



**Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-
szigethegységben és előterein, különös tekintettel a
földtani adottságok szerepére**

Doktori (PhD) értekezés

Szalai Katalin

**Debreceni Egyetem
Debrecen, 2004**

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem TTK Földtudományi Doktori Iskola Geomorfológia és Társadalom programja keretében készítettem 2000-2004 között a Debreceni Egyetem TTK doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2004. október 13.

Szalai Katalin

Tanúsítom, hogy Szalai Katalin doktorjelölt 2000-2004 között a fent megnevezett Doktori Iskola Geomorfológia és Társadalom programja keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2004. október 13.

Dr. Szabó József
tanszékvezető egyetemi tanár
témavezető

**Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-szigethegységben és előterein,
különös tekintettel a földtani adottságok szerepére**

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében
a Földrajz tudományágban

Írta: Szalai Katalin okleveles tájvédő geográfus - földrajz szakos
tanár – angol-magyar szakfordító

Készült a Debreceni Egyetem Földrajzi-Földtudományi Doktori Iskolája
(Geomorfológia és Társadalom alprogramja) keretében

Témavezető: Dr. Szabó József

A doktori szigorlati bizottság:

elnök:	Dr.	
tagok:	Dr.	
	Dr.	

A doktori szigorlat időpontja: 2004.

Az értekezés bírálói:

Dr.	
Dr.	
Dr.	

A bírálóbizottság:

elnök:	Dr.	
tagok:	Dr.	
	Dr.	
	Dr.	
	Dr.	

Az értekezés védésének időpontja: 2004.

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS	1
1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS	4
1.1. A terület földtani megismerése	4
1.2. A terület geomorfológiai kutatása	5
1.3. A szerkezetmorfológiai és morфомetriai kutatások nemzetközi és hazai előzményei	6
2. ANYAG ÉS MÓDSZER	8
2.1. Irodalmi források áttekintése	8
2.2. Terepi munka	8
2.3. Morфомetriai térképi módszerek	9
3. A TERÜLET LEHATÁROLÁSA	11
4. FÖLDTANI FELÉPÍTÉS	14
4.1. Paleo-mezozoós kőzetfizikai csoportok	17
4.2. Paleogén kőzetfizikai csoportok	22
4.3. Neogén kőzetfizikai csoportok	23
5. KÖZETTANI ÉS SZERKEZETI ADOTTSÁGOK SZEREPE A VÖLGY-HÁLÓZAT KIALAKULÁSÁBAN	26
5.1. A völgyűrűség és a kőzetminőség kapcsolata	26
5.2. A völgyfejlődés és a tektonika kapcsolata	36
5.3. A völgyfejlődést kísérő morfofáciések	44
5.3.1. Szimmetria vizsgálatok	44
5.3.2. A Rágyincs-völgy morfofáciái	45
5.3.3. A tektonikusan preformált völgyszakaszok fő morfofáciáinak jellemzői az Upponyi-szigethegységben	51
5.4. Rendűségi vizsgálatok	53
6. FÖLDTANI ADOTTSÁGOK SZEREPE A LEJTŐVISZONYOK KIALAKULÁSÁBAN	59
6.1. Lejtőmeredekség	59
6.2. Lejtőkitettség	62
7. AZ UPPONYI-SZIGETHEGYSÉG ÉS ELŐTEREINEK LEÍRÓ MORFOLÓGIAI JELLEMZÉSE	64
8. GEOLÓGIAI-GEOMORFOLÓGIAI ADOTTSÁGOK ÉS A TERÜLET-HASZNÁLAT KAPCSOLATA	68
8.1. Területhasználat és völgyfejlődés kapcsolata	68
8.2. Az Upponyi-szigethegység és előtereinek jelenlegi területhasználata	77
9. FÖLDTANI-FELSZÍNALAKTANI ÉRTÉKEK VÉDELME ÉS BEMUTATÁSI LEHETŐSÉGEI	81
9.1. Tanösvények létesítésének lehetőségei	82
9.2. Tanbányák	87
10. ÖSSZEFOGLALÁS	88
ANGOL NYELVŰ ÖSSZEFOGLALÓ	94
IRODALOMJEGYZÉK	99
MELLÉKLETEK	111

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

BEVEZETÉS

A korszerű szakirodalmi források szerint az oknyomozó geomorfológia fejlődési folyamatában tárja fel mindazokat az anyagfejlődési jelenségeket, amelyek értelmezhetővé teszik a felszíni formakincs mai állapotát, érettségét, fejlődési tendenciáit, illetve az ehhez kapcsolódó anyag- és energiaáramlási folyamatokat. Vagyis a jelenkori felszíni formakincstől térben és időben el kell távolodni, hogy az események periódusai, intenzitása, okai és körülményei rekonstruálhatók legyenek. Ilyenformán a leíró felszínalaktani és recens morfometriai jellemzők az ok-okozati összefüggések feltárása céljából szükségszerűen visszavezetendők a földtani-szerkezeti adottságokra, a fejlődéstörténeti eseményekre, az ösföldrajzi és klímafejlődési rekonstrukcióra. Mindezek birtokában megállapítható a felszínfejlődés jelenkori típusa, iránya és intenzitása.

Ezek alapján egy olyan összefüggésrendszer tárul elénk, amely alapját képezheti a tudományos célú rekonstrukciókon túl gyakorlati felhasználásoknak is. Az eredmények segíthetik regionális adatbázisok létrehozását, a településfejlesztési programok, ill. a területhasznosítás irányainak és arányainak meghatározását, a táj terhelhetőségének megállapítását, valamint a védelemre érdemes földtani-felszínalaktani objektumok, tanösvények, tanbányák kijelölését.

A fentebb felsoroltak közül is felettébb fontosnak tartom kiemelni a geológiai-geomorfológiai értékek védelmének jelentőségét. Ma már egyre gyakrabban hangoztatott tény, hogy az élő természet védelme, nem lehet teljes az élőhely legalább hasonló szintű védettsége nélkül. Ebben központi szerepe van a földtani-felszínalaktani objektumoknak, amelyek azonban számtalan esetben önmagukban is védelemre érdemesek, nemcsak élőhely funkciójuk miatt. A természetben zajló felszínalakító folyamatok, valamint a létrejött formák megismerése, tanulmányozása, védelme éppolyan fontos, mint az élővilágé. Ezek egzakt alapokon nyugvó kiválasztása, megőrzése és közoktatási, felsőoktatási célokra való hasznosítása csakis az adott terület megfelelő szintű ismertsége mellett képzelhető el. Már nem újdonság ez a fajta megközelítés (pl. KOZÁK et al 1998, KISS – HORVÁTH 2003), a gyakorlati megvalósítás azonban még várat magára. A geomorfológia önmagában is összetett tudomány, számos részterülete, interdiszciplináris jellege miatt széles körű vizsgálódást, körültekintő és alapos tanulmányozást tesz szükségessé. Formái és folyamatai látványosak, ugyanakkor a gyakorlatban sokszor nehezen demonstrálhatók.

Napjainkban ez az egyik leginkább időszerű földtudományi probléma. A XXI. század elején, amikor világméretben a globális felmelegedés, az ózonritkulás, az elsavanyodó környezet veszélye fenyeget (KERÉNYI 1995), amikor a Föld beépítettsége rohamosan növekszik, amikor a mindennapi életünket nagyrészt mesterséges környezetben töltjük, szabadidőnkben egyre inkább igyekszünk elmenekülni mindettől. Egyre népszerűbbé válnak azok a területek, ahol érezhetjük a természet közelségét, az emberi beavatkozás lehető legkisebb mértékét, ahol

csend és nyugalom fogad bennünket. A természetközeli helyek száma és területe sajnos azonban egyre csökken. Ezért is sürgető feladatunk, hogy ezeket a tájakat felismerjük, kezeljük, természetközeli állapotukat fenntartsuk, biztosítsuk az üdülés, a turizmus normális korlátok között tartását a terület eltartó képességének ismeretében. Mint ahogy azt CSORBA PÉTER írja egyik tanulmányában: a természetközeli kultúrtájakban rejlő rekreációs lehetőségek kihasználása, megőrzése, fejlesztése, kezelése a hazai tájvédelem legfontosabb feladata (CSORBA 2003). A vizsgált tájak domborzata tagolt, felépítésük változatos, több szempontból is védelemre érdemes objektumok sorát tárják fel előttünk, és feltétlenül alkalmasak lennének – a jelenlegihez képest - nagyobb mértékű üdülési-turisztikai funkció betöltésére.

A területválasztásban egykori témavezetőm Dr. Kozák Miklós segített, aki munkatársaival együtt a Tardonai-dombságon kutat. Az ő javaslatára kezdtem foglalkozni az Upponyi-szigethegységgel, amelynek kapcsán Országos Tudományos Diákköri Konferenciákon (OTDK) vettem részt. Később, egyik témavezetőjeként kapcsolódtam be a Hódos-patak felső vízgyűjtőjének komplex geomorfológiai vizsgálatába, amelynek eredményeit Demeter Gábor OTDK keretei között mutatta be. Ekkor vetettük össze az Upponyi-szigethegységet és a Hódos felső vízgyűjtőjét. A részletes vizsgálatok elsősorban az Upponyi-szigethegység területét érintik, de vannak összehasonlító megfigyeléseink az egész Csernely-, valamint a Hódos-vízgyűjtőre vonatkozóan is.

Komplex geomorfológiai kutatásunk célja kettős. Egyrészt igyekszünk leírni a mai felszíni formakincset és meghatározni kialakulásának módját, ill. körülményeit. Másrészt megpróbáljuk felkutatni, és pontosan, szakszerűen ismertetni a védelemre érdemes és bemutatásra alkalmas földtani-felszínalaktani objektumokat, folyamatokat. A dolgozat vezérfonalát jelenti, hogy minden vizsgálatot közzétenni, szerkezeti alapegységeken végeztünk. Kivételt képez ez alól a rendűség értékelése, ami vízgyűjtőnkénti vizsgálatot tett szükségessé. Próbáltuk a felszíni formák tekintetében is elkülöníteni a különböző kőzetekből felépülő, ill. eltérő szerkezeti adottságú terület egységeket. Ezt, ahol lehetett számokkal is alátámasztottuk. A dolgozat egyes fejezeteiben az alábbi vizsgálatokat részletezem.

Először bemutatom a terület földtani, szerkezeti felépítését, amelyhez nagy segítséget nyújtott, hogy részt vehettem a Magyar Állami Földtani Intézet és a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének közös munkájában a Tardonai-dombság 1:25.000-es méretarányú, reambuláló földtani térképezésében. Jelen dolgozatban csak röviden ismertetem a földtani viszonyokat, utalva néhány saját felvételezésű szelvényre, mintavételre.

Ezután a terület geomorfológiai viszonyainak tárgyalása következik számos terepi bejárás és térképi felvételezés alapján. Igyekszem feltárni az Upponyi-szigethegység és előtereinek pleisztocén-holocén térszíntagolódását, valamint a völgyhálózat kialakulását befolyásoló litológiai-tektonikai tényezőket. Megvizsgáltuk a völgyfejlődés kapcsolatát mind a szerkezeti adottságokkal, mind pedig a kőzetminőséggel. Ezen kívül meghatároztuk a völgyfejlődés néhány

további alapvonását, vagyis elemeztük a völgykeresztzelvények szimmetriaviszonyait, az aszimmetriák okait, ill. a rendűségeket.

A lejtők meredeksége, valamint égtáj szerinti kitettsége sokat elárul a terület földtani adottságairól. Elkészítettük a lejtőkategória és a lejtő-expozíciós térképeket. A jelenlegi geomorfológiai viszonyok leírásához megszerkesztettük a geomorfológiai, valamint a relatív relief térképeket, majd elemeztük és értelmeztük őket. Ezeket a vizsgálatokat is közettani-szerkezeti alapon végeztük.

Azt is fontosnak tartottam, hogy képet kapjunk a jelenlegi területhasználati módokról, ezeknek az idő- és térbeli változásáról, valamint a völgyfejlődéssel való kapcsolatukról. Megvizsgáltuk hogyan alkalmazkodik a területhasználat a földtani-felszínalaktani adottságokhoz. Ehhez elkészítettük az Upponyi-szigethegység és környezetének részletes területhasználati térképét, kiértékeljük a két vízgyűjtőről fellelhető régebbi térképeket, valamint levéltári adatokat gyűjtöttünk.

Végül, de nem utolsó sorban foglalkozom a természet- és tájvédelmi kérdésekkel, a geológiai-geomorfológiai értékek védelmével és bemutatathatóságával. Ehhez tettünk néhány javaslatot tanösvények, tanbányák létesítésére, amelyek közül egyet részletesen ki is dolgoztam.

1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

1.1. A terület földtani megismerése

A mintaterület geológiai-szerkezeti viszonyait – főképpen az idős alaphegységi rögzöt - majd egy évszázada vizsgálják, jelentős hányada részletesen kutatott. Munkánk során ezeket az eredményeket felhasználtuk, hiszen a geomorfológiai vizsgálatokat földtani egységek alapján végeztük. Ezért szükségesnek tartom a területet kutató geológusok nevének és munkáinak rövid áttekintését.

A első korai, viszonylag tudományos igényűnek nevezhető vizsgálatok a XVIII. században történt szén- és vasércutatások voltak, melyek FAZOLA HENRIK Diósgyőr környéki vasipari tevékenységéhez kapcsolódtak, míg az első felismert szénelőfordulások ugyancsak e korban kerültek az érdeklődés homlokterébe (CSIFFÁRY 1987, ZSÁMBOKI 1988). Az úttörő térképező munkák a Bükk környezetében a Bécsi Állami Földtani Intézet szervezésében folytak, 1:144.000-es léptékben. Az első, részben ipari, részben földtani monografikus jellemzést PAPP. KÁROLY (1915) állította össze, melyben e területről is említés történik. Bár többen végeztek kutatásokat és alkottak véleményt a térség bányászati jelentőségéről, teleptani, valamint rétegtani viszonyairól, alapjaiban meghatározónak SCHRETER ZOLTÁN (1915, 1923, 1929, 1944, 1945, 1954), VADÁSZ ELEMÉR (1929, 1953), majd BALOGH KÁLMÁN (1949/a, b, 1950, 1954, 1964, 1972, 1974, 1975 in ALFÖLDI et al.), POJÁK TIBOR (1948, 1958, 1963), RADÓCZ GYULA (1959, 1966, 1973), VITÁLIS SÁNDOR (1943 a, b), VITÁLIS GYÖRGY (1959), SZALAY ISTVÁN (1974, 1975, 1976, 1979, 1989), JUHÁSZ ANDRÁS (1958, 1961, 1965/a, b, 1966, 1970, 1975), JÁMBOR ÁRON (1959), JASKÓ SÁNDOR (1946, 1950, 1960, 1975, 1989) és PANTÓ GÁBOR (1954, 1956) munkássága tekinthető.

A Bükkium és Gömörikum rendszerének korszerű újrvizsgálatával különösen a Magyar Állami Földtani Intézet rétegtani és térképezési kutatómunkát végző geológusai foglalkoztak az 1980-as években. Esetünkben különösen meghatározó KOVÁCS SÁNDOR munkássága (1981, 1983, 1992, 1994, KOVÁCS et al. 1983, KOVÁCS - VETŐNÉ 1983, KOVÁCS - PÉRO 1983/a, b). Az Upponyi-szigethegység paleozóos, gyengén metamorf formációinak ásvány- és kőzettani vizsgálataival foglalkozott még NOSKENÉ (1973), KOZUR - MOCK (1977), IVANCSICS - KISHÁZI (1983), KOZUR (1984) és KOROKNAI et al. (2000). ÁRKAI PÉTER számos szakcikk mellett a kandidátusi értekezését is az Upponyi-hegység metamorfózisából írta (ÁRKAI 1978, 1982, 1983, ÁRKAI et al. 1982, 1995).

A Bükk-hegység szerkezetének kutatása kapcsán feltétlenül meg kell említeni CSONTOS LÁSZLÓ és FODOR LÁSZLÓ munkáit, akik az Upponyi-szigethegységről is írnak (FODOR 1992, CSONTOS 1999).

Az upponyi térség késő-mezozóos, kainozóos fedőüledékeiről alapvető jelentőségűek BREZSNYÁNSZKY - HAAS (1984), BOHNÉ (1985) és KORECZNÉ (1985) munkái. Néhány képződmény újraértelmezése nemzetközi együttműködésben

történt meg (CLIFTON et al. 1985 a, b). A Hódos-patak vízgyűjtőjén előforduló oligocén és miocén képződmények rétegtani egységeinek jellemzését HÁMOR GÉZA (1985) nógrád-cserhádi kutatási területre vonatkozó monográfiája ismerteti.

A Bükkium és környezetének 1980-90-es években zajló reambuláló felvételébe 1995-ben hivatalosan is bekapcsolódott a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén működő ún. Tardona Csoport, amely a Tardonai-dombság (K-Borsodi Szénmedence) 1:25 000-es méretarányú földtani térképlapjait és a kapcsolódó magyarázókat készíti el. Az első kéziratosszerű összefoglalások részint a terepi térképezésre és szelvényezésekre (PÜSPÖKI 1995, CSATHÓ et al 1997, CSATHÓ 1999), részint tematikus célvizsgálatokra (SZALAI et al. 1999, BAROS et al 2001), részint alkalmazott- és környezetföldtani vetületekre (CSÁMER 1999, VASZKÓ 1999, VINCZE et al 2000, VINCZE 2001) térnek ki, csakúgy, mint a témában megjelent tudományos közlemények (pl. KOZÁK - PÜSPÖKI 1995, KOZÁK et al 1998, PÜSPÖKI 1998, SÜTŐ - SZALAI 2001).

1999 során a MOL irányításával futó "Digitális adatbázis Magyarország litosztratigráfiai térképsorozatának elkészítésében" című program keretében készült el a terület formációinak újradefiniálása (RADÓCZ in GYALOG ed 1999), fúrásrétegsorainak átértékelése és formációterképeinek megszerkesztése (PÜSPÖKI, SZALAI, SZEPESI, VINCZE in GYALOG ed 1999, KOZÁK – PÜSPÖKI in BUDINSZKYÉN SZENTPÉTERY et al 1999).

1.2. A terület geomorfológiai kutatása

Magyarországon a klasszikus geomorfológiai kutatások fő irányvonala a felszínfejlődés vizsgálatához kötődött. A középhegységi területek fejlődéstörténete során az exhumációs periódusok időpontja, időtartama és területi kiterjedése került a vizsgálatok előterébe. Ehhez kapcsolódóan a középhegységi szintek problematikája, a hegylábfelszín kialakulása részletes kutatások tárgyát képezte (PINCZÉS 1956, 1960, 1977; PÉCSI 1963, 1964, 1987, 1988; SZÉKELY 1969, 1972), s jól felhasználható adalékokat nyújtott a kutatási terület morfológiai fejlődéséhez. A szintek kérdéskörén túlmutatóan, a pliocén ösföldrajzi kép kialakulásának szintézise PÉCSI MÁRTON (1986) és SCHWEITZER FERENC (1993) nevéhez fűződik. A hegységi, dombsági térszín domborzatalakulásával kapcsolatos hazai kutatási eredményeket PÉCSI MÁRTON (1988, 1991) foglalta össze. A pleisztocén periglaciális éghajlatán kialakult középhegységi formakincsről SZÉKELY ANDRÁS (1969, 1972, 1977), PINCZÉS ZOLTÁN (1977), az eróziós, deráziós folyamatokról, tömegmozgásokról ÁDÁM LÁSZLÓ (1964, 1969), SZILÁRD JENŐ (1965), PÉCSI MÁRTON (1963, 1987) és SZABÓ JÓZSEF (1969, 1982, 1996) munkái tekinthetők alapvetőnek.

A mintaterület geomorfológiai viszonyaival eddig kevesen foglalkoztak, a részletes, aprólékos vizsgálatok a két vízgyűjtő jelentős részéről hiányoznak. A Bükk előtéri területeken és a Hódos-patak vízgyűjtőjén több évtizeden keresztül PEJA GYÖZÖ kutatott. Vizsgálatai a tektonika és a völgyhálózat kapcsolatára,

valamint a harmadidőszaki térszín formakincsére nézve adnak ma is felhasználható magyarázatot (PEJA 1957, 1980). A Sajó-völgy középső szakaszáról és jobboldali mellékvölgyeiről írt tanulmányában tárgyalja a völgyek tektonikus eredetét. A tektonikus eredetű völgyek között példaként említi a Bán-völgyet is, amelynek egyik mellékága az általunk is vizsgált Csernely-patak. Szerinte ezen a területen „a fiatal tektonikus mozgásokkal (emelkedés, süllyedés) létrehozott felszínformák irányították az erózió, a defláció, a tömegmozgásos jelenségek felszínformáló munkáját” (PEJA 1956/a). Egy másik cikkében a Bükk északi előterének suvadásait vizsgálja. Ebben a tanulmányban a tömegmozgásos jelenségek és a bányászat-mélyépítészet közötti kapcsolatokat keresi a Bükk északi előterében (PEJA 1956/b).

