosszú, lankás szakasza széles völgytalppal jellemezhető, ami egy fejlett, az előzőnél jóval idősebb völgyszakaszra enged következtetni. A hosszabb távon jura bazalt kőzeteken haladó völgyek esésgörbéjében látható egy olyan szakasz, ahol sűrűn helyezkednek el a töréspontok. Ezek a töréspontok leginkább a kőzetminőség változásához köthetők, ami igazolja a terepi megfigyelésünket, hogy a jura bazalt kőzetek heterogének, azaz változó az erózióval szembeni ellenálló képességük (4. ábra/B).



4. ábra: A Hășdate-patak völgyének és jelentősebb mellékvölgyeinek hossz-szelvénye (A), a Berkési-patak völgye és a tőle északra elhelyezkedő Muncelu-völgy hossz-szelvénye (B) (a Tordai-hasadék területét ellipszis jelöli)  
 Figure 4: Long profiles of Hășdate valley and its main tributary valleys (A), long profiles of Valea Borzesti and Valea Muncelului north of it (B) (the ellipse shows the area of Cheile Turzii)

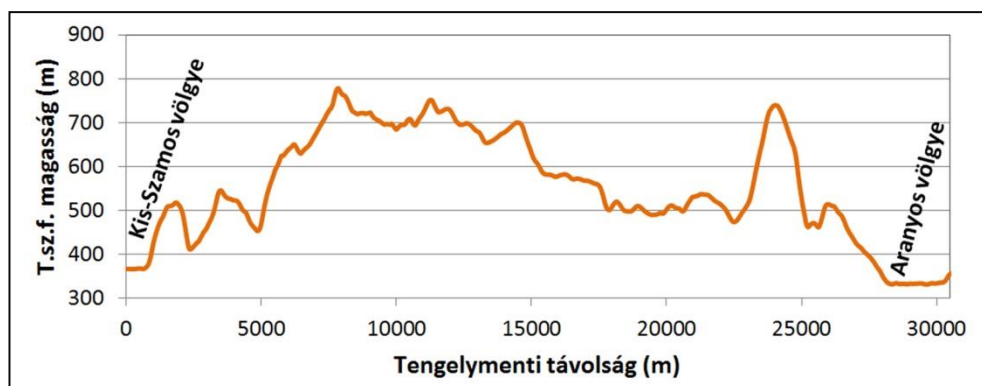
#### Keresztszelvények elemzése

Az 5. ábrán, a főgerinc mentén készült keresztmetszvényen jól látszik a Tordai-hasadék mélyre bevágódott szurdoka. A közel ÉÉK-DDNy-i irányú szelvényen az is megfigyelhető, hogy a hasadéktól délre egy nagy kiterjedésű fennsík található (Peterdi-hát), illetve hogy a Berkési-patak völgye relatíve mély völgyben szeli át a főgerincet.



5. ábra: A Torockói-hegység északi részén, a fővonulat mentén készített ÉÉK-DDNy irányú keresztmetszvény  
 Figure 5: Cross profile along the main range with NNE-SSW direction in the northern part of Trascău Mountains





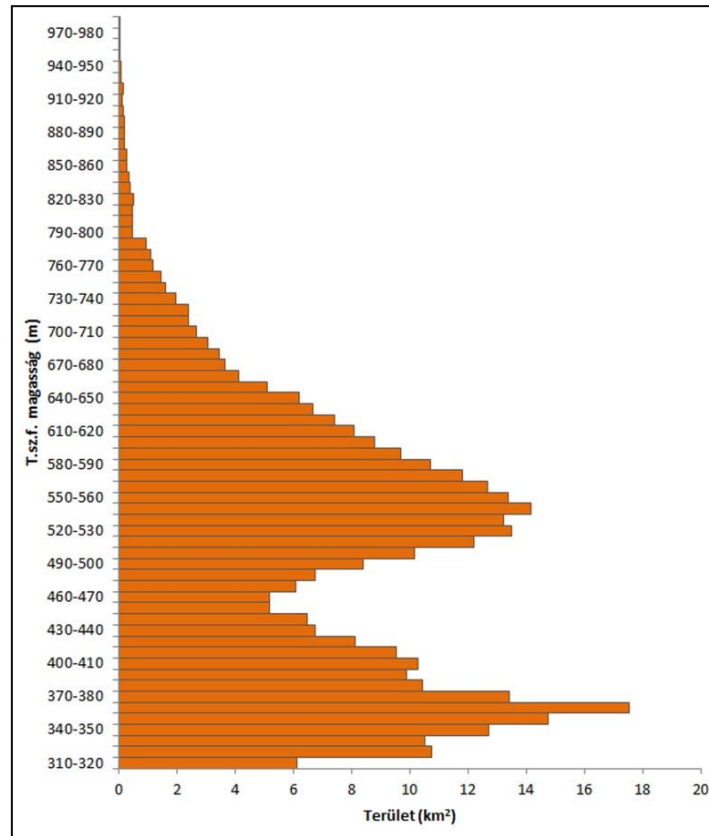
6. ábra: A Kis-Szamos völgyétől az Aranyos völgyéig tartó keresztmetszvény (elhelyezkedése a 12. ábrán látható)  
 Figure 6: Cross profile from the valley of Someșul Mic to the valley of Arieș (its location is shown in figure 12)

Az Aranyos völgyétől a Kis-Szamos völgyéig húzott keresztmetszvényen jól kirajzolódik, hogy az Aranyos völgye valamivel mélyebben helyezkedik el. A szelvény középső részén egy egyértelmű lejtés figyelhető meg a mélyebb völgy irányába. Az ábra DK-i részén jól látható, hogy a mészkővonulat markánsan kimagasodik (6. ábra).

#### Hisztogramok elemzése

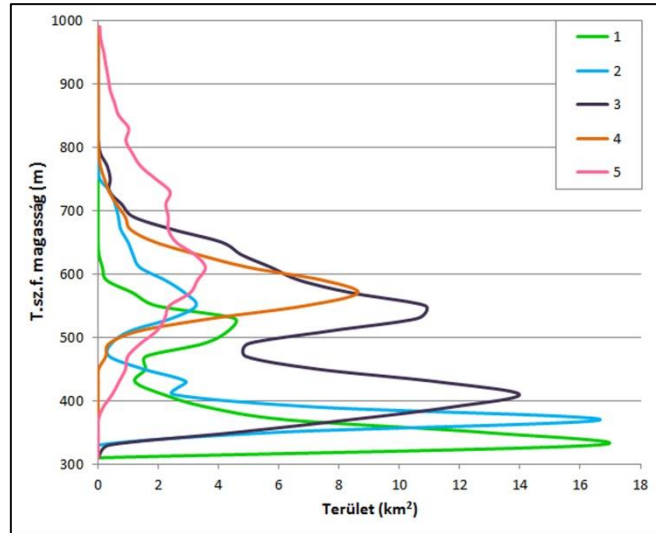
A 12. ábrán látható mintaterületre először egy magassági hisztogramot készítettünk (7. ábra). A diagramon két elkülönülő markáns szint rajzolódik ki, amelyek között nincs fokozatos átmenet. Ebből arra lehet következtetni, hogy a mészkővonulattól nyugatra lévő dombsági, illetve keletre elhelyezkedő alluviális területek a fejlődéstörténet során magasságilag elkülönültek egymástól, aminek főként tektonikus okai lehetnek (LINZER et al. 1998). A 820-830 méteres kategóriánál megfigyelhető egy kisebb csúcs, ami a mintaterület DNy-i részén található magasabb régiókat mutatja.

A magassági eloszlást köztípusonként is megvizsgáltuk. A 8. ábrán a mintaterületen leggyakrabban előforduló kőzeteket ábrázoltuk. Megfigyelhető, hogy a holocén és pleisztocén üledékek az alacsonyabb régiókban helyezkednek el, ezek az Aranyos völgyéhez köthető sík térszínnek. A dombsági térszíneken jellemző a paleogén és neogén kőzetek túlsúlya. A mintaterület DNy-i részén előbukkanó óidei metamorf kőzetek pedig a legmagasabb területeket uralják.