Néhány évtizeddel később a Bükk-hegység és északi előterének felszínfejlődését, ill. geomorfológiai viszonyait HEVESI ATTILA kutatta. Több összefoglaló jellegű szakcikke is született ebben a témában, amelyekben részletesen taglalja az 'Upponyi-hegyhát' kialakulását és felszínfejlődését is (HEVESI 1978, 2002). A vizsgált terület környezetének szintjeiről és exhumációjáról több eltérő vélemény is ütközött (SZABÓ 1969, 1982, MEZŐSI 1984, HEVESI 1986). A Sajó-Hernád vízhalózati fejlődésének összefoglalását MIKE (1991) készítette el.

1.3. A szerkezetmorfológiai és morfometriai kutatások nemzetközi és hazai előzményei

A földtan és a felszínalaktan egyik leggyakrabban emlegetett problémaköre a völgyfejlődés és ezzel kapcsolatosan a vízhalózati alakulása. Számos kutató kereste már a választ a felmerülő kérdésekre. Ebben a tekintetben úttörőnek számítanak ROVERETO (1923), GERASIMOV (1946), BIROT (1958) és TWIDALE (1971) munkái. A téma aktualitását azonban az adja meg, hogy a nemzetközi szakirodalomban az a '90-es évek második felétől kezdődően az egyik központi problémakör a közettani-szerkezeti adottságok és a geomorfológiai formák közötti összefüggések vizsgálata. Köszönhető ez részben a rohamosan fejlődő számítógépes technikák elterjedésének, az adatbázisok kiépülésének és a statisztikus kiértékelések gyors, pontos megvalósíthatóságának. A teljesség igénye nélkül említem meg a jelentősebb tanulmányokat.

CENTAMORE és szerzőtársai Olaszország középső részén vizsgálták a morfológia és a tektonika viszonyát, megállapítva, hogy a terület geomorfológiai fejlődését nagyban meghatározták a szerkezeti adottságok (CENTAMORE et al 1996). Meg kell említeni, hogy számos tektonikai irányt határoztak meg morfológiai alapon, a völgyek, gerincek és lejtők ismeretében. SCHEIDEGGER svájci példán igazolta a folyóvölgyek és a vízmásások tektonikához vagy közetszerkezethez köthető eredetét (HANTKE-SCHIEDEGGER 1997). Egy másik szakcikkében többek között kifejti, hogy a kőzetrepedések iránya a geomorfológiai formák – pl. folyók - irányával nagyon gyakran megegyezik (SCHEIDEGGER 2001). Később más területeken végzett kutatásai is igazolták, hogy a kőzetrepedések csapásiránya

megegyezik a vízfolyások és a gerincek irányával és hangsúlyozza ezek közös genetikáját, tektonikai eredetét (SCHEIDEGGER 2002). BEAVIS vízmosságok orientációját vizsgálta Ausztráliában és a geológia komplex szerepét abban látja, hogy a szerkezet az erózió helyét, míg a litológia az erózió mértékét határozza meg (BEAVIS 2000).

A hazai völgyhálózatok tektonikus eredetének, befolyásoltságának bizonyítására is többször tettek kísérletet. EGYED LÁSZLÓ az 1950-es években foglalkozott ezzel a témával (EGYED 1957). Tanulmányában a gravitációs izogammák, a szintvonalak és a vízfolyások gyakorisági diagrammjait hasonlította össze az Esztergomi-medencére vonatkoztatva, és azt találta, hogy a mélyszerkezetek mozgásai éppúgy befolyásolják a patakmedrek futását, mint maga a morfológia. LÁNG SÁNDOR a Bükk északi és északkeleti előhegységéről azt írja, hogy a 350-450 m magas dombvidéket DNy-ÉK-i irányú árkos teraszos völgyek tagolják, és az egyes völgyek közötti tönkdarabok ÉNy-i lejtője rövid és meredek, a DK-i pedig hosszú és lankás (LÁNG 1953). Ezen megfigyelései, valamint az a megállapítása, hogy a völgyek és a köztes tönkdarabok aszimmetrikus keresztmetszetűek a mi munkánk során is nagy jelentőséggel bírtak. GÁBRIS GYULA több ízben is boncolgatta a geológiai adottságok szerepét a mai völgyhálózat kialakulásában (GÁBRIS 1986, 1987).

Kutatómunkánk fontos részét képezi a morfometriai paraméterek kiértékelése. Ebben a témában nemzetközi kitekintést téve – a számos más kutató által elért eredmény mellett - legjelentősebbnek HORTON munkáit tekinthetjük (HORTON 1932, 1945). A morfometriai vizsgálatokat végző magyar kutatók EGYED (1957), LOVÁSZ (1965, 1968) munkáiban már az '50-es évektől fontos szerepet kap a lejtő- és völgyhálózati paraméterek, valamint a szerkezeti viszonyok kapcsolata. A '70-es évektől kezdve a morfometriai kutatások gyakorlati hasznosítási lehetőségekkel bővülnek ki. PÉCSI (1970) és KERTÉSZ (1974) mérnökgeomorfológiai, LOVÁSZ (1968, 1985) területhasználati, FRANYÓ (1966), GÓCZÁN - SZÁSZ (1978), KOZÁK (1979) a lefolyásviszonyok és az anyagtranszport időbeli modellezésével bővítette az eddigi ismereteket. A vízhálózat, ill. a vízfolyások morfometriai jellemzésének összefoglalását a közelmúltban GÁBRIS (1986, 1987) és SZABÓ (1993) tették meg.

2. ANYAG ÉS MÓDSZER

2.1. Irodalmi források áttekintése

Munkánk több fázisból állt, amelyhez kiindulási alapot a földtani és földrajzi szakirodalmi források kutatása és feldolgozása jelentette. Felhasználtuk a Debreceni Egyetem köteles könyvtárának és a földtudományi szakkönyvtáraknak az anyagát, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet könyv- és adattárában elérhető forrásokat. Emellett igyekeztünk áttekinteni az idevonatkozó hazai és nemzetközi szakkönyveket, szakcikkeket.

2.2. Terepi munka

A terepi munka során előzetes bejárásokat tettünk az ismert topográfiai és földtani térképek felhasználásával. Ennek célja a makro- és mezojelenségek, összefüggések felismerése, a nevezetes feltárások megtalálása, valamint a későbbi munka megtervezése volt.

Ezek után, szisztematikus és részletes terepi bejárások során azonosítottuk a litosztartigráfiai-szerkezeti, ill. geomorfológiai egységeket, begyűjtöttük a földtani formációk mintaetalonjait, helyszíni fotódokumentációt készítettünk. Néhány kőzetfeltárásról földtani szelvényt vettünk fel.

28 helyszínen (bányafalak, útbevágások) 762 tektonikai mérést végeztünk. A méréshez freibergi típusú bányászkompaszt használtunk, feltárásonként igyekeztünk a legjellemzőbb szerkezeti irányokat felvételezni. A mérési adatokat minden esetben a kőzetmechanikai törési vizsgálatok tapasztalataival összhangban, a töréses tektonika szempontjainak megfelelően, genetikailag értelmeztük (SPENCER 1969, BÁLDI 1994). Az eredmények ábrázolásához síkvetületi csillagdiagramot alkalmaztunk, amelyen a fő tönkremeneteli irányok dominanciaviszonyait adtuk meg.

A geomorfológiai és a területhasználati térkép elkészítésénél, ill. a völgykeresztszelvények felvételénél szintén a terepi ismereteket, tapasztalatokat alkalmaztuk. A morfogenetikai egységek elkülönítésében, az ok-okozati összefüggések megítélésében, a lejtőformálódás és völgyalakulás problémaköreiben, a geomorfológiai formák, folyamatok és kapcsolatok megítélésében ez nagy segítséget jelentett.

Ezúton is köszönettel tartozunk a környező települések vezetőinek az anyaggyűjtésben nyújtott segítségükért, elsősorban Dédestapolcsány, Csernely és Nekézseny polgármestereinek és erdészeinek. Hálával tartozunk még a Bükki Nemzeti Parknak, amiért rendelkezésünkre bocsátotta a Lázbérci Tájvédelmi Körzet Kezelési Tervét.

2.3. Morfometriai térképi módszerek

A tematikus térképek alapját az 1:50.000-es katonai topográfiai szelvények képezték, amelyeket 10 méteres szintvonalközzel digitalizáltunk be GeoMedia Professional 5.1 szoftver segítségével. Ezen kívül felhasználtuk a területet lefedő 1:10.000-es EOTR térképlapokat¹. Az adatbázis kezelésében Németh Gábor volt nagy segítségemre. A területhasználat változásának vizsgálatát 'Magyarország első katonai felmérése' térképlapjainak², és a Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Levéltár fondjainak³ segítségével végeztük el. A kiértékelésekhez szükséges földtani alapot a MÁFI-MOL közös szerkesztésében készült digitális 1:100 000-es földtani térkép (BUDINSZKYNÉ et al 1999) jelentette.

A tektonika és a völgyfejlődés kapcsolatának vizsgálatához megrajzoltuk a völgyhálózatot. Minden völgyet addig rajzoltunk be, amíg a mélyvonalát jelentő szintvonal-görbület annyira kinyílik, hogy két oldalán a szintvonal futási iránya már 120°-nál nagyobb szöget zár be (SZABÓ 1999). A völgyirány vizsgálatokat csillagdiagramon ábrázoltuk. Az irány-statisztikai vizsgálatokhoz a digitalizált völgyeket szakaszokra bontottuk, minden irányváltásnál megtörtük őket. A térkép elkészítése és az adatok lekérdezése GeoMedia Professional 5.1, IDRISI 32R2, és SPSS 11.0, ill. Microsoft Excel szoftverek segítségével történt. A völgyirány vizsgálatok térinformatikai és statisztikai részének elkészítésében Szabó Szilárd segített.

A közetminőség és a völgyfejlődés közötti összefüggések kereséséhez minősítettük a völgyeket és kiszámoltuk a völgsűrűségeket. A tipizált völgyekre vonatkozó sűrűségi értékeket és a rendűségeket, ill. bifurkációs indexeket szintén GeoMedia Professional 5.1 programban számoltuk. A völgy-rendűségek megállapításánál HORTON módszerét használtuk (HORTON 1945). A bifurkációs indexet (R_b) az elterjedt $R_b = \sum u_n / \sum u_{n+1}$ képlet alapján számoltuk, ahol u_n az n -edik rendhez tartozó völgyek száma (SZABÓ 1993).

A morfofációs meghatározásához a völgykeresztmetszetek szimmetria-viszonyait vizsgáltuk mintegy 200 szelvényen. A völgykereszt-szelvényeket 5000-es léptékben, túlmagasítás nélkül készítettük, adataikat összesítettük, statisztikailag értékeltük.

A felszín jelenkori állapotának jellemzésére szerkesztettük meg a relatív relief, a lejtőkitettség, a lejtőkategória és a geomorfológiai térképeket. Relatív relief alatt a földfelszín egységnyi területén mérhető legmagasabb és

¹ A felhasznált EOTR szelvények: 87-114, 87-121, 87-122, 87-123, 87-124, 87-132, 87-141, 87-142, 87-143, 87-144, 87-211, 87-212, 87-213, 87-214, 87-221, 87-231, 87-232, 87-233, 97-433, 97-434

² Kulturális Örökségvédelmi Hivatal Tervtára és a Hadtörténeti Intézet Térképtára együttműködésével készült CD-kiadvány

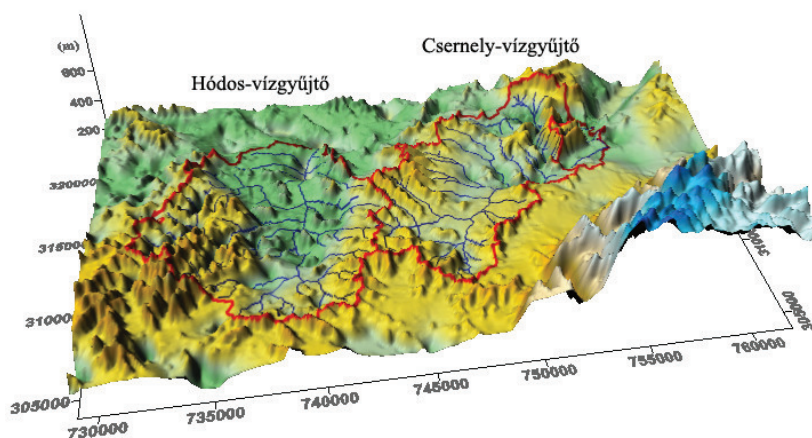
³ Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Levéltár következő fondjait használtuk: Bm.T. 60, Bm.T. 81/1, Bm.T. 93, Bm.U. 149, Bm.U.167, Bm.U. 334, Bm.U. 405, Bm.U. 450, Bm.U. 472, Bm.U. 473, Bm.U. 485, Bm.U. 772.

legalacsonyabb pont közötti különbséget értjük (LOVÁSZ 1965). 1 km²-es felosztást használtunk, így irodalmi összehasonlító adatokat is figyelembe vehettünk. A lejtőkategória-térképet IDRISI 32R2, az alapját jelentő dombormodellt Surfer for Windows 8.0 térinformatikai szoftver segítségével Németh Gábor készítette. A geomorfológiai térkép szerkesztésénél nagyrészt a mérnökgeomorfológiai térképezés jelkulcsát alkalmaztuk (ÁDÁM–PÉCSI 1985, PÉCSI 1991). A domborzatminősítést a terepi bejárások és a térképi adatok együttes figyelembevételével végeztük Sütő Lászlóval közösen. A geomorfológiai térképet Intergraph SmartSketch 4.0 programban véglegesítettük. A lejtőkitettséget 8-as beosztású szélrózsa felhasználásával határoztuk meg (LOVÁSZ 1985).

A földtani szelvényeket és a völgykeresztszelvényeket Adobe Photoshop 7.0, ill. Intergraph SmartSketch 4.0 szoftverek segítségével rajzoltuk meg. A táblázatokat és diagramokat Microsoft Excel szoftverrel készítettük, a szöveges értékelést Microsoft Word programban végeztük.

3. A TERÜLET LEHATÁROLÁSA

Részletes vizsgálatokat az Upponyi rög területén, valamint annak környezetében, a Csernely-patak vízgyűjtőjén végeztünk. Ezen kívül, mint azt már a bevezetésben is említettem, összehasonlító elemzések készültek a területet nyugatról határoló, szomszédos Hódos-vízgyűjtőn (1. ábra). Összesen mintegy 230 km²-nyi területet érintettek vizsgálataink.

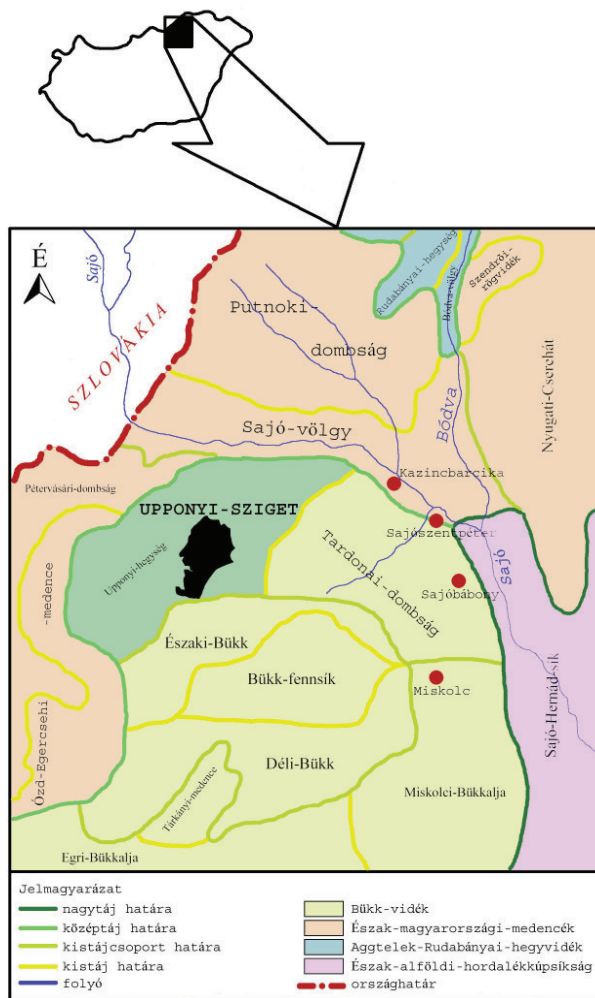


1. ábra A Hódos- és a Csernely-patak vízgyűjtőinek dombormodellje

A terület Magyarország kistájainak katasztere szerint (MAROSI-SOMOGYI 1990) az Észak-Magyarországi-középhegység **Upponyi-hegység**, **Ózd-Egercsehimedence** és **Pétervásárai-dombság** kistájaihoz tartozik (2. ábra).

Az Északi-magyarországi-középhegységi tájak nevezéktanával kapcsolatban ma is folynak szakmai viták (SOMOGYI 1998, HEVESI 2000). HEVESI ATTILA részletesen ki is fejt az ezzel kapcsolatos problémákat: „a magyar szentkorona országai és a mai Magyarország földrajzi tájnévadása többszörösen torzult, s e torzulások és következményeik mindmáig számos félreértéshez, pontatlansághoz vezetnek” (HEVESI 2000). Ezzel mi is egyetértünk, hiszen mintaterületünkön a kistáj-határok meghúzása nem minden esetben ott indokolt, ahol ezt megtették. Magyarország természetföldrajzi nagy- és középtájainak elkülönítése viszonylag objektív, hiszen a szerkezeti, közettani, alaktani eltérések és az egyéb tájalkotók sokszor ebből eredő különbözősége a legtöbb esetben egyértelmű a tájhatárokon. (Megjegyzendő, e tekintetben sem egységes a kutatók véleménye.) Bár nem egyszerű meghúzni a kistájak határát, és a szubjektivitás majdnem kizárhatatlan, nagyobb körültekintéssel, jobban megalapozva kellene ezt megtennünk. Részletes fejtegetések helyett, 2 példát említenék a területen szerzett terepi és egyéb tapasztalatok alapján.

A teljesség igénye nélkül összegyűjtöttük és táblázatba rendeztük a kataszterben leírt legfontosabb jellegzetességeket a három kistájról (1. melléklet), és azt találtuk, hogy az átlagos értékeket tekintve, szinte minden tekintetben egységes az egész mintaterület, vagyis a táji adottságok alig-alig térnek el egymástól. Nyilvánvalóan, mivel ezek az értékek átlagokat jelentenek, elfedik a kisebb-nagyobb anomáliákat. Saját kutatómunkánk, főképpen a terepi kiszállások során volt alkalmunk tapasztalni, hogy ezek az egyformaságok jelentős különbségeket takarhatnak a valóságban az egyes kistájakon belül. Célszerű lenne újra átgondolni, és konkrét tényezőkhöz kötni a tájhatárok meghúzását.



2. ábra A mintaterület hovatartozása Magyarország kistájainak katasztere szerint (MAROSI–SOMOGYI 1990 alapján)

Legjellegzetesebb eltéréseket a földtani felépítésben és az ehhez szorosan kapcsolódó domborzatban figyelhetünk meg. A felszínen előforduló különféle kőzetek általában eltérő morfológiát eredményeznek, és a kettő együtt az éghajlati tényezőkben való különbségeket is kifejezésre juttatja. Erre példaként az Upponyi-hegységet hozhatjuk fel, ami alatt a kistáj-kataszter a Csernely-patak vízgyűjtő területének szinte teljes egészét érti. Helyesebb lenne Upponyi-hegységnek csak a paleo-mezozóos alaphegységi rög felszínrebukkanását nevezni, ami egyben szerkezetmorfológiai azonosságot is takar. Még inkább ésszerű lenne a földtani szakirodalomban használt 'Upponyi-szigethegység' megnevezés erre a területre. Jóval fiatalabb (nagy részt miocén), főleg üledékes kőzetekből felépülő környezetétől domborzatilag is jól elkülönül, élénkebb relieffel rendelkezik. Lejtői meredekebbek, völgyei mélyebbek, a völgytalpak nagyobb esésűek, völgyűrsége kisebb.

Megfigyeléseink szerint a kistáj-kataszterben leírt Upponyi-hegység miocén előterei már a Tardonai-dombság szerves részét képezik, ezt a tájbeosztásnál is figyelembe lehetne venni (SZALAI et al 1999).

A Pétervásárai-dombság és az Ózd-Egercsehi-medence területének ide eső része földtanilag már egységesebb. A Hódos-patak vízgyűjtőjének keleti része azonban - amelyet az Ózd-Egercsehi-dombsághoz sorolnak - a Tardonai-dombság felé mutat szoros kapcsolatokat mind geológiai, mind geomorfológiai vonatkozásban, és a medence szó is vitatható erre a területre vonatkozólag. Domborzatában lényegesen elüt a vízgyűjtő nyugati részétől, ahol a nagy keménységű, oligocén, glaukonitos homokkő határozza meg a felszíni formákat. Ez a terület – nagyon helyesen - már egy másik kistáj részét képezi.

Összességében elmondható, hogy a tájhatárok meghúzása egyes részekén vitatható, erre vonatkozólag tettük észrevételeinket, ill. javaslatainkat. Más területeken viszont megfelelően indokolt a kistáj-kataszterben leírt határok futása. A nevezéktannal kapcsolatban is felmerülnek még megoldásra váró problémák, amelyeket ésszerű lenne újra átgondolni. A táj komplexitásának köszönhetően a módosítások megvalósítása nem egyszerű feladat, a leginkább jellemző tájalkotó tényezők figyelembevételével azonban ez megoldható lenne (ld. Upponyi-hegység).