7. ábra: A mintaterület magassági histogramja 10 méteres osztályközökkel ábrázolva ( a mintaterület elhelyezkedése a 12. ábrán látható)  
 Figure 7: Elevation histogram of the study area with 10 meter intervals (study area location is shown in Figure 12)

Azokat a kőzettípusokat, amelyek csak kis területet foglalnak el a mintaterületből, külön diagramon ábrázoltuk (9. ábra). Markánsan kirajzolódik a 650 méteres átlagmagassággal jellemezhető mészkőfennsík. A mészkő alacsonyabb régiókban csak kis területet foglal el. A jura mészkősáv mentén egy párhuzamos sávban az egész hegység területén megtalálhatók a jura bazalt kőzetek. A diagramon megfigyelhető, hogy a jura bazaltok jellemzően alacsonyabban helyezkednek el, mint a mészkövek, azonban sokkal nagyobb területet foglalnak el. Ezek a kőzetek több területi csúcsot is mutatnak, amiből következtethetünk arra, hogy a bazaltokon belül különböző tulajdonságokkal jellemezhető kőzetváltozatok fordulnak elő, ezt alátámasztják a hossz-szelvények elemzése során tapasztalt, sok töréspontot ábrázoló esésgörbék is (4. ábra/B).

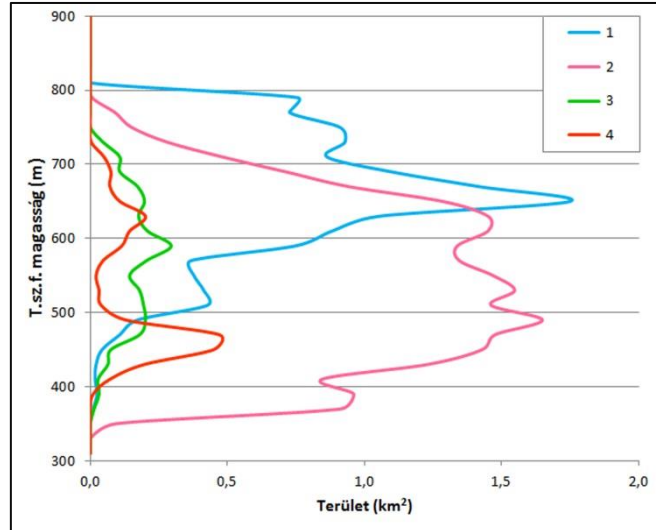


8. ábra: A mintaterület magassági histogramja közettípusok szerint, a legnagyobb területet elfoglaló típusokat ábrázolva

Jelmagyarázat: 1. holocén üledékek, 2. pleisztocén üledékek, 3. neogén üledékek, 4. paleogén üledékek, 5. őidei metamorfitok

Figure 8: Elevation histogram of the dominant rock types in the study area

Legend: 1. Holocene deposits, 2. Pleistocene deposits, 3. Neogene deposits, 4. Paleogene deposits, 5. Paleozoic metamorphites



9. ábra: A mintaterület magassági histogramja közettípusok szerint, a kis területet elfoglaló típusokat ábrázolva

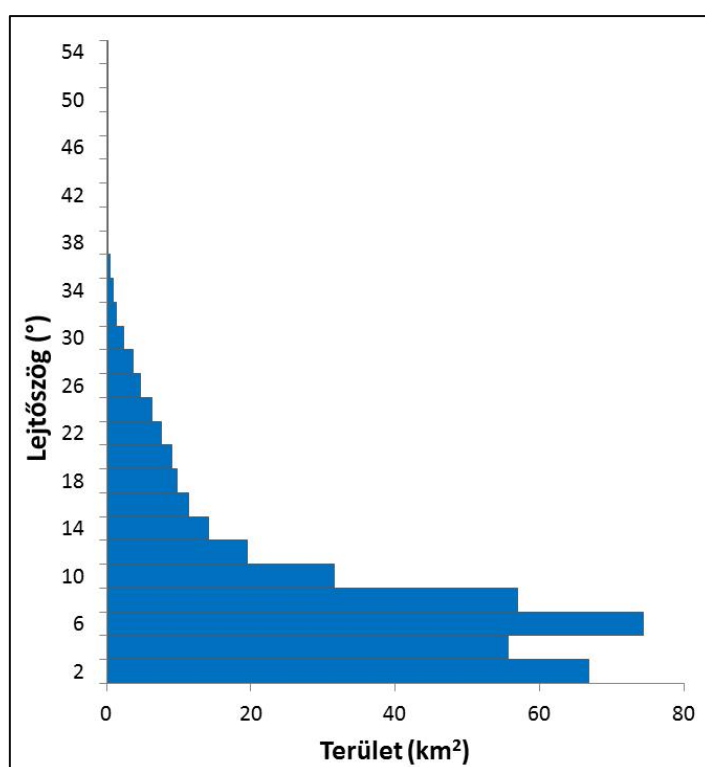
Jelmagyarázat: 1. jura mészkő, 2. jura bazalt, 3. alsókréta üledékek, 4. felsőkréta üledékek

Figure 9: Elevation histogram of the less extended rock types in the study area

Legend: 1. Jurassic limestone, 2. Jurassic basalt, 3. Lower Cretaceous deposits, 4. Upper Cretaceous deposits

A lejtőszög-térkép alapján készített histogramon megfigyelhető, hogy a mintaterületre a  $10^\circ$ -nál kisebb lejtőszög jellemző, magasabb lejtő-

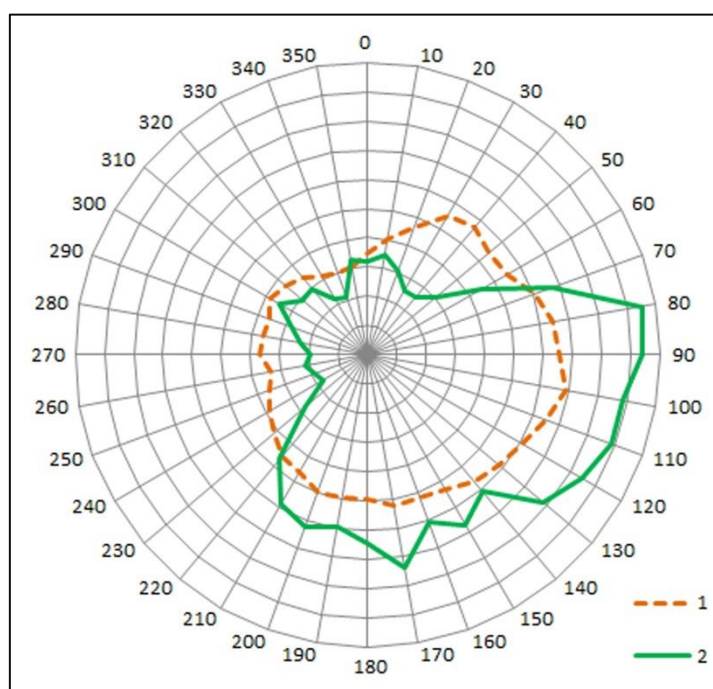
szög értékeit mutató területek a mintaterület alig több mint 30%-át foglalják el (10. ábra). Ebből arra lehet következtetni, hogy a térszín kevésbé felszabdalt. Fontos azonban megjegyezni, hogy a lejtőszög értékek esetében az SRTM gyengébb felbontása némileg torzítja (csökkenti) a valós értékeket. Ezzel együtt meghatározó a kis lejtésű térszínnek viszonylag magas aránya. Az alacsony lejtőszög értékek magyarázhatók a terület nagy részét uraló széles Aranyos-völgygel, a kisebb területet elfoglaló, ám annál egyenletesebb karsztfennsíki területekkel, illetve a Jára és a Hesdát-patak párhuzamos medencéivel.



10. ábra: A mintaterület lejtőszög-értékeire számított hisztogram 2°-os osztályközökkel ábrázolva  
 Figure 10: Slope histogram of the study area with 2° intervals

A lejtőszög értékek kiszámítása után a terület kitettségi térképét készítettük el. Ez a mintaterületen lévő pixelek lejtésirányát mutatja meg, azonban mivel a terepmodell alapján készített állomány túl mozaikos, és ezért a jellemző irányok kimutatására nem alkalmas, kiszámítottuk az adatokat egy 1500 méteres átlagoló szűrővel módosított terepmodell alapján is. Az Aranyos völgye, ami igen nagy területet foglal el a mintaterületből, főként északias lejtést mutat, így az ezzel együtt készített diagramokon egy

erős északi irány rajzolódik ki. Annak érdekében, hogy a hegységi rész markáns lejtésirányai jobban kirajzolódjanak, ezt a területet a 11. ábra diagramján nem ábrázoltuk. Az ábrán jól látszik, hogy a legtöbb pixel az eredeti állomány esetén keleties irányba lejt. Az is megfigyelhető, hogy az irányok eloszlása sokkal egyenletesebb, mint az átlagolt állomány értékei esetén. Ez utóbbi esetében erősen kirajzolódik egy keleti, illetve egy enyhébb, de markáns déli irányultság is.