Dolgozatomban, a geológiában elterjedt Upponyi-szigethegység megnevezést fogom használni, ami alatt csak a paleo-mezozóos kőzetek alkotta rögöt értem. Ha ennél nagyobb területről van szó, akkor hozzáteszem az 'és előterei' (esetleg 'és környezete') kiegészítést is. Természetesen, ha az egész Csernely-vízgyűjtőt érintik a vizsgálatok, akkor utalni fogok rá.

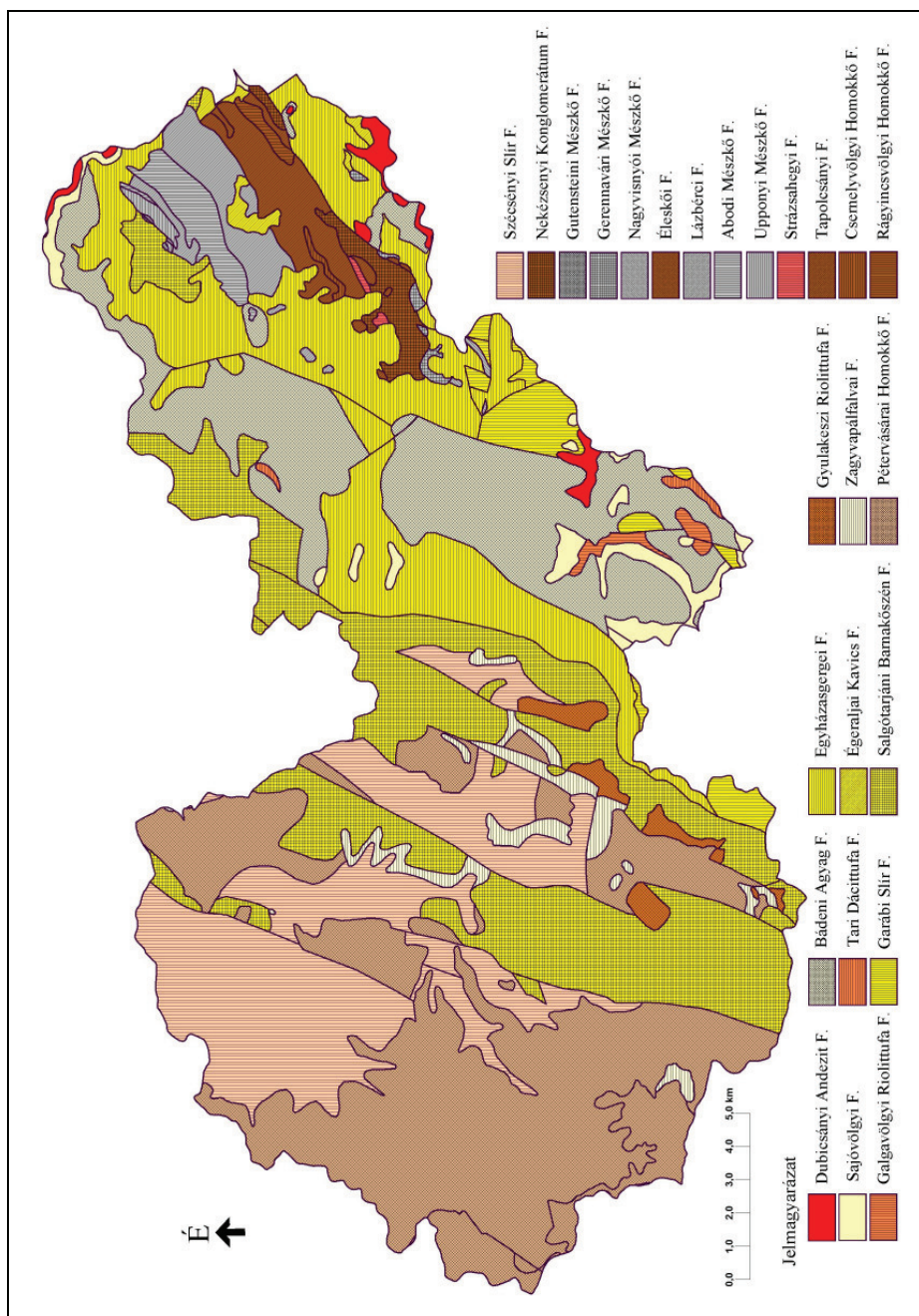
4. FÖLDTANI FELEPÍTÉS

Néhány évvel ezelőtt, Tudományos Diákköri keretek között készült munka során számos földtani megfigyelést, mérést, mintavételezést tettünk az Ásvány- és Földtani Tanszéken Dr. Kozák Miklós és Dr. Püspöki Zoltán vezetésével. A terepi kiszállások elsősorban az Upponyi-szigethegység idős kőzetekből felépülő területét, valamint fiatalabb, nagyrészt miocén üledékekből álló, dombsági jellegű közvetlen környezetét érintették. Ennek eredményeit OTDK dolgozat keretei között ismertettük (SZALAI et al 1999). Doktori disszertációmban nem részletezem a terület földtani-szerkezeti adottságait, mivel azonban ez jelentette és jelenti ma is munkám alapját, szükségesnek tartom röviden ismertetni a legfontosabb vonásokat, néhány szelvény, táblázat és fotó kíséretében.

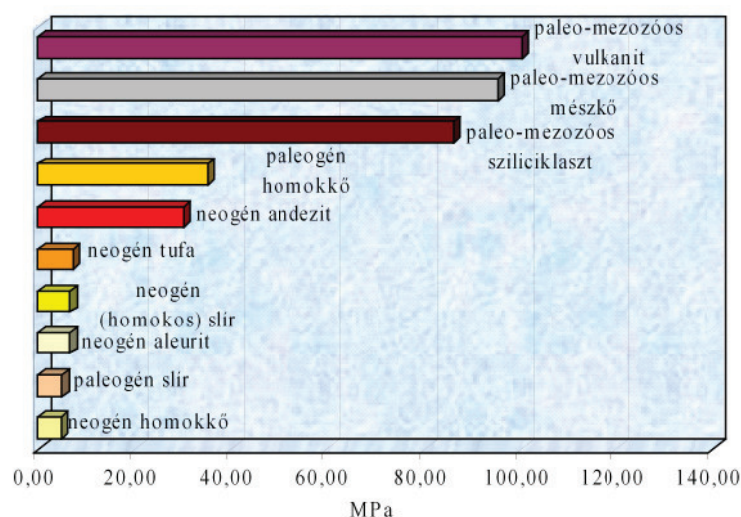
A kőzettípusok eltérő ellenálló képességének összehasonlítására jó alapot jelent a mérnöki gyakorlatban elterjedt osztályozás, amely a légszáraz egyirányú nyomószilárdság, és az abból számított szilárdsági tényező alkalmazására épül (EGERER-KERTÉSZ 1985). A tíz kategóriára beosztott skálán az elsőbe a rendkívül szilárd kőzetek (pl.: kvarcit – nyomószilárdság: > 200 MPa, szilárdsági tényező: 20), a tizedikbe a folyós talajok (pl. vizes lösz – nyomószilárdság: -, szilárdsági tényező: 0,3) tartoznak. Területünk alaphegységi kőzetei általában a III. kategóriába (nyomószilárdság: 80-150 MPa, szilárdsági tényező: 10), a fedőhegység anyaga - a paleogén homokkő és a neogén andezit kivételével - átlagosan a VII-VIII. kategóriába tartozik (nyomószilárdság: -, szilárdsági tényező: 1-0,6).

Az építészmérnöki, bányászati célú, vagyis a gyakorlatban használt egyéb kőzettest osztályozási módszereknek (pl. RMR módszer, integrálgeometriai módszer) is az egyik közös sajátossága, hogy jellemző kőzetfizikai paraméterként számításba veszik a kőzettömb nyomószilárdságát (VÁSÁRHELYI 2004). Geomorfológiai kutatásokban szintén találkozhatunk a nyomószilárdság használatával (pl. CLAYTON-SHAMOON 1998, YAŞAR-ERDOĞAN 2004). A területen folyt aktív barnaköszén bányászatnak és a lényegesen kisebb mértékű mészkő kitermelésnek köszönhetően a kőzetek nagy része részletesen kutatott és vizsgált, bőven rendelkezésre álltak mérési eredmények.

A Csernely- és a Hódos-patak vízgyűjtő területén (valamint a Bán-pataknak az Upponyi-szigethegység területére eső részvízgyűjtőjén) előforduló 26 földtani formációt (3. *ábra*) kor szerint, ill. a kőzetek fent említett eltérő ellenálló képessége alapján 10 csoportba osztottuk, és a későbbi geomorfológiai, statisztikai vizsgálatok során elsősorban ezeket az egységeket hasonlítottuk össze. A kőzettani jellegnél, mint kvantitatív tényezőt, a fentebb említett okok miatt a kőzet szilárdságát meghatározó egyirányú nyomószilárdságot vettük figyelembe (PÜSPÖKI et al 2004). Az adatokat a Magyar Állami Földtani Intézet Adattárában gyűjtöttük (4. *ábra*).

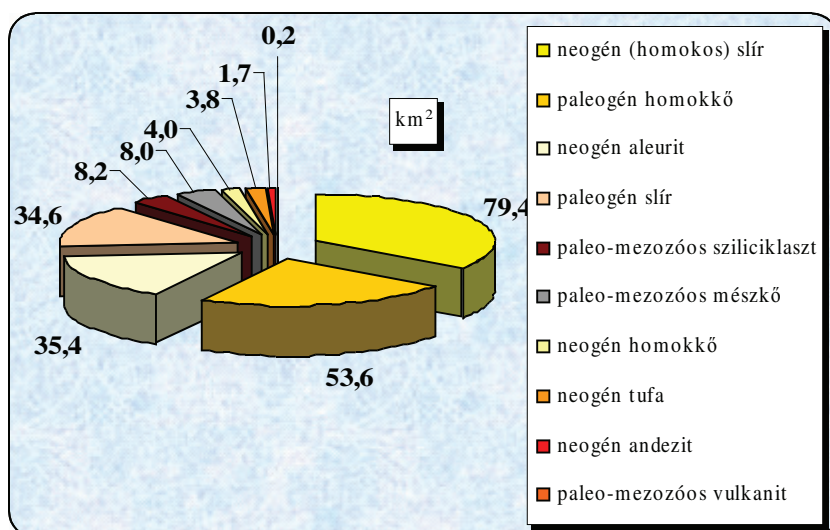


3. ábra A Hódos- és a Csernely-patak vízgyűjtőinek földtani térképe
Az azonos színű területek az ugyanazon közetfizikai csoportba tartozó formációkat jelölik, az egyes formációk eltérő sraffozásúak (BUDINSZKYNÉ et al 1999 alapján)



4. ábra A kőzetfizikai csoportokra jellemző egyirányú nyomószilárdság

Néhány földtani formáció kiterjedése olyannyira elenyésző volt, hogy messzemenő geomorfológiai párhuzamosításokra nem alkalmasak. A csoportosítás eredményeként azonban, az egyes formációk összevonásával, (néhány kivételtől eltekintve) statisztikusan is értékelhető területeket kaptunk (5. ábra). A következő kőzetfizikai csoportok kerültek kialakításra (2. melléklet).



5. ábra Az egyes kőzetfizikai csoportok területi kiterjedése km²-ben

4.1. Paleo-mezozóos kőzetfizikai csoportok

A paleo-mezozóos formációkat KOVÁCS SÁNDOR vizsgálta és dolgozta fel részletesen (KOVÁCS 1994). A kőzetek leírásánál – kiegészítve saját terepi tapasztalatokkal - az ő munkáit használtuk fel.

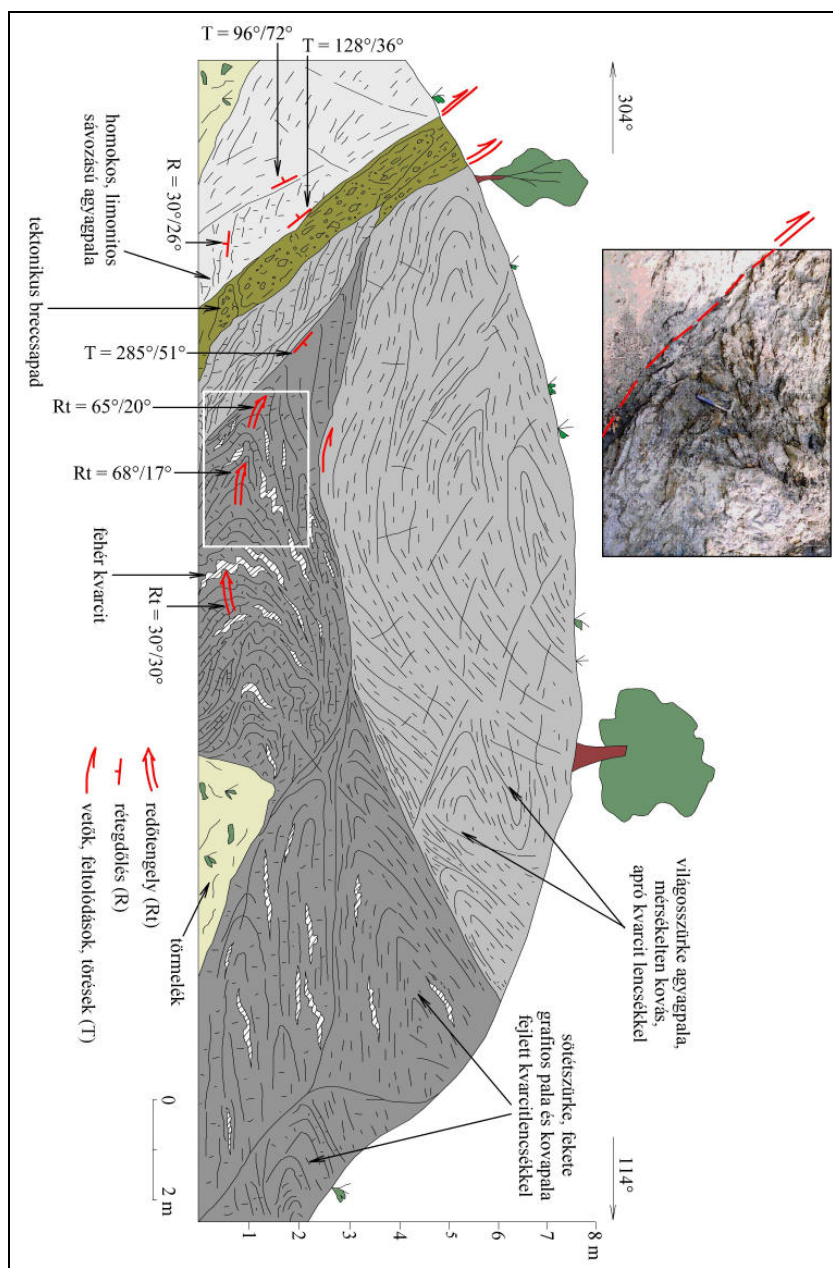
A *paleo-mezozóos sziliciklasztok* csoportja 6 földtani formációt tartalmaz és a vizsgált területnek közel 3,6%-át (8,159 km²) alkotja. Ide tartozik a **Rágyincsvölgyi Homokkő Formáció**, melynek anyaga nehezen törhető, szürke, vastagpados, palás kvarchomokkő (6. és 7. ábra). A szintén szürkés színű **Csernelyvölgyi Homokkő** finom-középszemcsés, tömeges ill. vastagpados megjelenésű, kovás kötésű, grauwacke típusú kőzet. Mindkettő az Upponyi-szigethegység déli részén tárul fel.



6. ábra A Rágyincsvölgyi Homokkő kemény kőzetanyaga meredek sziklákat alkot a felszínen

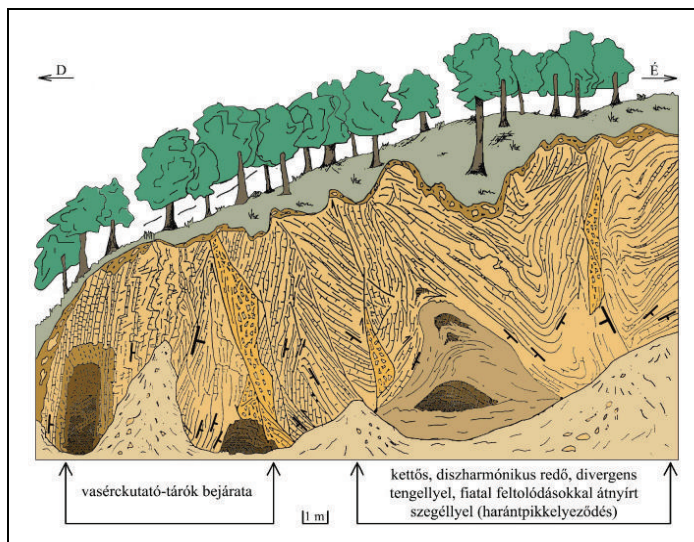


7. ábra Harántpalásság hatására hullámos kőzetfelület a Rágyincsvölgyi Homokkövön



8. ábra A Tapolcsányi Formáció szilur agyag- és kovapalájának feltárása a Nekézseny településen keresztülhaladó út mellett

A **Tapolcsányi Formáció** vas- és mangántartalmú agyagpala, kovapala ill. radioláriás lidit vékony, karbonátmentes rétegei alkotják az alaphegységi rög déli felét (8., 9. és 10. ábra). A Lázberci-víztározó K-i partján feltáruló **Éleskői Formációt** meszes-aleuritos agyagpala ill. pados, sávos mészkő olisztolitok építik fel. Az **Ablakoskővölgyi Formáció** rétegzett tarka homokkőből, lemezes mészkőből, agyag- és mészmárgaából álló rétegcsoport (PELIKÁN 2002), apró foltban jelenik meg a területen. A **Nekézsenyi Konglomerátum Formáció** vastagpados, homokkő- és agyagmárga-rétegekkel tagolt törmelékes üledék. Alapszelvénye a nekézsenyi vasúti bevágás (11. ábra).



9. ábra A Tapolcsányi Formáció pelágikus képződményei a dédestapolcsányi Festék-bánya vasérckutató-táróinak bejáratánál



10. ábra A XVIII. században Fazola Henrik az ómassai őskohóban olvasztott vasat a Tapolcsányi Formáció érc tartalmú agyag- és kovapala sorozatából



11. ábra A nekézsenyi vasúti bevágásban feltároló kréta konglomerátum



12. ábra Az Abodi Mésző két kőzetváltozatának makroszkópos fotója

A két vízgyűjtő területének 3,5%-át (7,993 km²) fedik a *paleo-mezozóos mészkövek*, 6 földtani formáció tartozik ebbe a csoportba. Az **Upponyi Mésző Formáció** (13. ábra) az Upponyi-szorosban tárul fel legszebben. Pikkelyszerű feltolódásának (14. ábra) anyagában uralkodó a fehér-világosszürke, vastagpados, kristályos mészkő. A Szendrői-hegységben is megtalálható **Abodi Mésző Formáció** az Upponyi vonulat D-i részén, a Lázbérci-víztározó mentén bukkan felszínre. A karbonátos összlet uralkodó anyaga fehér, kékesszürke, mállottan sárgásbarna, réteges-pados kifejlődésű, préseltsége miatt lemezes elválású, metatufitos mészkő (12. ábra). A **Lázbérci Formáció** (15. ábra) anyaga sötét kékesszürke, vékonyrétegzett-pados, néha lemezes mészkő és szürke, általában meszes agyapala váltakozása (PELIKÁN 2002). A terület DK-i szélén megjelenő **Nagyvisnyói Mésző Formáció** vékonypados fekete mészkő, márga és mészmárga közbetelepülésekkel, alsó részén dolomitosodott testekkel. A **Gerennavári és Gutensteini Mésző Formációk** már a mezozoikumot képviselik. Az előbbi világos- vagy sötétszürke mészkőpadokból áll, míg az utóbbit sötét bitumenes mészkő és dolomit váltakozása jellemzi.

Jelentéktelen kiterjedésű (0,17 km²) az egyetlen *paleo-mezozóos vulkanit* a **Strázsahegyi Formáció**. Anyagát főként mészsizappal keveredő, zöldesszürke, erősen karbonátos, bázisos kőzetek jellemzik. Alapszelvénye a nekézsenyi Harkatető (16. ábra).



13. ábra Az Upponyi-szoros gyengén karsztosodott mészkőfelszíne



14. ábra Az Upponyi Mészkő meredeken feltolt pikkelyei



15. ábra A Lázbérci-víztározó partján számos látványos gyűrődéses forma tárul fel, mint például a Lázbérci Mészkő redői



16. ábra A Strázsahegyi Formáció bázisos metavulkanitján létrehozott bánya
Nekézsenynél

4.2. Paleogén kőzetfizikai csoportok

A Hódos-patak vízgyűjtőjének jelentős részét (34,584 km²) alkotja a **Szécsényi Slír Formáció**, amely a *paleogén slír* elnevezést kapta. Finomtörmelékes litosztratigráfiai egység, kőzetanyaga uralkodóan zöldesszürke-sötétszürke, finomhomokos, csillámos, agyagos aleurit, amelyet agyagmárga, agyag, finomhomokkő közbetelepülések tagolnak. Nyíltvízi-normálsósvízi környezetben rakódott le (HÁMOR 1985).

A **Pétervásárai Homokkő Formáció** szintén a Hódos-vízgyűjtőjén bukkan a felszínre és 53,62 km²-es területet alkot. A *paleogén homokkő* csoportba egyedül ez a földtani formáció került, anyaga zöldesszürke, változó szemcseméretű, nagy keménységű, gyakran glaukonitos, agyagos homokkő (17. ábra). Keresztrétegzett, normál sósvízi, litorális-szublitorális sekélytengeri, valamint parti képződmények egyaránt megjelennek benne.



17. ábra A kemény, nehezen törhető Pétervásárai Homokkő feltárása a Gyepes-völgyben

4.3. Neogén kőzetfizikai csoportok

A *neogén aleuritok* közé 2 földtani formáció tartozik, amelyek együttesen a két vízgyűjtő 35,407 km²-ét (15,5 %) borítják. A **Zagyvapálfalvai Formáció** anyaga folyóvízi, ártéri lerakódású, főleg lilásvörös-zöldes-szürke aleurit, kovás cementációjú, csillámos, szürkésfehér homok, amelyben durvaszemű konglomerátum betelepülések is megjelennek. A **Bádeni Agyag Formáció** nyílt selen lerakódott, enyhén meszes agyag, agyagmárga. Finomszemű üledékek alkotják, amelyeknek rendkívül gazdag a puhatestű és foraminifera faunája. A Zagyvapálfalvai Formáció a Hódos-vízgyűjtő keleti, a Bádeni Agyag pedig a Csernely-vízgyűjtő nyugati felén jelenik meg.

A *neogén tufák* csoportja 3 földtani formációt tartalmaz. Felszíni elterjedésük a két vízgyűjtőn még így együttesen sem jelentős (3,786 km²), elszórtan, apró foltokban jelennek meg. A **Gyulakeszi Rioltuffa Formáció** („alsó-rioltuffa” szint) szürkésfehér színű, savanyú piroklasztikumokat foglal magába, a **Tari Dácittuffa Formáció** („középső-rioltuffa” szint) világosszürke-lilásvörös vulkanoszediment, míg a **Galgavölgyi Rioltuffa Formációt** („felső-rioltuffa” szint) változatos fácieskörnyezetben lerakódott rioltuffa, ignimbrít, agglomerátum és tufit alkotják.

4 földtani formáció került a *neogén (homokos) slírek* közé (79,387 km²). A **Salgótarjáni Barnakőszén Formáció** sötétszürke agyag-agyagmárga-kőzetliszt-homok-szenes agyag-barnakőszén változó, gyakran keveredő rétegsora, rioltuffa betelepülésekkel. Anyaga általában kézzel könnyen morzsolható. Az **Égeraljai Kavics**-ot az Egyházargergeri Formáció részeként is említi a szakirodalom. Partszegélyi, sekélytengeri, helyi mészkő és dolomit anyagú, alul homok, felfelé aleurit és agyag kötőanyagú kavics alkotja (18. ábra).



18. ábra Az Égeraljai Kavics típusfeltárása a Dédestapolcsány és Nekézseny közötti kavicsbányában, ahol egy tanösvény mutatja be a rétegsort

A Csernely-vízgyűjtő jelentős részét borító **Egyházasgergei Formációt** világosszürke, sárgásszürke, gyakran kereszttrétegzett, meszes-limonitos cementációjú homok, homokkő építi fel (19. ábra). A **Garábi Slír Formáció** nyíltvízi finomtörmelék, szürke, ciklikusan váltakozó homok, csillámos finomhomok, aleurit, agyag, agyagmárga alkotja (PELIKÁN 2002), anyaga kézzel nehezen morzsolható.



19. ábra Az Egyházasgergei Formáció erősebb és gyengébb cementációjú homokos rétegei jól elkülönülnek egymástól egy Sáta közeli bányá feltárásában

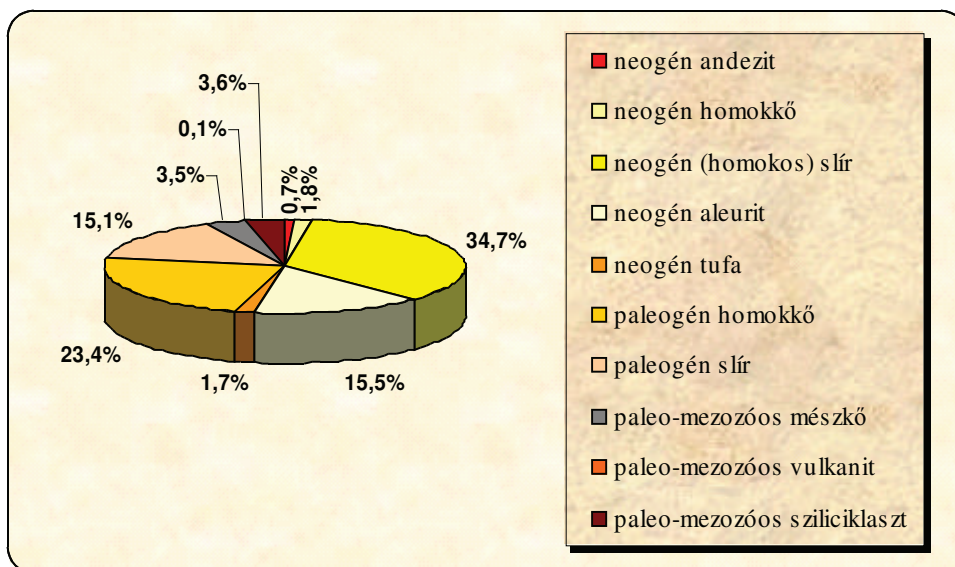
A *neogén homokkő* csoport 1 formációt tartalmaz, melynek elterjedése foltszerű a vizsgált területen (4,037 km²). A **Sajóvölgyi Formáció** tavi, folyóvízi és szárazföldi kavicsos, homokos, agyagmárgás üledékeket takar lignitrétegekkel váltakozva.

Szintén apró foltokban (1,708 km²) jelenik meg a **Dubicsányi Andezit Formáció**, amely a *neogén andezit* megnevezést kapta. Andezit-agglomerátumok, tufák, tufitok, piroxénandezit közzettestek és lávabreccsák építik fel (20. ábra).



20. ábra Eróziós tanúhegy Dédestapolcsány határában, amelyet a tetején települő Dubicsányi Andezit védett meg a lepusztulástól

Ebben a felbontásban kifejezésre juthatnak a kőzetek egyedi adottságai, az erózióknak való eltérő ellenállásuk, ami az anyagi jellegből adódó különböző konzisztenciális tulajdonságuknak, ill. a mikrotektonikai érettségből adódó repedezettségüknek köszönhető. Az egyes kőzetfizikai csoportok jó összehasonlítási alapot jelentettek a munkánk során (21. ábra). El kell azonban mondani, hogy akadnak egymáshoz nagyon hasonló tulajdonságokkal rendelkező csoportok, amelyeket a jövőben - a terület kiterjesztése mellett - érdemes lehet összevontan kezelni.



21. ábra Az egyes kőzetfizikai csoportok területi aránya a két vízgyűjtőn

5. KŐZETTANI ÉS SZERKEZETI ADOTTSÁGOK SZEREPE A VÖLGYHÁLÓZAT KIALAKULÁSÁBAN

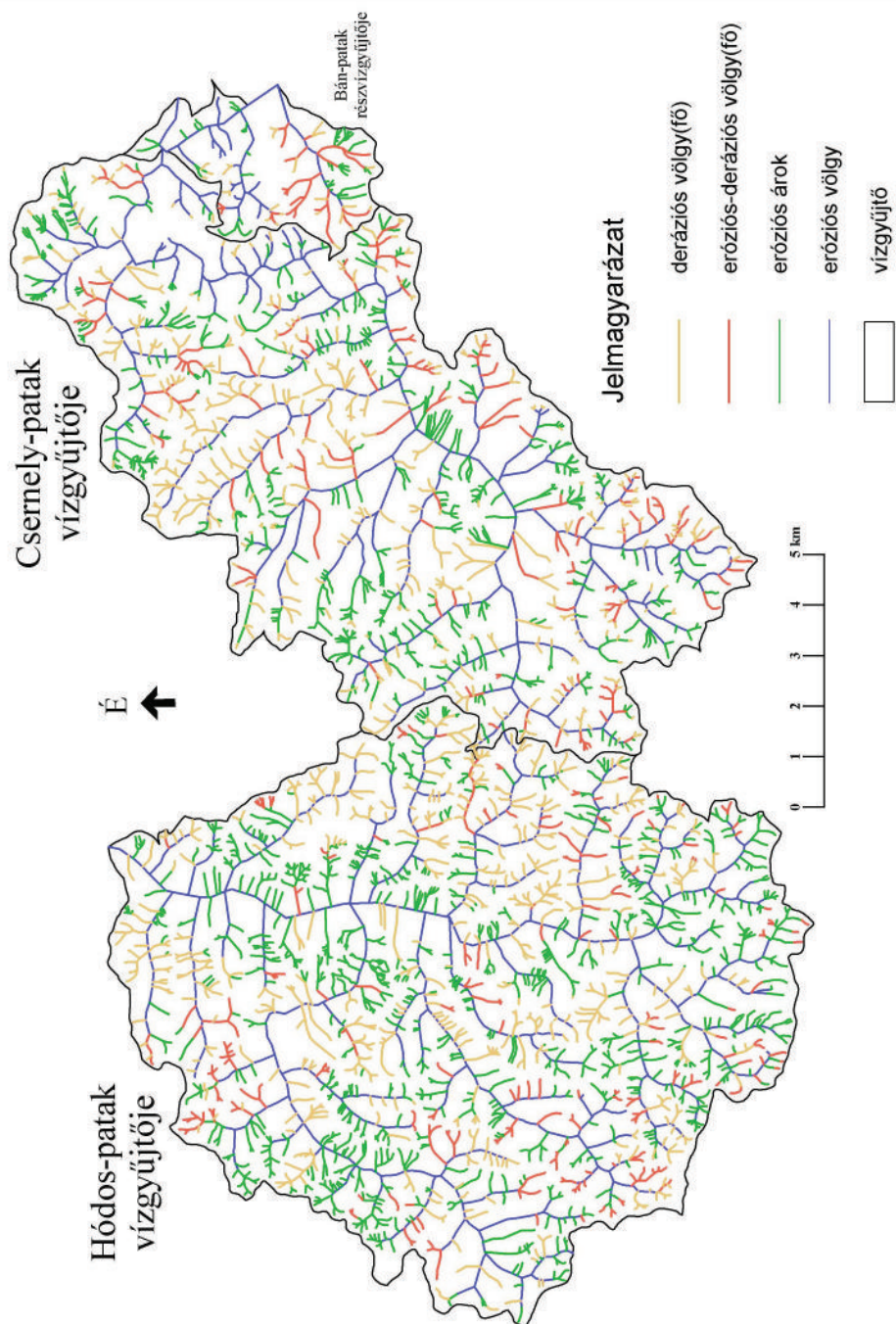
5.1. A völgsűrűség és a kőzetminőség kapcsolata

Egy terület domborzatának leírása során a vízszintes tagoltságot legjobban a völgsűrűségi értékekkel jellemezhetjük. Régóta elfogadott tény, hogy a völgyekkel való felszabdaltság mértéke egyben a felszínfejlődés és a kőzettani adottságok közötti szoros kapcsolatra is utal. Számunkra ezt leginkább a terepi bejárások konkrét tapasztalatai bizonyították. A kőzetek mind anyagi jellegükből adódó konzisztenciális tulajdonságuknál, mind mikrotektonikai érettségükből adódó repedezettségükönél fogva egyedi adottságokat mutatnak az erózióknak való ellenállásuk szempontjából. Fontosnak tartottuk, hogy a két vízgyűjtő területre vonatkozóan statisztikusan, vagyis számszerű adatokkal is alátámasszuk a kőzetminőség szerepét a völgyhálózat fejlődésében. Vizsgálati egységként a korábban már elkülönített és bemutatott kőzetfizikai csoportokat használtuk.

Először a digitális topográfiai térképen, az 1:10.000-es méretarányú térképlapok és terepi tapasztalatok alapján megrajzoltuk a két vízgyűjtő völgyhálózatát. Az elkészített térképen egy völgy ott ér véget, ahol a mélyvonalát jelentő szintvonal-görbület annyira kinyílik, hogy két oldalán a szintvonal futási iránya már 120°-nál nagyobb szöget zár be (SZABÓ 1999). Ezután a völgyeket eróziós, eróziós-deráziós és deráziós völgyekre, valamint eróziós árkokra különítettük (22. ábra). Sajnos ebben az esetben nem zárható ki teljesen a szubjektivitás, viszont a terület jelentős kiterjedése miatt és a nagyszámok törvénye alapján a kapott eredmények a valóságoshoz nagyon közel állnak.

Az eróziós típusba soroltuk a 20 méternél mélyebb, fluviális erózió formálta völgyeket. Az esetek jelentős részében ezekben ma nincs állandó vízfolyás. Eróziós árkoknak vettük a meredek oldalfalú, időszakosan vizet szállító, lineáris erózió formálta medreket, amelyek mélysége és szélessége 2 és 20 méter közé esik. Eróziós-deráziós völgynek neveztük azokat, amelyek formájuk alapján deráziós eredetre utalnak, de a lineáris erózió nyomai is fellelhetők bennük. Ezek egyfajta átmenetet képeznek, hiszen az eróziós és a deráziós folyamatok egyaránt részt vettek kialakításukban. Deráziósnak tekintettük azokat a széles, sekély, enyhé lejtőjű, tálalakú völgyeket, amelyek a barázdás erózió, a felszínleöblítés és a tömegmozgások együttes hatásának köszönhetően jöttek létre. Ezek gyakran a nagyobb eróziós völgyek völgyfőiben jelennek meg, és elsősorban periglaciális éghajlat alatt létrejött formák.

A völgyek tipizálása után külön kiszámítottuk az eróziós, az eróziós-deráziós és a deráziós völgyek, valamint az eróziós árkok sűrűségét minden egyes kőzetfizikai csoportra vonatkoztatva. A *paleo-mezozoós vulkanit*, a *neogén andezit*, a *neogén tufa* és a *neogén homokkő* csoportokat, elhanyagolható területi kiterjedésük miatt ki kellett zárunk a vizsgálatból (5. ábra). Bár értékeiket a



22. ábra A Hódos- és a Csernely-vízgyűjtő völgytípusai

táblázatban és a diagramokon feltüntetettük, a rájuk vonatkozó eredmények nem reprezentatívak, messzemenő következtetések levonására alkalmatlanok. A mérésekből a következő eredmények születtek.

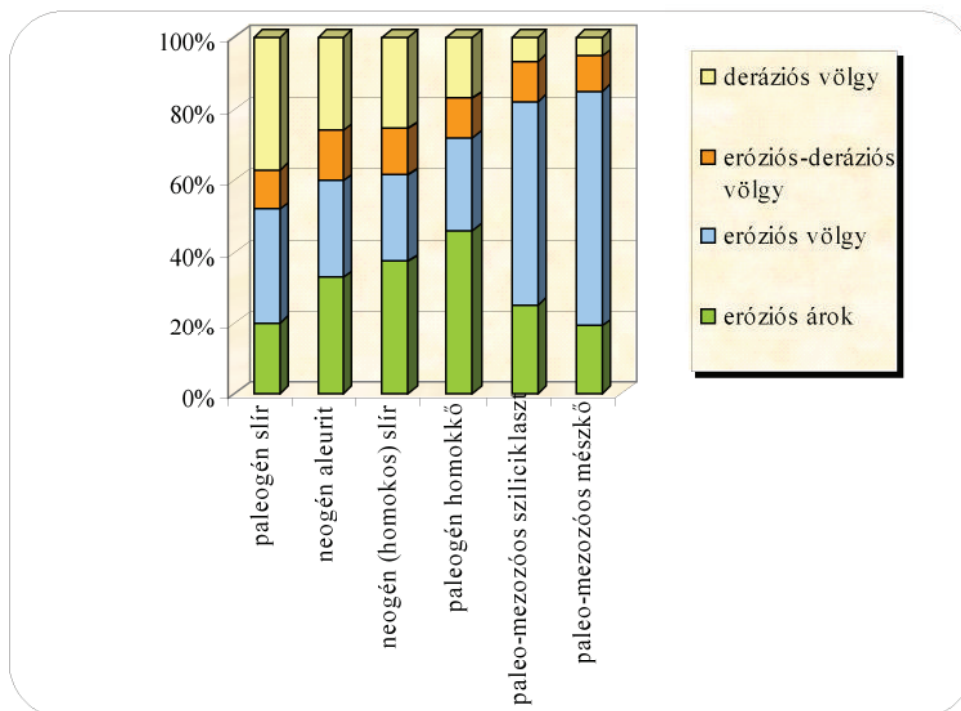
Az összesített völgsűrűségeket (az eróziós árkok figyelembe vétele nélkül) az 1. táblázat mutatja be. Ha a deráziós völgyeket nem vesszük számításba, akkor a legnagyobb völgsűrűségeket a paleo-mezozóos térszíneken mérhetjük ($2,9$ és $2,3$ km/km^2), míg a fiatalabb területeket az erózió kisebb mértékben szabdalta fel. Az idős felszínen mért értékek átlagát ($2,6$ km/km^2) összehasonlítva a SZABÓ JÓZSEF (SZABÓ 1982) által a Cserehát területén mért átlagértékkel ($1,33$ km/km^2), kétszer nagyobb adatokat kaptunk, ami utal az Upponyi-szigethegység tektonikai érettségéből is adódó erős tagoltságára. A deráziós völgyeket is figyelembe véve azonban változik a kép, és egyértelművé válik a derázió meghatározó szerepe a fiatalabb térszíneken. A paleogén és neogén törmelékes kőzetek esetében kapott völgsűrűségi értékek ($2,4$ km/km^2 , $2,5$ km/km^2 , $2,7$ km/km^2 , $3,8$ km/km^2) így már elérik, vagy felülmúlják az Upponyi-szigethegységben, valamint a Csereháton mérteteket. Sőt, a mintaterület horizontális tagoltsága – beleértve az oligocén-miocén dombsági területet is – alacsony középhegységeinkhez hasonlatos (pl.: Visegrádi-hegység – $2,9$ km/km^2 , Börzsöny: $2,8$ km/km^2 , Keleti-Cserehát: $3,1$ km/km^2 - ÁDÁM 1984).

kőzetfizikai csoport	eróziós és eróziós-deráziós völgyek összhossza	deráziós völgyek hossza	terület	völgsűrűség a deráziós völgyek nélkül (km/km^2)	völgsűrűség a deráziós völgyekkel együtt (km/km^2)
neogén andezit	-	0,3 km	1,7 km^2	-	0,2
neogén homokkő	1,7 km	1,2 km	4,0 km^2	0,4	0,7
neogén tufa	8,3 km	3,2 km	3,8 km^2	2,2	3,0
neogén aleurit	58,8 km	37,2 km	35,4 km^2	1,7	2,7
neogén (homokos) slír	118,8 km	82,3 km	79,4 km^2	1,5	2,5
paleogén homokkő	86,9 km	40,1 km	53,6 km^2	1,6	2,4
paleogén slír	70,9 km	61,5 km	34,6 km^2	2,1	3,8
paleo-mezozóos sziliciklaszt	23,8 km	2,3 km	8,2 km^2	2,9	3,2
paleo-mezozóos mészkő	18,1 km	1,2 km	8,0 km^2	2,3	2,4
paleo-mezozóos vulkanit	0,4 km	-	0,2 km^2	2,2	2,2

1. táblázat Az egyes kőzetfizikai csoportok völgsűrűségi értékei

Ha az eróziós árkokat is figyelembe vesszük, akkor válik igazán egyértelművé, hogy a paleo-mezozóos, ill. az oligocén-miocén törmelékes kőzetek alkotta felszín horizontálisan jelentős mértékben tagolt (*paleo-mezozóos sziliciklaszt*: 4,3 km/km², *paleogén slír*: 4,8 km/km², *paleogén homokkő*: 4,4 km/km², *neogén aleurit*, ill. *neogén slír*: 4-4 km/km²). A *paleo-mezozóos mészkő* területeken a szintén magas sűrűségi értékek mellett (3 km/km²) a terület vertikális továbbtagolódása a meghatározó, vagyis a völgyek főleg mélyülnek.