11. ábra: A digitális terepmodell pixeleinek kitétségirányai simítás nélküli (1) és simított (2) állományok alapján  
 Figure 11: DTM pixel aspect frequency based on the original (1) and the mean-filtered (2) datasets

## Következtetések

### Általános megállapítások

A terepi megfigyelések alapján elmondható, hogy a topográfiai térképek által jelzett alacsony töbörszám helyesnek mondható. A bazaltos térszíneken tapasztalt változatos kőzetminőség megfigyelhető a völgyek hosszszelvényében, illetve a magassági hisztogram is alátámasztja a nagyon eltérő, kőzettípuson belüli minőségbeli változatosságot.

A keresztshelvényekből egyértelműen leolvasható, hogy az Aranyos völgye alacsonyabb szinten található, mint a Kis-Szamos völgye, illetve hogy a terület nagy része egyértelmű lejtést mutat az Aranyos irányába.

A magassági hisztogramok elemzése során megállapítottuk, hogy a fővonulattól Ny-i és K-i irányba elhelyezkedő térszinek különböző átlagmagassággal jellemezhetők, ami alapján a két térszín tektonikus elkülönülését feltételezhetjük.

A korábbi kutatásainkban megállapítottuk, hogy a hegység középső és déli részének fő lejtésiránya elsődlegesen DK-i, másodlagosan pedig keleties. Számításaink alapján ez az irány megfigyelhető a hegység északi részén is, azonban fordítottn: elsődlegesen a keleties, másodlagosan a DK-i irányok dominálnak.

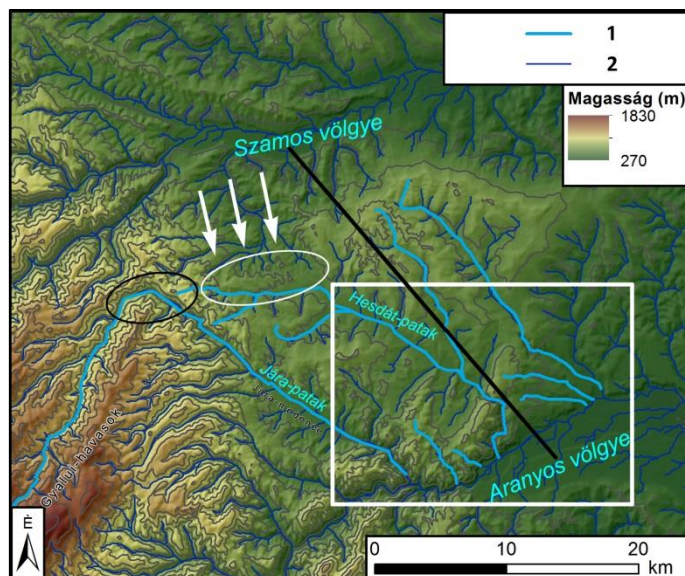
### *Fejlődéstörténet*

A Torockói-hegység Aranyostól északra fekvő térségének fejlődésével kapcsolatban több megállapítás is megfogalmazható. Elmondható, hogy a völgyhálózatán egyértelműen tükröződik a tektonikus preformáció, amit azonban további szerkezetföldtani vizsgálatokkal lehetne még jobban alátámasztani. A tektonikus folyamatok hatására jöttek létre a Jára- és a Hesdát-patak élesen DK-i irányba tartó völgyei (12. ábra). Ezek alapján a Tordai-hasadék kialakulásában, más egyéb szempontok mellett, nagy valószínűséggel a tektonikus preformáció is szerepet játszott. Ez fontos különbség a hegység déli részén elhelyezkedő kőközökhöz képest, mert ott a tektonikus előrejelzettségre utaló nyomokat nem találtunk sem terepi vizsgálataink során, sem a földtani térképen, így ott az átöröklés a völgyek legfontosabb kialakító tényezője (TELBIŠZ et al. 2012).