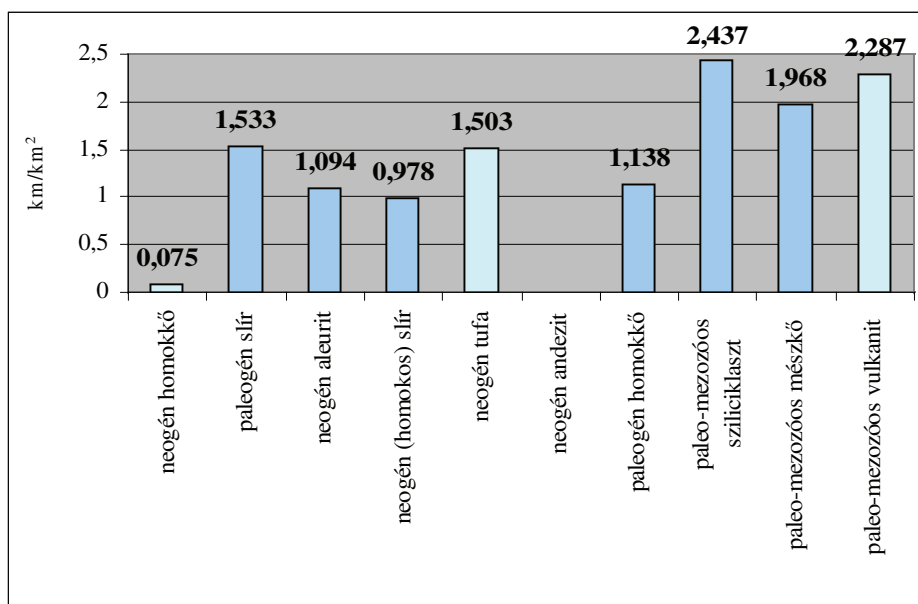
A 22. ábra térképén és később a diagramokon is kék színnel az eróziós, narancssárgával az eróziós-deráziós, míg sárgával a deráziós völgyeket jelöltük. Az eróziós árkok zöld színt kaptak. A 23. ábrán feltüntettük a különböző völgytípusok közetfizikai csoportonként jellemző megoszlását. Ezen is jól látható, hogy az idős területen elsősorban az eróziós völgyek a meghatározóak (*paleo-mezozóos mészkő*: 66 %, *paleo-mezozóos sziliciklaszt*: 57 %), ellenben a fiatal térszíneket főleg eróziós árkok (*paleogén homokkő*: 46 %, *neogén (homokos) slír*: 37 %, *neogén aleurit*: 33 %) és deráziós völgyek (*paleogén slír*: 37 %, *neogén (homokos) slír* és *neogén aleurit*: 26-26 %, *paleogén homokkő*: 17 %) tagolják.



23. ábra Az egyes völgytípusok megoszlása közetfizikai csoportonként

Ezután megnéztük az egyes völgytípusokhoz köthető sűrűségi értékeket külön-külön, szintén a közetfizikai csoportokat véve alapul. A diagramokon balról jobbra nő a kőzetek keménysége. (Halványabb színnel jelöltük a túlságosan kicsi területi kiterjedésű csoportokat.)

Először az **eróziós völgyek** előfordulási gyakoriságát vizsgáltuk meg (24. ábra). Legnagyobb völgyűrűséggel a paleo-mezozóos sziliciklasztos (2,4 km/km²) és karbonátos kőzetek (2,2 km/km²) rendelkeznek. A paleogén slír 1,5 km/km²-es értéke főleg annak köszönhető, hogy ezen fut keresztül a Hódos-patak fővölgye, ami kissé megemeli a völgyűrűséget a többi paleogén és neogén közetfizikai csoportéhoz képest. Ebben a tekintetben az idősebb térszínt (25. ábra) legalább kétszer olyan magas völgyűrűségi értékek jellemzik, mint a fiatalabb, törmelékes üledékes kőzetekből felépülő területeket.

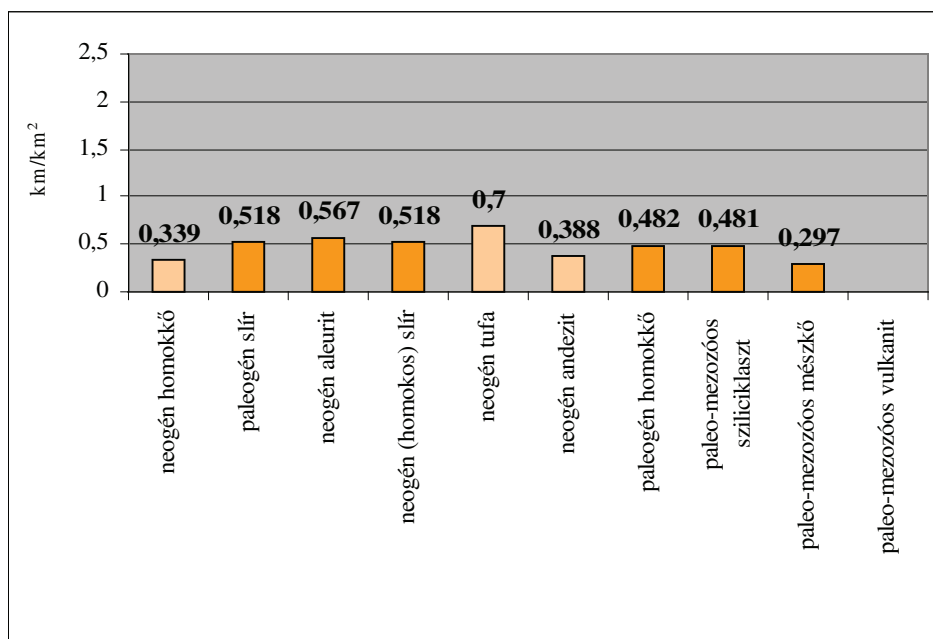


24. ábra Az eróziós völgyek sűrűsége közetfizikai csoportonként

Az **eróziós-deráziós völgyek** esetében (26. ábra) nem jelentkeznek igazán jelentős különbségek az egyes közetfizikai csoportok között. Ez bizonyára részben annak köszönhető, hogy a beosztásban van némi szubjektivitás és ezeknek a völgyeknek a legnehezebb az egyértelmű elkülönítése a többi típustól. Az eróziós völgyek és a deráziós völgyek közötti átmenetet képviselő eróziós-deráziós völgyek sűrűsége alacsonynak mondható. Az értékek 0,3 km/km² és 0,6 km/km² közé esnek mind az idős, mind a fiatal területeken.



25. ábra A ma is tartó emelkedés, és az eróziós bevágódás erőssége jól látható az Upponyi-szigethegység gyorsan mélyülő eróziós völgyeiben



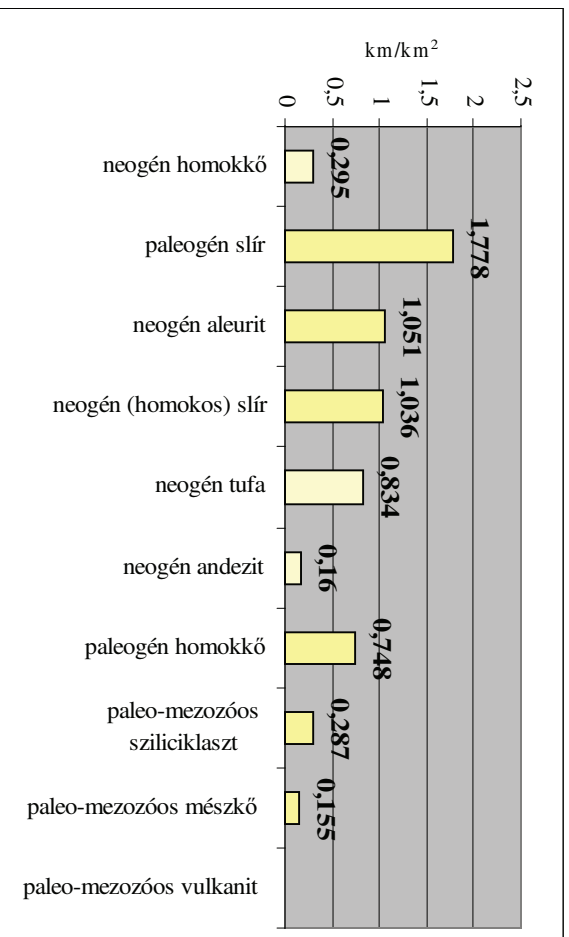
26. ábra Az eróziós-deráziós völgyek sűrűsége kőzetfizikai csoportonként

A **deráziós völgyek** (27. ábra) szerepe nem elhanyagolható, és elsősorban a paleogén-neogén területek felszíni formakincsében meghatározóak (28. ábra). Gyakran jelennek meg az eróziós völgyek völgyfőiben is. Mint az a fejezet elején már kiderült, lényegesen megnöveli a völgsűrűségi értékeket, ha ezeket is figyelembe vesszük. Pedig azt sem szabad elfelejtenünk, hogy a deráziós völgyek esetében nem mindig a hosszúságuk a legjellemzőbb paraméter, főleg ha deráziós tálakról van szó. A paleogén slíren mértük a legmagasabb deráziós völgsűrűséget ($1,8 \text{ km/km}^2$), de a neogén aleurit és a neogén (homokos) slír sem maradnak sokkal alatta ($1,1 \text{ km/km}^2$, $1,0 \text{ km/km}^2$). Ellenben a paleo-mezozóos felszínen jóval ritkábban fordul elő ez a típus ($0,2 \text{ km/km}^2$, ill. $0,3 \text{ km/km}^2$). Megállapítható tehát, hogy a kőzetek puhábbá válásával nő a deráziós völgyek sűrűsége, vagyis kimutatható egyfajta összefüggés a kőzetek konzisztenciája és a deráziós völgyek előfordulási gyakorisága között.

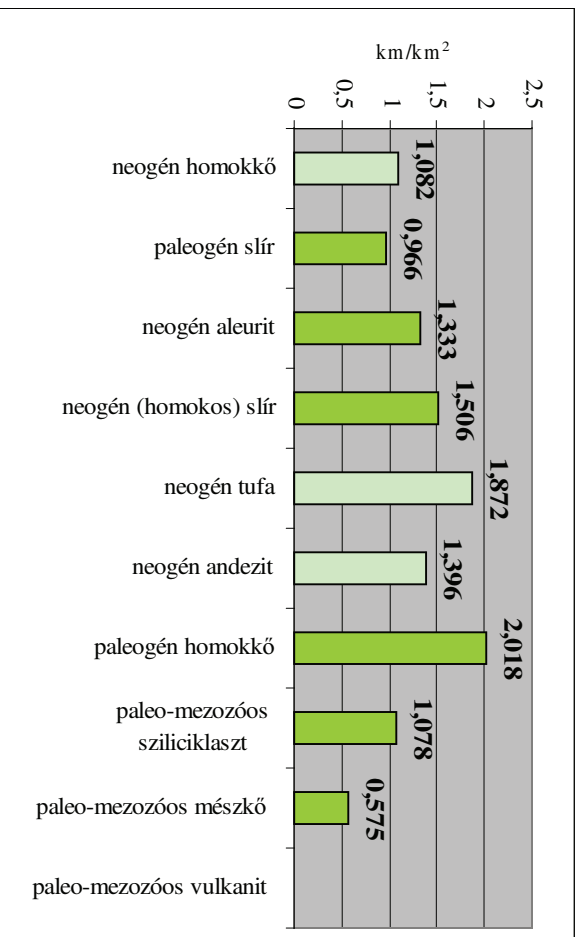


27. ábra Deráziós tálak és völgyek szabdalta felszín Sátától nyugatra

Az eróziós árkok (29. és 30. ábra) leggyakoribbak a paleogén homokkőből felépülő területeken (2 km/km^2). Szintén magas értékeket kaptunk a neogén (homokos) slír ($1,5 \text{ km/km}^2$), valamint a neogén aleurit esetében ($1,3 \text{ km/km}^2$). A kőzetek keményebbé válásával egy ideig nő, majd csökken az eróziós árok sűrűség.



28. ábra Az derivációs völgyek sűrűsége középfizikai csoportonként



29. ábra Eróziós árok sűrűség középfizikai csoportonként



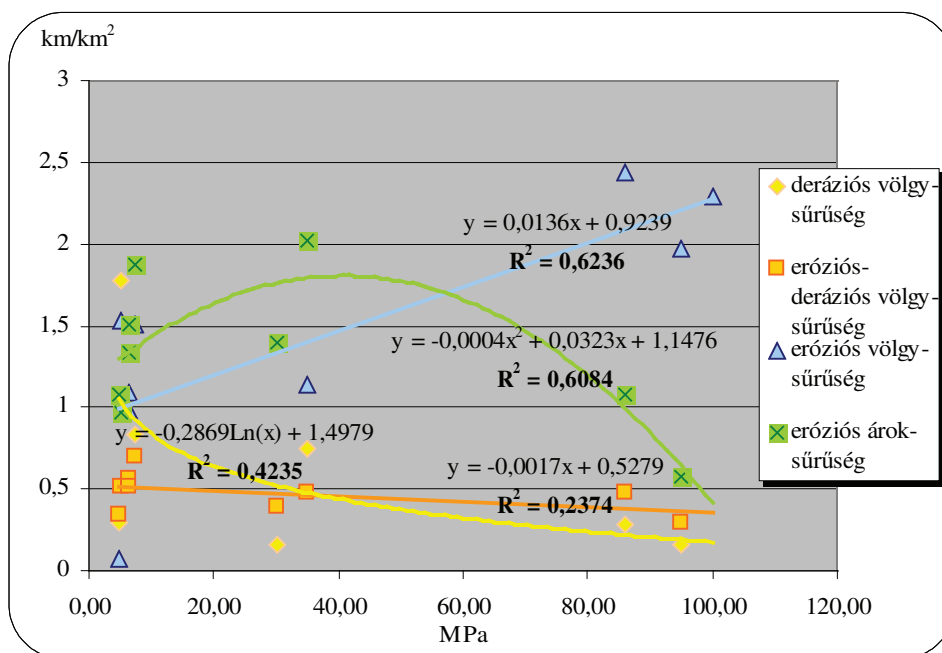
30. ábra Eróziós árok az Upponyi-szigethegység tetőrégiójában, amelyet az egykoron a hegység egészét befedő miocén üledékek egy apró foltja alkot

Végül számszerűsítettük az összefüggést a völgsűrűségek és a kőzetek keménysége között (31. ábra). A számításnál figyelembe vettük a nem reprezentatív területi kiterjedésű kőzetfizikai csoportokat is, hogy megfelelő mennyiségű adatunk legyen. Ha ezeket elhagyjuk, erősebb összefüggéseket kapunk, így viszont a mintaszám túl alacsony. Az elemzés során mindenesetre zárójelben, *dőlt betűvel* feltüntettem ezeket az értékeket is. Az egyértelmű bizonyításhoz nagyobb területre lenne szükség, de az összefüggések megléte és jellege így is szembetűnő.

Az eróziós völgyeknél lineáris regressziót alkalmaztunk. Ebben az esetben valószínűsíthető az összefüggés, vagyis a kőzetek keménysége meghatározó tényező az eróziós völgyek sűrűsége tekintetében ($R^2=0,6236$ és $R^2=0,7071$). Ahogy nő a keménység, úgy nő az eróziós völgsűrűség is. A deráziós völgyeknél logaritmikus regressziót használtunk, de még így sem egyértelmű az összefüggés, $R^2=0,4235$. Ez feltehetően annak köszönhető, hogy egyrészt a deráziós völgyek kialakulása összetett folyamat, másrészt rendkívül zavaró tényezőt jelentenek a nem reprezentatív minták. Ezeket figyelmen kívül hagyva a deráziós völgsűrűség exponenciálisan csökken a kőzetek keményebbé válásával ($R^2=0,9367$). Ahogy várható volt, az eróziós-deráziós völgyeknél gyenge a korreláció ($R^2=0,2374$ és $R^2=0,6394$). Az eróziós árkok esetében a polinomiális függvénykapcsolat bizonyult

megfelelőnek. A korrelációs együttható szerint van összefüggés a kőzetek keménysége és az eróziós árkok sűrűsége között ($R^2=0,6084$). A kőzetek keményebbé válásával egy ideig nőnek, majd pedig csökkennek a sűrűségi értékek ($R^2=0,9058$).

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a kőzetminőség meghatározó szerepe a völgyfejlődésre a völgsűrűségi értékekben és a korrelációs együtthatókban is kifejezésre jut. Jól elkülönülnek a kőzetfizikai csoportok a sűrűségi értékek, ill. a völgytípusok dominanciája szerint. A leghatározottabb összefüggést az eróziós völgyek esetében tudtunk kimutatni, ezek az idős térszíneken a legjellemzőbbek. A deráziós völgyeknél a kőzetek puhulásával nő a sűrűségi érték, de az összefüggés nem szoros, hiszen nagyon sok tényező befolyásolja a kialakulásukat. Az eróziós árkoknál egy bizonyos szilárdsági értékig (35 MPa) nő, majd csökken az árok-sűrűség. Az eróziós-deráziós völgyeknél érvényesült leginkább a beosztásbeli szubjektivitás, az egyes kőzetfizikai csoportokra nagyon hasonló értékek jellemzőek.

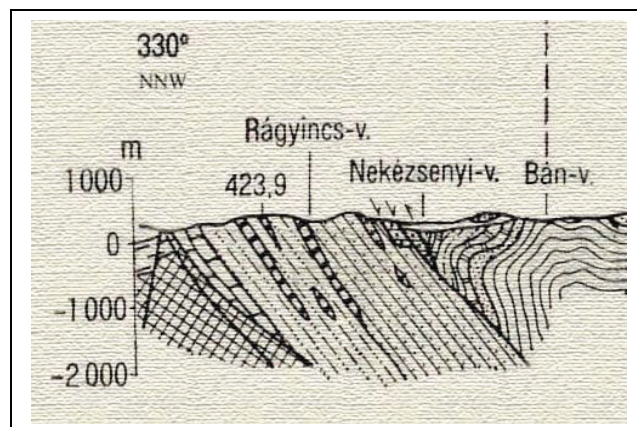


31. ábra A völgsűrűségek és az egyirányú nyomószilárdság korrelációja

5.2. A völgyfejlődés és a tektonika kapcsolata

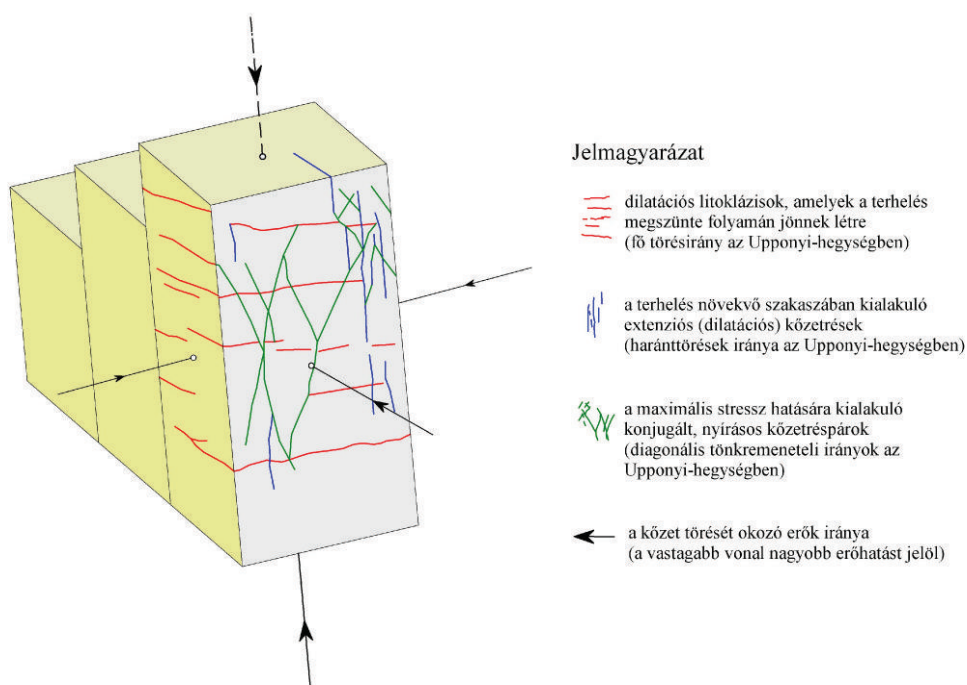
A szerkezeti adottságok és a völgyfejlődés közötti kapcsolat vizsgálata során a következő kérdésekre kerestünk választ. Milyen szoros összefüggés mutatható ki a terület völgyeinek lefutási iránya, ill. a kimért szerkezeti irányok között? A különböző korú képződményeken tapasztalható összefüggések erőssége mennyiben tér el egymástól? Bizonyítható-e az aljzat törésvonalainak átöröklődése a fiatal molassz üledéksor rétegeire?

A terület nagyobb völgyeinek tektonikus eredetével már többen is foglalkoztak. SCHRÉTER ZOLTÁN szerint a bántapolcsányi fővölgy (ma a Lázberci-víztározó völgye) ÉÉNy-DDK-i irányú haránteltolódási vonalnak felel meg (SCHRÉTER 1945). PANTÓ GÁBOR az Upponyi-szigethegység teljes üledékösszletének erős tektonikai igénybevételéről ír (PANTÓ 1945). LÁNG SÁNDOR megállapította, hogy a Bükk északi és északkeleti előhegységét DNy-ÉK-i irányú árkos teraszos völgyek tagolják, és az egyes völgyek közötti tönkdarabok ÉNy-i lejtője rövid és meredek, a DK-i pedig hosszú és lankás (LÁNG 1953). PEJA GYÖZŐ egyik tanulmányában a Bán-völgy tektonikus eredetéről beszél (PEJA 1956/a). DÉR ISTVÁN a Csernely-völgygel kapcsolatban írja, hogy „a lágyabb anyagban (agyagpala) csapásirányban vágta be magát a patak, a keményebb, ellenállóbb kőzeten (mészkő) a rövidebb úton, csapásirányra merőlegesen alakult a völgy” (DÉR 1957). A teljes völghálózat részletes elemzésével azonban eddig még nem foglalkoztak. A két vízgyűjtőn - elsősorban az upponyi paleozoikum alaphegységi területén - végzett mikrotektonikai és völgyirány-statisztikai méréseink területünk völghálózatának fejlődésére nézve a fent említett képet jól látható módon alátámasztják. A hegység szerkezetét a 32. ábra mutatja be.