A Jára-patak völgyében egy éles DK felé fordulás figyelhető meg. Alaposabban megvizsgálva ezt a területet, jól látható, hogy a kanyarulathoz igen közel található a Hesdát-patak mai forrásterülete (12. ábra). A Hesdát esésgörbójét két részre lehet osztani, egy felső, intenzív hátravágódással jellemezhető részre, ez viszonylag fiatal szakasz, illetve egy lapos, széles völgytalpon futó részre (4. ábra/A). Mindezek alapján feltételezhető, hogy valaha a Jára völgye nem DK-i irányban futott, hanem a Hesdát-patak mai völgyén keresztül jutott vize az Aranyosba.

A Kis-Szamos és az Aranyos közötti terület vízhálózata időben változó mértékben volt kitéve a két völgy tektonikus süllyedésének, ami a lefolyásirányokban akár többszöri váltást is eredményezhetett. Míg a Jára völgy felső szakaszának futása egy korábbi ÉK-i, addig az alsóbb szakasz egyértelműen egy DK-i erózióbázist feltételez. A völgyek futásában sok

helyen megfigyelhetők éles irányváltások, amelyek egykori kapturákat jeleznek. A mai vízhálózatot megfigyelve egy éles frontot találunk a terület ÉNy-i részén, ahol jelenleg épp a Kis-Szamos irányából erősebb a hátravágódás (12. ábra). Így feltételezhető, hogy ha a hátravágódás üteme nem változik, a Hesdát felső szakasza észak felé térül majd el.



12. ábra: A Torockói-hegység északi részének völgyhálózat-fejlődésére vonatkozó megfigyelések  
Jelmagyarázat: 1. vizsgált völgyek, 2. levezetett vízhálózat, fekete egyenes. a 6. ábra keresztmetszévé, fehér keret.  
mintaterület, fehér ellipszis és nyílak. a Kis-Szamos völgyéhez kapcsolódó hátravágódási zóna és irány, fekete  
ellipszis. a Jára-völgy kanyarulata és a Hesdát felső szakasza

Figure 12: Observations with respect to the drainage evolution in the northern part of the Trascău Mountains  
Legend: 1. analysed valleys, 2. derived drainage network, black line. the cross profile in Figure 6, white frame.  
study area, white ellipse and arrows. the regression zone and direction of Someșul Mic, black ellipse. the bend of  
Iara valley and the upper part of Hășdate valley

A Tordai-hasadékból kifutó Hesdát-patak dél felé folytatja útját, azonban a szurdoktól keletre található völgyek léte és esésgörbéje azt bizonyítják, hogy valaha arrafelé folyhatott a Hesdát öse.

### Felmerülő kérdések

A kutatás során több kérdés is felmerült a Torockói-hegység északi részének fejlődésével kapcsolatban, amelyekre a vizsgálatok során eddig nem sikerült választ kapni:

1. A Hesdát-patak a Tordai-hasadékból kiérve nem a látszólag egyenesebb keleti irányban folytatja útját, hanem dél felé fordul, ahol meanderezve egy

szűk és sok helyen meredek falú völgyben fut végig. Az irány megmagyarázható azzal, hogy így rövidebb utat kell megtennie a víznek az erózióbázisig, azonban a kanyargósságot ez nem magyarázza.

A meanderezés relatíve kis szintkülönbségű domborzat esetén tud kialakulni, a déli irányváltás viszont az erózióbázis süllyedésével, s ezáltal növekvő szintkülönbséggel magyarázható. Vajon ez az ellentmondás hogyan oldható fel?

2. A fővonulat relatív kiemelkedését a szelektív denudáció mellett részben vető(k) hatására bekövetkező tektonikus mozgásokkal lehet magyarázni. Az északi területen lévő völgyek irányultságát pedig feltehetőleg oldalirányú eltolódások határozták meg. A mai domborzati formák nem utalnak arra, hogy melyik folyamat az idősebb.

Vajon a tektonikus emelkedés, vagy az oldalirányú eltolódások hatása jelentkezett hamarabb a vizsgált területen, vagy esetleg egyidejűleg érvényesült e kettő?