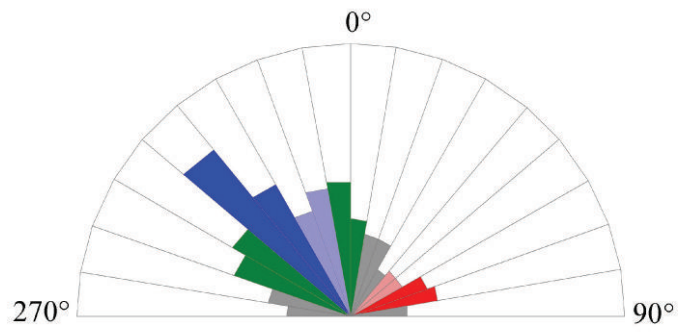
32. ábra Az Upponyi-szigethegység szerkezete BALOGH KÁLMÁN földtani szelvényén (BALOGH 1964)

26 bányafalon, feltáráson vagy útbevágásban 640 mérést végeztünk. A törési felületek dőlésirányát mértük bányászkompasszal, majd ebből számoltuk a csapásirányokat. A szerkezeti irányokat értelmeztük, majd az eloszlásokat csillagdiagramon ábrázoltuk. A diagram felső két negyedére vonatkoztattuk az értékeket, vagyis összevontuk az egymástól 180°-ban eltérő irányokat. A mérési adatokat minden esetben a közetmechanikai törési vizsgálatok tapasztalataival összhangban, a töréses tektonika szempontjainak megfelelően, genetikailag értelmeztük (33. ábra).

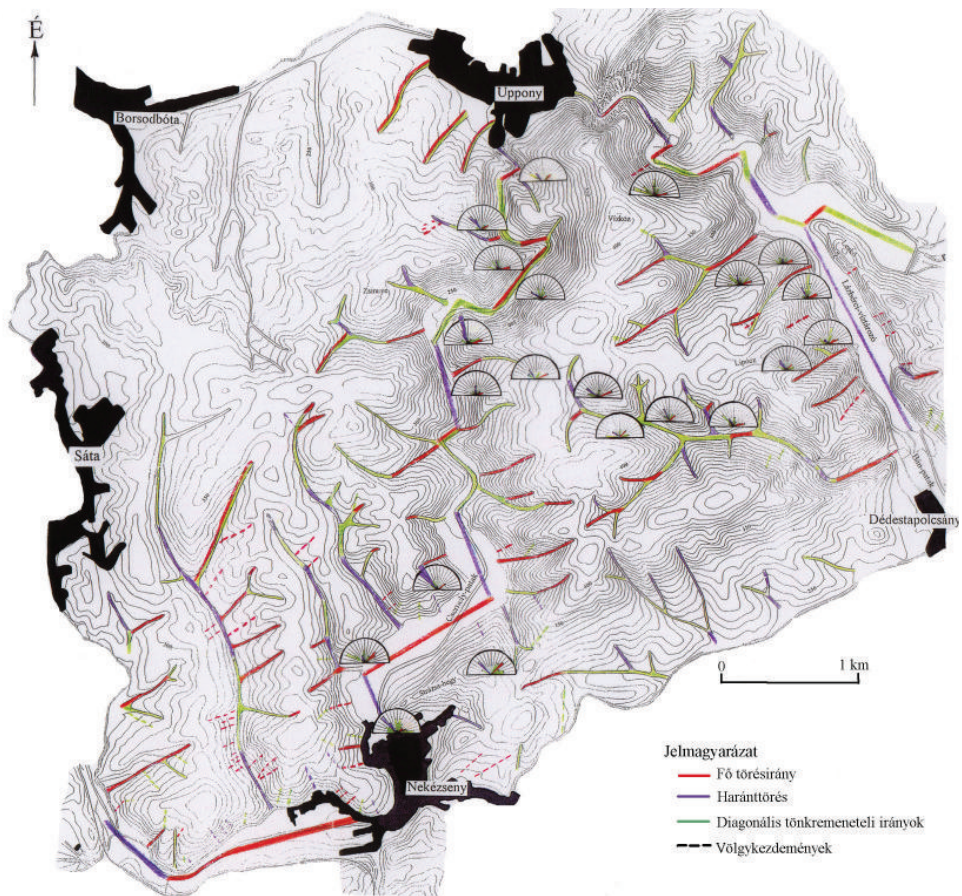


33. ábra Az egyszeri stressz hatására kialakuló kőzetrésrajok Solnhofeni, júra mészkő egy hasábján (BÁLDI 1994 alapján)

Első fázisban az Upponyi-szigethegységet és közvetlen környezetét vizsgáltuk meg, melynek során a mérési pontok körzetébe eső völgyek, völgykezdemények genetikai értelmezésénél mindig a legközelebb eső 3-4 csillagdiagram adataiból számítható átlagértéket vettük alapul. Piros színnel ábrázoltuk a pikkelyes-pásztás feltolódások fő törésirányait, az erre merőleges haránttöréseket kézzel, míg a töréses tektonikából adódó diagonális tönkremeneteli irányokat zölddel jelöltük (34. ábra). Ebben a munkafázisban a paleo-mezozóos alaphegységi és a környező miocén üledékes területeket hasonlítottuk össze.



34. ábra Az Upponyi-szigethegységben kimért szerkezeti irányok



35. ábra A völgyek tektonikai preformáltsága az Upponyi-szigethegységben végzett mérések alapján

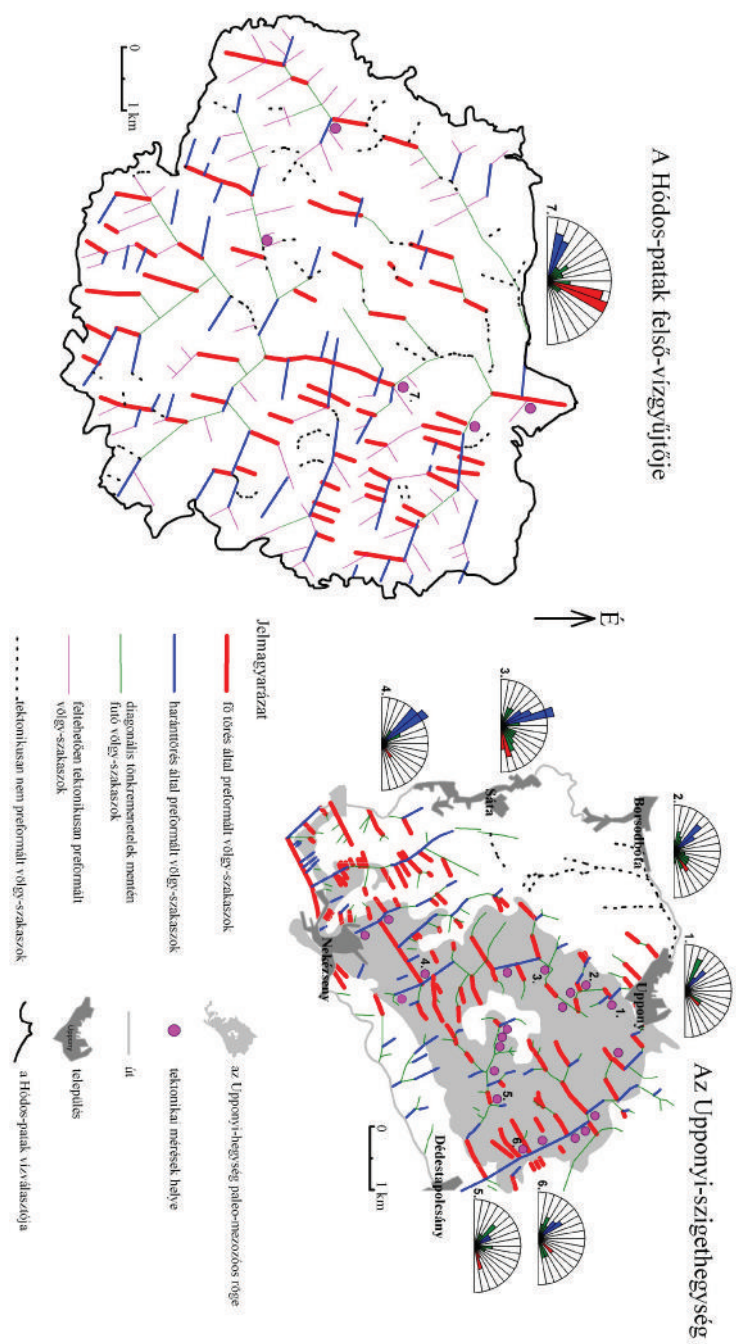
Az eredmények jó egyezést mutatnak más kutatók bükki szerkezet- és paleomágneses vizsgálataival (pl. MÁRTONNÉ 1989). Az Upponyi-szigethegység szerkezeti alapformáit az ÉÉNy-i vergenciájú, meredekállású pikkelyek és redők képviselik (KOVÁCS 1994). A hegység fő csapását meghatározó ÉK-DNy-i irányú szerkezeti vonalak, konzekvensen párhuzamos helyzetben követik egymást és a pikkelyes *feltolódások* fő vetődési síkjainak irányát jelölik ki. Mint az Upponyi-szoros bizonyos szakaszainak lefutása (ÉNy-DK) és a hegység K-i, ill. Ny-i határai is jelzik, a pikkelyező mozgások a paleozoos küszöb területén csak bizonyos szakaszokon belül voltak egységesen jellemezhetők. Így a fő feltolódásra merőleges *haránttörések* mentén elkülönülő részek szakaszokra tagolják a pikkelysávokat. Az erőteljes térrövidülések és az ebből következő gyűrődések, feltolódások során a terhelést felvevő merev közzetekben a szöveti bélyegeken (palásodás) kívül egy *diagonális tönkremeneteli töréshálózat* is kialakult (35. ábra).

A kapcsolatok jellege a természeti alapadottságoktól függően területtípusonként más és más. Megállapítottuk, hogy az alaphegység völgyhálózatának kialakításában kiemelkedő szerep jut a fő feltolódási frontoknak, a haránttöréseknek és az egyik diagonális iránynak. A két diagonális tönkremeneteli irány közötti látható funkcionális különbség feltehetően a hegységtömeget ért, DNy-ról érkező nyomás hatásaként állt elő. Az alaphegységi területen a fő szerkezeti és diagonális tönkremeneteli irányok egyaránt kifejezettek a völgyhálózatban, a feltolódások menti völgyirányok látható dominanciája mellett. A völgyek 100 %-a szerkezeti vonalat követ, ebből 35 %-a fő törési (pikkelyfront), 22 %-a haránttörés, míg 43 %-a diagonális irányok mentén fut (35. ábra).

A völgyirányok a miocén előtérén nagyobb szórást mutatnak, a tektonikus vonalak menti preformációk itt másodrendű szerepet kapnak. Ez egyrészt azzal magyarázható, hogy üledékes sorozatokban a szerkezeti irányok is jobban szórnak, másrészt, hogy laza üledékekben egyéb, a tektonikától független, helyi adottságok is nagyobb szerepet játszhatnak (pl. növényzeti borítottság, vízvezető és vízzáró rétegek lefutása stb.) a völgyképződésben. Ezt bizonyítja az a tény is, hogy a molassz térszíneken megnő a deráziós völgyfejlődés jelentősége.

Második fázisban további eredményekhez jutottunk azzal, hogy kiterjesztettük a területet és összehasonlító tektonikai méréseket végeztünk a Hódos-patak vízgyűjtőjének felső részén, oligocén, ill. miocén képződményeken. A korábbi vizsgálatokhoz hasonlóan a fiatal üledékes térszínen az alaphegységi területhez képest kisebb mértékű a völgyek szerkezeti preformációja, viszont jóval szorosabb összefüggés mutatható ki, mint az Upponyi-szigethegység környezetében települő miocén üledékek esetében (SZALAI et al 2002).

A Hódos-patak felső vízgyűjtőjén kimérhető ÉÉK-DDNy-i csapásirányú fő törések feltehetően a Darnó-törésrendszer pikkelyes-pásztás feltolódási mozgásaival hozhatók kapcsolatba. Az erre merőleges haránttörések szerepe szintén fontos, és itt is megjelennek a diagonális tönkremeneteli irányok. A völgyek mintegy 80%-a egyértelműen köthető valamely szerkezeti irányhoz



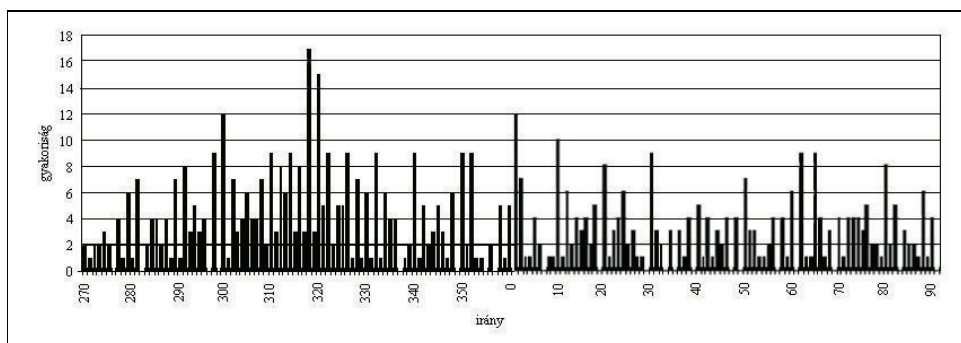
36. ábra Völgyek tektonikai preformációja a felső Hódos-vízgyűjtőn és az Upponyi-szigethegységben

(36. ábra). Ez a magas érték arra enged következtetni, hogy a töréses tektonika szerepe a recens völgyfejlődésben a Hódos felső vízgyűjtőjén nem elhanyagolható. A szerkezetileg preformálnak bizonyult völgyek 26%-a köthető a fő feltolódási frontokhoz, 24 %-a haránttörésekhez, míg 50%-a követi a diagonális szerkezeti irányokat (DEMETER 2003). Vagyis az alaphegységi tektonika jelentősebb törései a kainozóos üledéksorra is ráöröklődnek és meghatározó jelentőséggel bírnak a völgyfejlődésben, de láthatóan nő a szerepe az egyéb lepusztulást meghatározó tényezőknek (litológiai felépítés, általános lejtésirány).

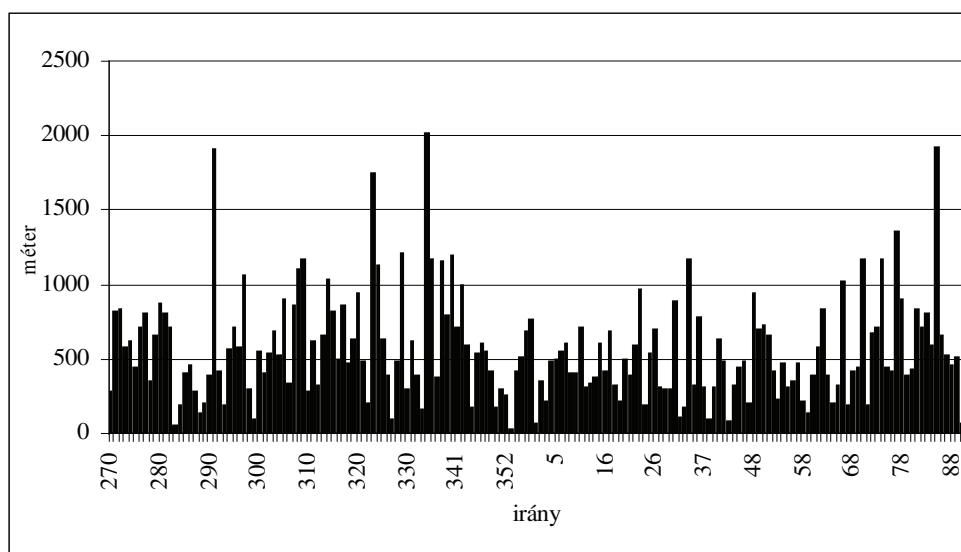
A harmadik munkafázis során a fent ismertetett mérési eredményeket próbáltuk statisztikusan összevetni a teljes Csernely- és Hódos-vízgyűjtő völgyhálózatának irányjaival. Ehhez a digitalizált völgyeket az irányváltásoknál szakaszokra tördeltük, majd diagramon ábrázoltuk az eredményeket. Ebben az esetben egy, a Darnó-törésövtől K-re (37. és 38. ábra) és egy, attól Ny-ra fekvő részre (39. ábra) bontottuk az összterületet, ezeket hasonlítottuk össze. A K-i terület tektonikája jól ismert (Upponyi-szigethegység), míg a Ny-i területre vonatkozóan hiányosabbak az adatok (Hódos-vízgyűjtő és a Csernely-vízgyűjtő Ny-i része).

Az Upponyi-szigethegység északi és keleti részén végzett mikrotektonikai mérések összesített eredményét a 37. ábra mutatja be. Meg kell itt említenünk, hogy nem mindegyik fő szerkezeti irány rajzolódik ki egyértelműen. Ez annak köszönhető, hogy a mérési helyszíneken a fő feltolódási frontok nagy számban nehezen mérhetők, a diagonális tönkrementelek pedig elég nagy szórást mutatnak. A fő irányok tekintetében a terület különböző részein a bonyolult felépítésnek és szerkezeti mozgásoknak köszönhetően néhány fokos eltérés jelentkezik, ami a statisztikus kiértékelés körültekintő használatát tette szükségessé. A Hódos-vízgyűjtőn kevés olyan feltárást találtunk, ahol mérni lehet, így ennek eredményeit nem tartottuk helyesnek statisztikusan elemezni. Itt inkább a völgyirányokból próbáltunk következtetni az aljzatról a fedőüledékekre átöröklődött jellemző tektonikai irányokra. A völgyek esetében ugyanúgy jártunk el, mint a tektonikai irányoknál, vagyis összevontuk őket 270° - 360° és 0° - 90° közé.

A Darnó-törésövtől K-re, vagyis az Upponyi-szigethegység környezetében a fő feltolódási frontok KÉK-NyD Ny-i csapásúak. Méréseink tanúsága alapján ez 60° - 80° közé esik, de a völgyirányokban a 85° -nál jelentkező csúcs a még ehhez köthető (38. ábra). Mind a mérésekből, mind a völgyirányokból jól látszik a haránttörések futása, ami a 320° környékére eső csúcsokkal jellemezhető (37. és 38. ábra). A haránttörésre ideális esetben szimmetrikusan kialakuló diagonális tönkrementési irányok is nyomozhatóak a két diagramon. Diagonális irányoknak a völgy-szakaszoknál a 291° és a 334° -os csúcsot tekinthetjük. (A fentebb már említett nagyobb szórás miatt a tektonikai mérésekből a diagonális irányok egyértelműen nem tűnnek ki.)

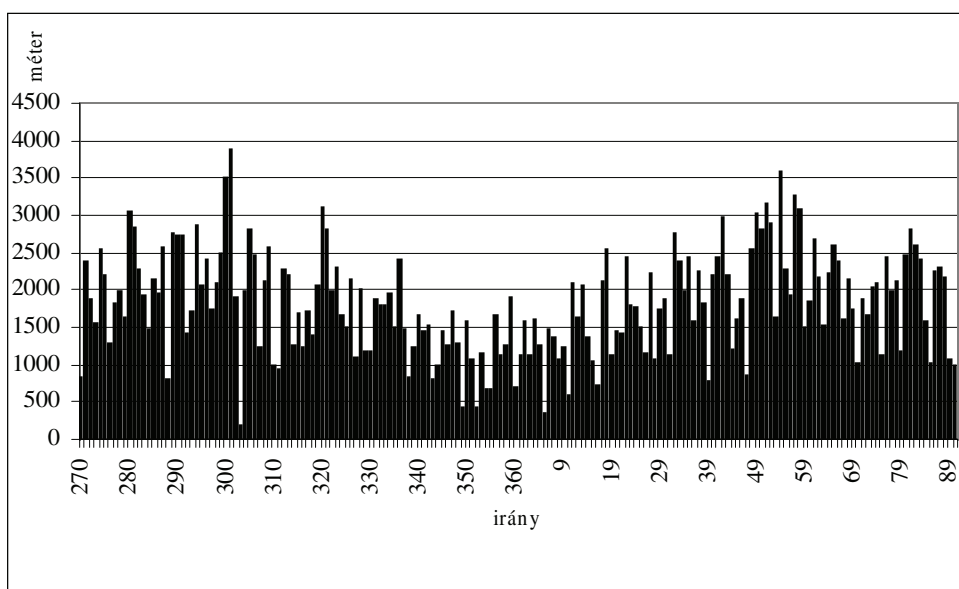


37. ábra A Lázberci-víztározó mentén és az Upponyi-sorozatban mért tektonikai irányok gyakorisága



38. ábra Völgyszakasz-hosszak megoszlása a Darnó-törésvonalra keletre

A Darnó-vonaltól Ny-ra eső terület völgyeit elemezve megállapíthatjuk, hogy a fő törésirány 50-60° között jelölhető ki, erre merőlegesen, bár kissé eltolva jelentkezik a haránttörés 300-301°-nál. A merőlegeshez képesti eltolódás a Darnó-törésvonal közelségének és az abból adódó bonyolult tektonikai képnek köszönhető. A haránttörésre teljesen szimmetrikusan meghatározóak a diagonális irányok 280° és 320° környékén (39. ábra). A Hódos-felső vízgyűjtőjének vizsgálatakor mért fő törésirány csapása ettől egy kissé eltér (30°-40°), ami megint csak utalhat a nem egységes mozgásokra, valamint az egyéb, tektonikától független tényezők hatására.



39. ábra Völgyszakasz-hosszak megoszlása a Darnó-törésövtől nyugatra

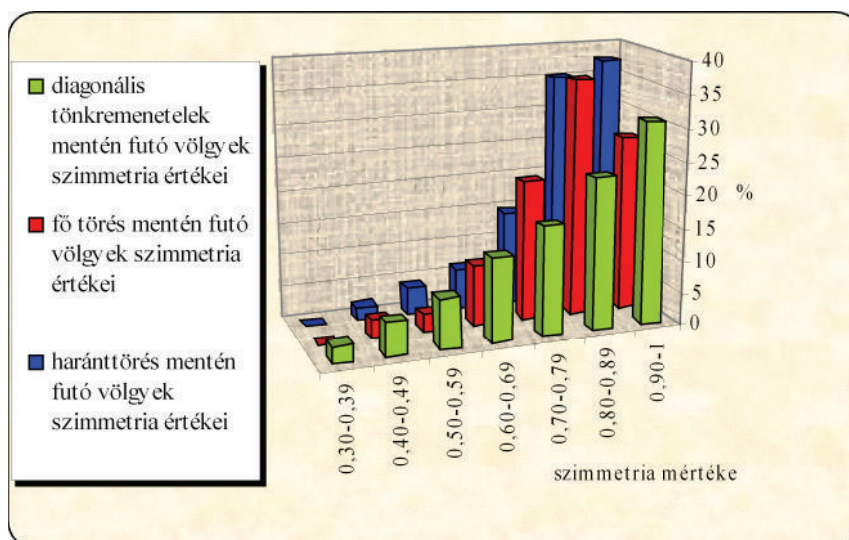
Összességében elmondhatjuk, hogy a szerkezeti irányok nyomon követhetők a felszín völgyhálózatában is. A tektonikai preformációt elsősorban az alaphegységi terület völgyeinél találtuk meghatározónak. Az oligocén-miocén előterek völgyei között is találtunk szerkezeti irányokat követő völgyeket, itt azonban kisebb mértékű a tektonikai meghatározottság. Ezeken a területeken a völgyirányok nagyobb szórást mutatnak, számos völgy futása tektonikusan nem preformált.

5.3. A völgyfejlődést kísérő morfofáciesek

A pleisztocént kísérő völgyfejlődés fő vonásaiban tektonikai alapvonalakhoz igazodva, a kőzetminőség helyi anomáliáitól befolyásoltan ment végbe. Ennek további igazolására megvizsgáltuk és tipizáltuk a völgyek morfofácieseit. A más kutatók (SZABÓ 1982) által kissé eltérő értelemben használt morfofácies kifejezést a völgyfejlődés mikrokörnyezeteinek leírásához választottuk. Eszközként részint a mások (SZABÓ 1982, VIDRA 1998) által már alkalmazott völgyi szimmetria vizsgálatokat, részint pedig egy az alaphegységi térszínen fejlődő, jól lehatárolható vízgyűjtő terület, a Rágyincs-völgy részletes terepi vizsgálatát jelöltük meg.

5.3.1. Szimmetria vizsgálatok

Az Upponyi-szigethegység három fő, szerkezeti vonal mentén kialakult völgytípusának (fő törés - pikkelyfront, haránttörés, diagonális tönkrementelek) a lejtőszög-szimmetria viszonyait mintegy 200 völgykeresztzelvény vizsgálatával végeztük el. Munkahipotézisünk szerint a pikkelyes feltolódások pikkelyháti és pikkelyfronti oldalának statisztikusan érzékelhető aszimmetriát kell eredményeznie, míg a haránttöréseknél ilyen nem jelentkezik. Az eredetileg, laposan dőlő, de sűrű litoklázisrendszert előidéző diagonális törésrendszerek mentén létrejött völgyszakaszok szimmetriaviszonyait előre becsülni nem lehetett. A szimmetria vizsgálatoknál mindig a nagyobb értéket vettük osztóként, ezzel 0 és 1 közé konvertálva az adatokat, s megkönnyítve az összehasonlítást.



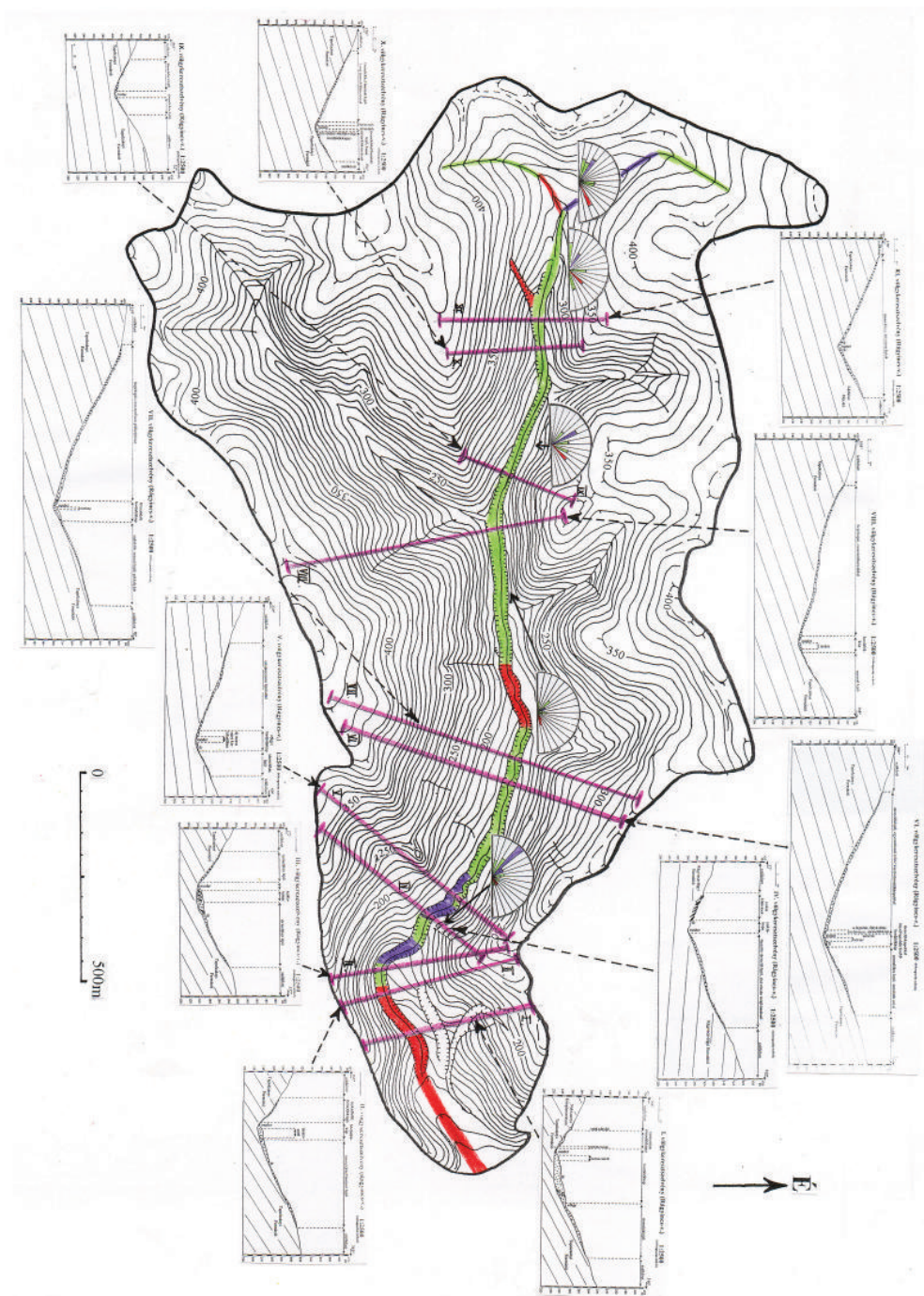
40. ábra A szerkezeti vonalak mentén kialakult völgyek szimmetria foka

A 40. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy bár a völgyek nagyobb része közel szimmetrikus megjelenésű, teljesen szimmetrikus völgyoldalak csak ritkán fordulnak elő. A feltolódási frontok, vagyis a fő törés mentén futó völgyek esetében megjelennek ugyan az aszimmetrikusabb keresztmetszetek (0,6-0,8), de az elvárásoktól eltérően a szimmetriához közeli 0,8-0,9-es értékek dominálnak. A haránttörések mentén kialakult völgyek, völgyszakaszok lejtői szimmetrikusabb megjelenésűek, itt már egyértelműen az 1-et megközelítő értékeknél van a csúcs. A diagonális törések esetében mutatkozó nagyobb szórás feltehetően annak a ténynek tulajdonítható, hogy ezek egy része tektonikus vetővonalként működik, más része nem. Előbbieknel tektonikusan preformált aszimmetria jelentkezhet (0,6 alatti értékek), utóbbinál a szimmetrikus völgyfejlődés öntörvényei érvényesülnek.

A völgyoldalak szimmetriájának statisztikus értékelése nem hozta a várt eredményt. Bár vitathatatlan, hogy megjelennek aszimmetrikus völgyek, ez a tény ebben a formában nem köthető a szerkezeti adottságokhoz. Ha viszont részleteiben vizsgáljuk meg a problémát, és kiragadunk egy-egy típuspéldát, nyilvánvalóvá válik, hogy bizonyos esetekben mégiscsak tükröződnek a szerkezeti adottságok a völgy-keresztmetszetekben.

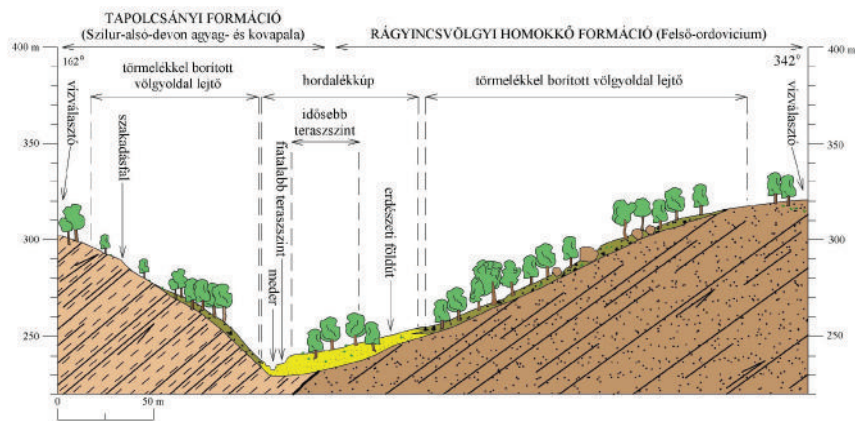
5.3.2. A Rágyincs-völgy morfofáciasei

A statisztikus értékelés csak elnagyoltan érzékeltette a különbségeket az eltérő szerkezeti vonalakat követő völgyek oldalainak szimmetriájában. Ennél jóval markánsabban tükröződnek a jellegzetességek, ha a legjobb típuspéldák segítségével szemléltetjük a feltolódási front, a haránttörés és a diagonális tönkremenetek mentén kialakult völgyszakaszokat. Erre leginkább alkalmasnak a Rágyincs-völgy bizonyult, amely az Upponyi-sziget hegység K-i részén, Dédestapolcsány településtől NyÉNy-ra húzódik. Területe csaknem 3 km². Zárt jellegénél, felszíni formákban való gazdagságánál és sokszínűségénél fogva alkalmasnak tűnt a völgyfejlődés során megjelenő elsődleges mikrofáciések leíró jellemzésére. A bejárások során a láthatóan völgyszakaszokhoz kapcsolódó forma-együtteseket 11 völgykereszt-szelvény alapján igyekeztünk morfofáciésekké sorolni, hogy azután definiálva ezek általános jegyeit, a hegység más területeire is kiterjeszthessük megfigyeléseinket. A 41. ábrán feltüntettük a felvett völgykereszt-szelvényeket, valamint pirossal jelöltük a pikkelyfronton futó, késsel a haránttörést és zölddel a diagonális tönkremeneteli irányokat követő völgyszakaszokat. A terepi felvételezések során az alábbi morfofáciéseket sikerült elkülönítenünk.



41. ábra A Rágyincs-völgyben felvett keresztmetszvények elhelyezkedése

1. Pikkelyfronti szakasz, aszimmetrikus völgyoldalakkal (aszimmetria index $i_a=0,54$), amely a völgykijárat közelsége miatt fejlett hordalékkúppal rendelkezik. Az alluvium elrendeződése és a meder helyzete ugyancsak aszimmetriát mutat, az alluvium az alsóbb helyzetű és lankásabb pikkelyhátra települ. A meder DDK-i irányban, a feltolódó pikkely frontjánál alávágódik, míg az alluvium fokozatosan épül. A szelvényben jól kirajzolódó teraszszint a legutóbbi bevágódás ütemét jelzi (42. ábra).



42. ábra Pikkelyfronton kialakult völgyszakasz a Rágyincs-völgyben

2. Pikkelyfronti szakasz, aszimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,48$), az előbbinél keskenyebb, völgyi alluviummal. Az alluvium és a meder aszimmetriája szembevető. A pikkelyháton fejlődő alluvium felső részén tömegmozgásos jelenségek, középső szakaszán teraszszint látható. A pikkelyfronti völgyoldal alávágódó jellege egyértelműen kirajzolódik (43. ábra).



43. ábra A II. számú völgykeresztelvény, pikkelyfronti szakasz

3. Pikkelyfrontról diagonálisra forduló szakasz, a völgyi aszimmetria jól látható ($i_a=0,42$), de a völgytalp aszimmetriája fokozatosan elvész. A sziklateraszok, vízések és malmok megjelenése egyidejű szakaszjelleg-váltásra utal (44. és 45. ábra).

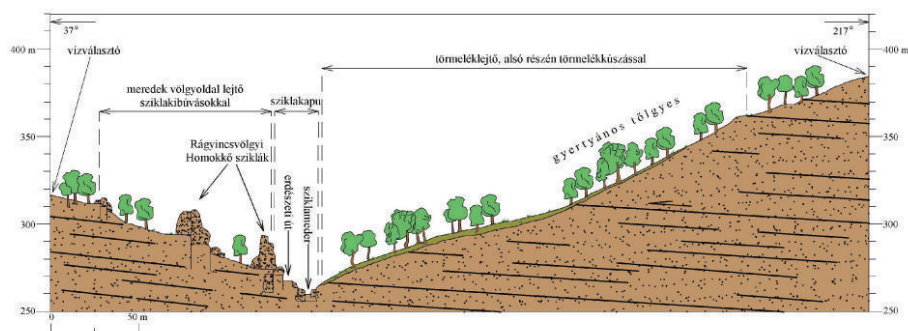


44. ábra A völgytalp esése jelentősen megnő a II. keresztmetszvény fölötti szakaszon



45. ábra Sziklameder a III. keresztmetszvénynél

4. A Rágyincsvölgyi Homokkő haránttörései mentén kialakult áttöréses szakasz. Szimmetrikusabb völgyoldalak jellemzik ($i_a=0,71$), a keskeny sziklakaput feltételezhetően mesterségesen szélesítették. A III. szelvény felsőszakasz jellege éppen az áttöréses szakasz küszöbszerűsége miatt alakulhatott ki (46. ábra).



46. ábra Haránttörés mentén futó áttöréses völgyszakasz a Rágyincsvölgyi Homokkő típusfeltárásánál

5. Diagonális szakasz, közel szimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,87$). A fejlett alluviális térszín a sziklakapu áttörését megelőzően felhalmozódott völgyi hordalékkúp egykori maradványa, melybe a patak a sziklakapu átfűrészélése során vágott be (47. ábra). A meanderező vízfolyás pillanatnyi középszakasz jelleget tükröz (48. ábra).



47. ábra Az V. völgykeresztshelvény



48. ábra Az V. völgykeresztshelvénynél jól látszik, hogy a lejtő frissen fejlődő alja aszimmetrikus. A meander domború partja mentén hordalék-lerakódás, a homorú oldalon pedig a part rombolása zajlik.

6. Diagonális szakasz szimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,96$). A keskeny völgyi alluvium gyenge aszimmetriát mutat. A fiatal, jól elkülöníthető aszimmetrikus teraszok a Rágyincsvölgyi Homokkő sziklagerincének bevágásához kapcsolódhat (IV. szelvény), aszimmetriája a patak D-i alávágódását jelzi.

7. Diagonális szakasz aszimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,66$). Az alluvium aszimmetriája jelentős, a fiatal teraszok a VI. szelvénytől egyeztető össze, és ugyancsak aszimmetrikus.

8. Diagonális szakasz aszimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,62$), ahol a völgytalpi üledékképződést oldalirányból benyomuló hordalékkúp zavarta meg (49. ábra). A terasz továbbra is aszimmetrikus.



49. ábra A Rágyincs jobboldali mellékvölgyének benyomuló hordalékkúpja

9. Diagonális szakasz szimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,94$) és keskeny, szimmetrikus alluviummal.

10. Az előző szakasz folytatása.

11. Diagonális szakasz, szimmetrikus völgyoldalakkal ($i_a=0,93$). A völgytalpon nincs alluvium, a patak a folyamatosan megújuló lejtőtörmelékbe vág. Mélyebb, gyorsabb ütemű bevágódása feltehetően az alsóbb helyzetű teraszokkal, ill. a sziklakapu (IV. szelvény) átvágásával hozható összefüggésbe (50. ábra).



50. ábra A XI. völgykereszt-szelvény mentén erős bevágódás jellemző

5.3.3. A tektonikusan preformált völgyszakaszok fő morfológiáseinek jellemzői az Upponyi-szigethegységben

A Rágyincs-völgy részletes felvételei és a területen tett egyéb észlelések alapján, az Upponyi-szigethegység tektonikusan preformált völgyei mentén, a hegység szerkezeti felépítését követő és kihangsúlyozó völgyszakaszokra az alábbi jellemvonások bizonyultak meghatározónak.

A **pikkelyfrontokon, feltolódási övek előterében kialakult völgyszakaszok** az anyagtranszport fő irányaként meghatározzák a hegység vízhálózatát. E völgyszakaszok mentén rajzolódott ki újra a pleisztocén során már bezárt pikkelytakarás szerkezet pásztáinak térbeli elrendeződése. Az aszimmetrikus völgyoldalak, az alluvium pikkelyháti települése, a meder partfalainak ugyancsak aszimmetrikus megjelenése egyaránt a patak pikkelyfronti aláágódását tükrözik.

A pikkelyháton fejlődő alluviális összleteket viszonylag stabil, enyhén lejtő térszínek jellemzik, legfeljebb enyhe talajkúszásos jelenségekkel. A többnyire ugyancsak aszimmetrikusan megjelenő teraszsíkok a völgytalpi alluviumot lépcsőzetessé tehetik. A pikkelyfronti oldal ezzel szemben folyamatosan pusztuló jelleget mutat, meredek lejtőoldalakkal, gyakran az alsó szakaszokon domború lejtőkkel. E lejtőkhöz élénk tömegmozgásos folyamatok kapcsolódhatnak, kisebb törmelékkúpok képződésével.

A Csernely-völgyben megfigyelhető érettebb állapot már területhasznosítási funkciómegoszlást is eredményezett. A kiszélesedő pikkelyháti alluviális térszíneken szántóföldi művelés indulhatott meg, míg a meredek lejtőjű pikkelyfrontok hagyományosan a legelőművelés térszíneivé váltak.

A **haránttörések mentén létrejött áttörések** teszik lehetővé, hogy egy vízfolyás egyik szerkezeti pásztából a másikba terelődjön át, meghatározva ezzel az elsődlegesen szerkezeti pászták mentén fejlődő völgyhálózat végleges képét. Az erózióknak jobban ellenálló kőzetek (pl. Rágyincsvölgyi Homokkő) hosszú időre visszafoghatják az eróziót, felső helyzetű völgyi hordalékkúpok kiépülését idézve elő. A rajtuk kialakult zuhatagok beréselődése után viszont gyors bevágódás és az időközben felhalmozott törmelékanyag lökésszerű eltávolítása megy végbe, a távolabbi szakaszokon völgyi teraszszintek kialakulásával kísértén.

Morfológiájukra a közel szimmetrikus völgyoldalak, gyakran kipreparálódó sziklagerincek jellemzőek. Alluvium nem, vagy csak igen alárendelten jelenik meg. Az esetlegesen megjelenő sziklateraszok a vízhozam tartós megváltozására, vagy a terület tektonikus emelkedését jelző tartós reliefváltozásokra utalhatnak.

A Csernely-völgyben megfigyelhető előrehaladott stádiumként szimmetrikus völgyoldalakokkal jellemzett, de kiterjedt alluviummal rendelkező völgyszakaszok jöttek létre.

A **diagonális törések völgyalakulatai** helyzetüknél fogva átmeneti jellegűek. Legtöbbször a feltolódási frontokon kialakult és a haránttörések mentén létrejött völgyszakaszok közötti összekötő szerepet töltik be, jelezve, hogy a lineáris erózió könnyen “rávágódott” valamely fő tektonikai irányhoz közel eső diagonális tökrementeli irányra. Így részt vehetnek mind a pikkelyfronti részek enyhén hajló szakaszainak preformálásában, mind az áttöréses völgyszakaszok kiérlelésében, sőt ők maguk is alkothatnak áttöréses völgyszakaszokat.