3. A Jára-völgy a fejlődéstörténet szempontjából igen érdekes. Több irányváltozás is feltételezhető a fejlődése során. A Torockói-hegység északi részének fővonulatát szabdaló szurdokvölgyek kialakulásában is jelentős szerepet játszott, ezért érdekes kérdés, hogy a nagy vízhozammal rendelkező patak őse milyen mértékben befolyásolhatta a völgyek kialakulását.

Mikor történhetett a Jára felső szakaszának éles elfordulása délkelet felé?

## **IRODALOM**

- BISHOP, P. – HOEY, TB. – JANSEN, JD. – LEXARTZA ARTZA, I.* (2005): Knick-point recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. – *Earth Surface Processes and Landforms* 30, pp. 767-778.
- CHOLNOKY J.* (1936-1937): Magyarország földrajza. – *A Föld és élete*, Franklin-társulat kiadása, Budapest, pp. 426-436.
- CHOLNOKY J.* (1941): Erdélyi képek. – *Franklin Társulat* pp. 38-51.
- CIULAVU, D. – DINU, C. – CLOETINGH, S.A.P.L.* (2002): Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin and northeastern part of the Pannonian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modelling. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, pp. 105-120.
- EISAM ELDEEN F. – TELBISZ T.* (2012): Völgyhálózat fejlődésének vizsgálata a Torockói-hegységben digitális terepmodell, valamint hossz- és keresztzelvények alapján. – In: Nyári D. (szerk.): *A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktorandu-*



- szok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete, Szeged, 2012, pp. 202-211.
- EISAM ELDEEN F.* (2013): Völgyhálózat-fejlődés vizsgálata geomorfometriai módszerekkel a Torockói-hegység példáján. – Diplomamunka. Kézirat, Budapest. 56 p.
- EISAM ELDEEN F.* – *TELBISZ T.* (2013): Völgyhálózat-fejlődés vizsgálata térinformatikai eszközökkel a Torockói-hegység példáján. – In: Lóki J. (szerk.): Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában IV., Debrecen, 2013, pp. 189-196.
- GIUSCĂ, D.* – *BLEAHU, M.* (1967): Harta Geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térkép). – Institutul Geologic, Bucuresti, Torda, 1:200000, 18 p.
- 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.
- HACK, J.T.* (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. – *Journal Research U.S. Geol. Survey* 1/4, pp. 421-429.
- KEREKES Z.* (1921): Az alsójárai medence morfológiája. – *Földrajzi Közlemények*, XLIX. 9, pp. 9-20.
- KIENZLE, S.* (2004): The Effect of Grid Cell Size on Major Terrain Derivatives. – 2004 ESRI User Conference, 2004. augusztus 7-13, San Diego California.
- KORODI E.* (2003): A Hesdát-szurdok (a Tordai-hasadék és az Aranyos között) földtani felépítésének és morfológiájának összefüggései. – *Műszaki Szemle*, 24., pp 22-37.
- LARUE, JP.* (2008): Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). – *Geomorphology* 93, pp. 343-367.
- LINZER, HG.* – *FRISCH, W.* – *ZWEIGEL, P.* – *GIRBACEA, R.* – *HANN, HP.* – *MOSER, F.* (1998): Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. – *Tectonophysics* 297., pp. 133-156.
- MÓGA J.* (1995): Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni). – *Földrajzi Közlemények*, CXIX. 2, pp. 105-136.
- RĂDOANE, M.* – *RĂDOANE, N.* – *DUMITRIU, D.* (2003): Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. – *Geomorphology* 50, pp. 293-306.
- SZABÓ G.* (2006): eltérő alapú DEM-ekből származtatott kvantitatív geomorfológiai térképek pontosságának vizsgálata. – In: Dobos E. – Hegedűs

- A. (szerk.): Lehetőségek a domborzatmodellezésben a HunDEM 2006 konferencia közleményei, Miskolc, 2006, 8 p.
- TELBISZ T. – MARI L. – IMECS Z.* (2012): A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése. – Földrajzi közlemények, CXXXVI. 1, pp. 22-36.
- UNGER Z. – TIMÁR G.* (2005): Néhány szerkezeti-tektonikai következtetés Székelyföldre az SRTM domborzati modell alapján. –VII. Székelyföldi Geológus Találkozó, 2005. október 28-29, Csíkszereda, Románia.