Völgyi szimmetria viszonyaikra az értékek nagyobb szórása jellemző, de legtöbbször közel szimmetrikus megjelenést mutatnak. Az alluviális térszínnek szimmetriája szorosan a völgyoldalak szimmetriájával korrelál, ami mutatja, hogy aszimmetrikus helyzetben ezeknél a völgyszakaszoknál is megindul a féloldalas alávágódás, míg ellenkező esetben a szabad völgyfejlődés dominál. Előrehaladott stádiumukban már jobban érvényesül közel szimmetrikus megjelenés.

5.4. Rendűségi vizsgálatok

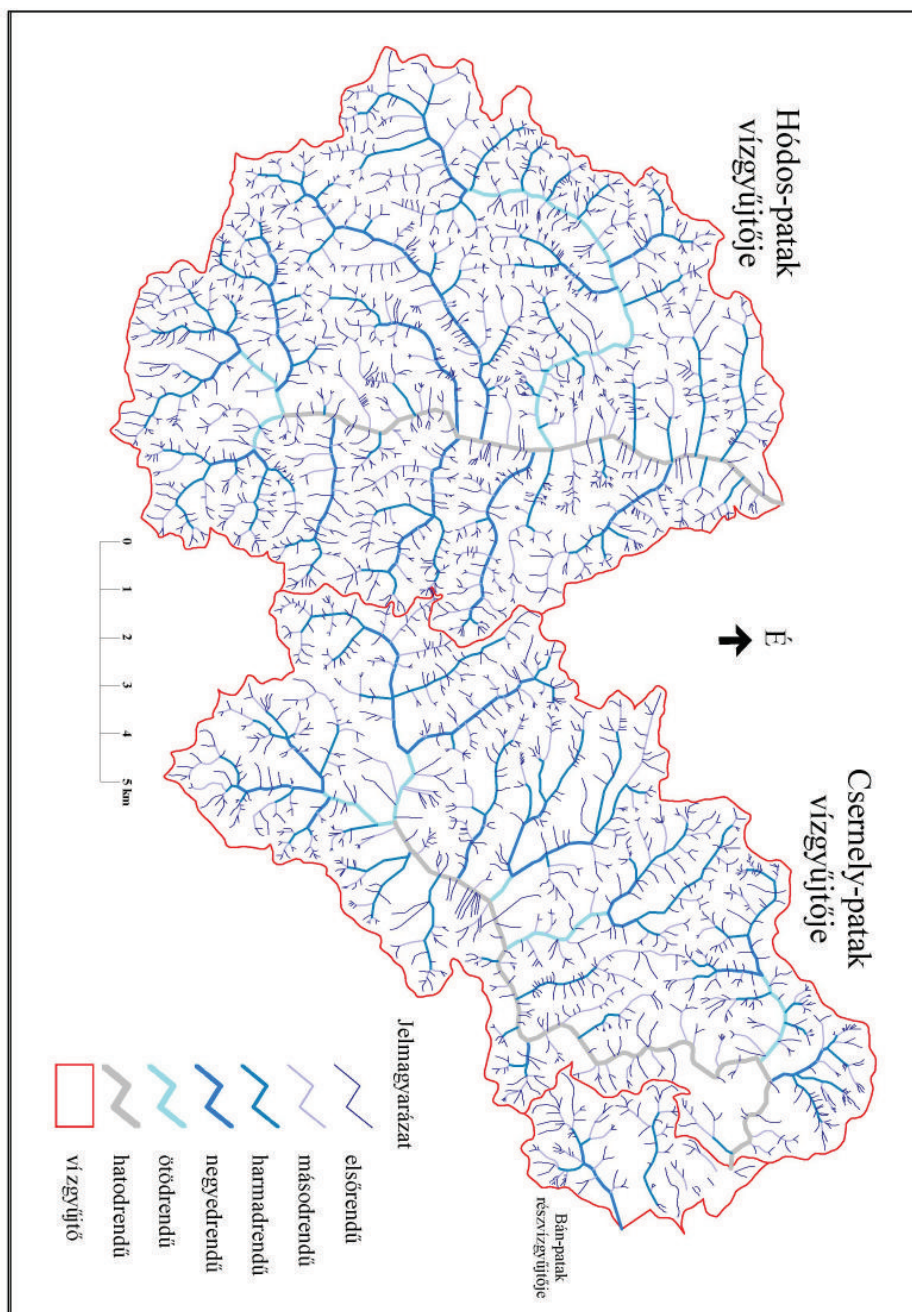
A völgyrendűségi vizsgálatok célja az volt, hogy jellemezzük és összehasonlítsuk a Csernely, ill. a Hódos völgyhálózatának elágazási viszonyait. Azt próbáltuk megtudni, hogy megfigyelhető-e markáns különbség a két terület között, és ha igen, akkor ez utal-e a közzettani-szerkezeti adottságokra? Azt is megvizsgáltuk, hogy a különböző rendűségű völgy-szakaszok esetében vannak-e kitüntetett irányok. Ha ugyanis elfogadjuk, hogy az azonos rendű szakaszok a terület felszínfejlődésének ugyanabban a periódusában jöttek létre, akkor azt is ki lehet mutatni, hogy a völgyfejlődés mely szakaszában volt meghatározó a szerkezeti vonalak mentén való hátravágódás. Ebben az esetben természetesen a két vízgyűjtőt vettük alapul.

A rendűségi értékeléshez HORTON (1945) módszerét használtuk. Eszerint minden völgy a völgyfőtől az első torkolatig elsőrendű. Két elsőrendű völgy találkozásakor másodrendűvé válnak, majd a továbbiakban csak akkor növekszik eggyel az érték, ha azonos rendű völgyek találkoznak. A bifurkációs indexet (R_b) az $R_b = \sum u_n / u_{n+1}$ képlet alapján határoztuk meg (SZABÓ 1993). A völgyek rendűségét a 51. ábra térképe szemlélteti, míg az értékeket a 2. táblázatban és az 52., ill. az 53. ábrán tüntettük fel.

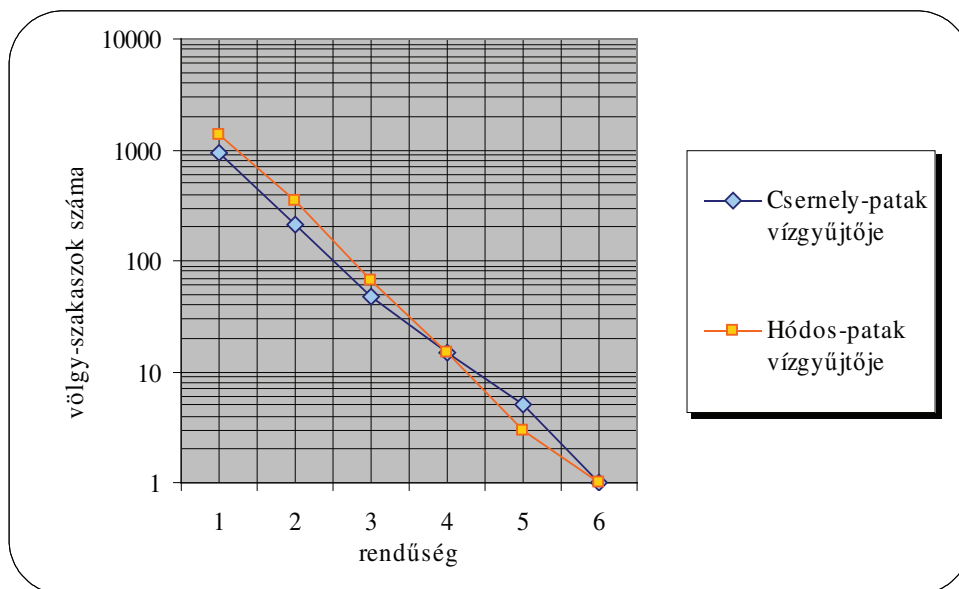
rendűség	völgyszakaszok száma	bifurkációs index (R_b)	völgyszakaszok hossza (m)
Csernely-patak vízgyűjtője			
I.	925		202399,04
II.	211	4,38	81926,16
III.	48	4,39	49261,02
IV.	15	3,2	22194,14
V.	5	3	9032,78
VI.	1	5	15424,65
Hódos-patak vízgyűjtője			
I.	1347		296042,99
II.	344	3,91	117805,75
III.	66	5,21	62105,22
IV.	15	4,4	36674,49
V.	3	5	12130,75
VI.	1	3	11615,01

2. táblázat A Csernely- és a Hódos-vízgyűjtő völgyhálózatának elágazási viszonyai

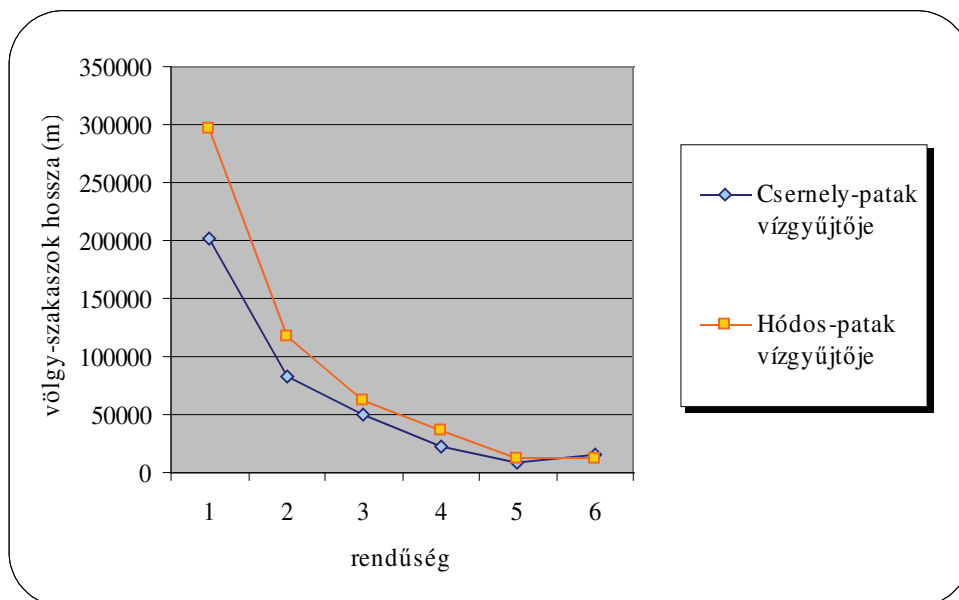
Mint az a koordináta-rendszerekben ábrázolt értékekből kitűnik, a völgy-szakaszok száma és hossza tekintetében nincsenek markáns eltérések a két vízgyűjtő között. Mindkét területen hasonló mértékben csökken a völgy-szakaszok száma és hossza a magasabb rendű völgyek felé haladva. (Az 52. ábrán az ábrázolhatóság miatt választottuk a szemilogaritmikus léptéket.)



51. ábra A Csernely- és a Hódos-vízgyűjtő völgyeinek rendűsége



52. ábra Rendűség a Csernely- és a Hódos-patak vízgyűjtő területén a völgy-szakaszok száma szerint



53. ábra Rendűség a Csernely- és a Hódos-patak vízgyűjtő területén a völgy-szakaszok hossza szerint

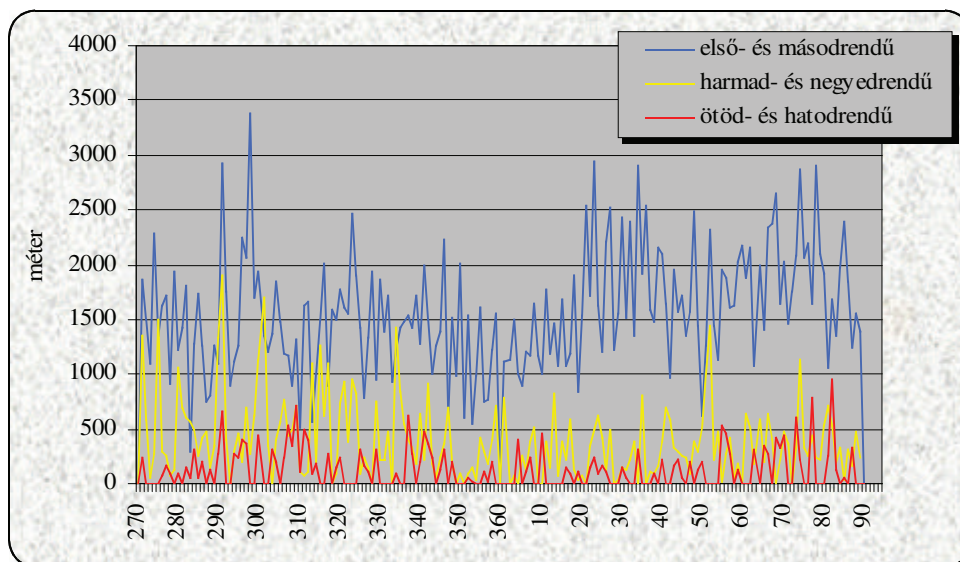
Mindkét vízgyűjtő esetében elmondhatjuk, hogy a bifurkációs arányok nem teljesen egyformák, ami általában az éghajlati, valamint közettani-szerkezeti adottságok heterogenitására utal. Bár ez önmagában nem bizonyító erejű, mégis felhívhatja a figyelmet valamiféle törésre a völgyfejlődésben. Úgy gondolom, hogy 3 és az 5,1-es bifurkációs arányok elég távol esnek egymástól. Ha feltételezzük, hogy az azonos rendű szakaszok a terület felszínfejlődésének ugyanabban a periódusában jöttek létre, akkor megállapítható, hogy a völgyhálózat alakulása nem volt kiegyenlített. Valószínű, hogy mindez a Darnó-törésöv közelségéből adódó bonyolult szerkezeti adottságokra és a vízgyűjtők változatos közettani felépítésére vezethető vissza. Természetesen lehetnek ennek éghajlati okai is, de mivel ilyen irányú vizsgálatokat nem végeztünk, erre vonatkozó megállapításokat nem tehetünk.

			rendűség	völgyhossz	völgyirány
Hódos-vízgyűjtő	rendűség	korrelációs együttható	1,00	0,26**	0,01
		kétoldalú szignifikanciaszint	.	0,00	0,62
		N (elemszám)	5266,00	5266,00	5114,00
	völgyhossz	korrelációs együttható	0,26**	1,00	0,04**
		kétoldalú szignifikanciaszint	0,00	.	0,00
		N (elemszám)	5266,00	5266,00	5114,00
	völgyirány	korrelációs együttható	0,01	0,04**	1,00
		kétoldalú szignifikanciaszint	0,62	0,00	.
		N (elemszám)	5114,00	5114,00	5114,00
Csernely-vízgyűjtő	rendűség	korrelációs együttható	1,00	0,20**	0,06**
		kétoldalú szignifikanciaszint	.	0,00	0,00
		N (elemszám)	2919,00	2919,00	2855,00
	völgyhossz	korrelációs együttható	0,20**	1,00	0,04*
		kétoldalú szignifikanciaszint	0,00	.	0,02
		N (elemszám)	2919,00	2919,00	2855,00
	völgyirány	korrelációs együttható	0,06**	0,04*	1,00
		kétoldalú szignifikanciaszint	0,00	0,02	.
		N (elemszám)	2855,00	2855,00	2855,00
** a korreláció kétoldalú szignifikanciaszintje 0,01					
* a korreláció kétoldalú szignifikanciaszintje 0,05					

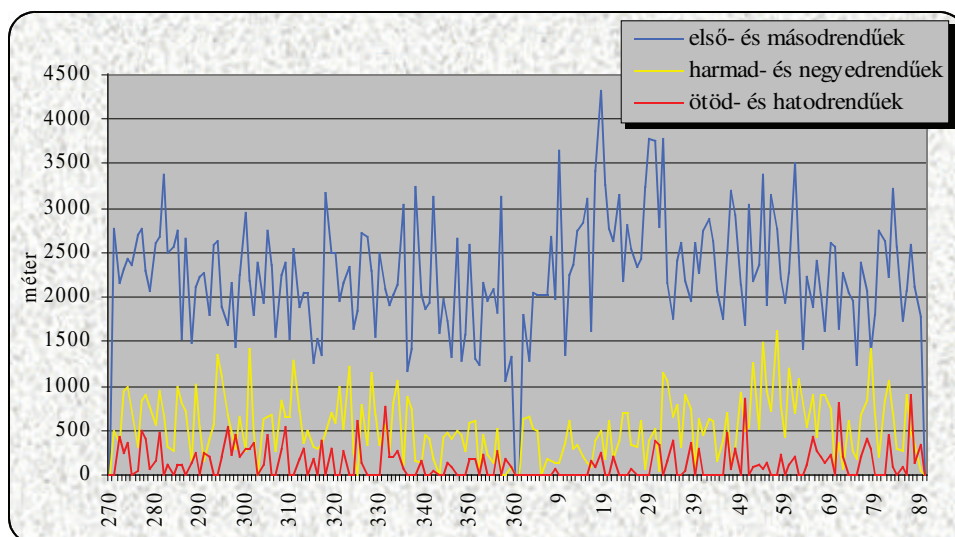
3. táblázat Spearman féle rangkorrelációs együtthatók alakulása a völgyrendűségek, a völgyhosszak és a völgyirányok között
(az értékeket Szabó Szilárd határozta meg)

Próbáltuk korrelálni a völgyrendűségeket a völgyirányokkal (és völgyhosszakkal), hogy megállapíthassuk van-e egyértelmű összefüggés közöttük. A statisztikai vizsgálathoz a nem-paraméteres Spearman féle rangkorreláció eljárását használtunk. Az eredmények gyenge összefüggéseket mutattak ki (3. táblázat). A különböző rendű völgyekre külön is kiszámoltuk a korrelációs együtthatókat, de ezzel sem jutottunk kielégítő eredményhez. Így nem állítható kellő biztonsággal, hogy a völgyfejlődés egyes szakaszaiban jobban, más szakaszaiban kevésbé volt jellemző a meghatározott irányokba való völgyhátrálás. Érdeemes lenne azonban más statisztikai eljárásokkal is megközelíteni ezt a problémát, ezért a jövőben mindenképpen bővítenünk kell ilyen irányú vizsgálatainkat.

Mindezek ellenére, ha megnézzük az 54. és 55. ábra diagramjait, láthatjuk, hogy azért megjelennek csúcsok a különböző rendű völgyek futási irányában. (A rendűségek összevonását az ábrázolhatóság és az egymáshoz közeli felszínfejlődési periódusban való kialakulás tette szükségessé, ill. lehetővé.) A Csernely-vízgyűjtő esetében az egyik diagonális (300°), a haránttörés (325°) és egy, a feltolódási frontokhoz közeli irány (80°) is kirajzolódik. A $20-40^\circ$ közötti értékek az általános lejtésirányra utalhatnak. A Hódos-vízgyűjtőn ellenben, ilyen felbontásban nincsenek egyértelműen kiugró csúcsok.



54. ábra A különböző rendűségű völgy-szakaszok irányultsága a Csernely-patak vízgyűjtő területén



55. ábra A különböző rendűségű völgy-szakaszok irányultsága a Hódos-patak vízgyűjtő területén

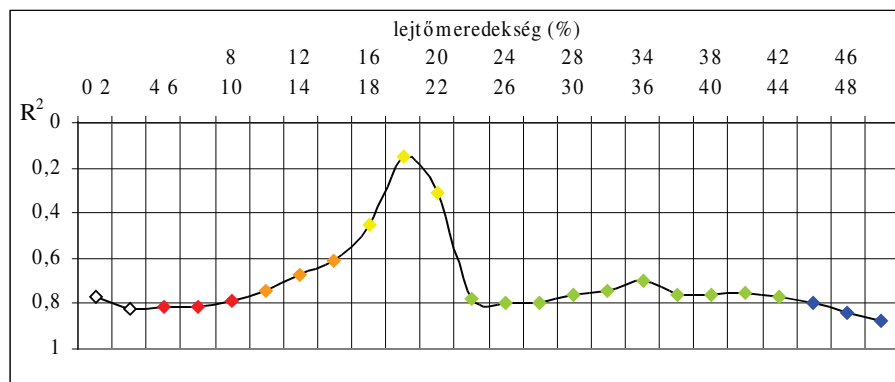
6. FÖLDTANI ADOTTSÁGOK SZEREPE A LEJTŐVISZONYOK KIALAKULÁSÁBAN

6.1. Lejtőmeredekség

A lejtőmeredekségi viszonyok elemzéséhez elkészítettük a két vízgyűjtő lejtőkategória térképét. A beosztásnál közetfizikai alapon meghatározott kategóriákat vettünk figyelembe. Számos egyéb beosztás létezik, de mindegyik valamilyen speciális cél érdekében készült (pl. talajvédelem), így nem mindig megfelelően hasznosíthatók a geomorfológiai vizsgálatok során. Ezért próbáltuk litológiai alapon meghúzni a lejtőkategóriák határát. Közettani paraméterként ebben az esetben is a nyomószilárdságot vettük figyelembe és azt találtuk, hogy egyértelmű összefüggés mutatható ki az egyirányú nyomószilárdság és a lejtőkategóriák gyakorisága között. A részletes vizsgálatok a Bükk-hegység teljes északi előterét, közel 1500 km²-nyi területet érintettek, és az itt is használt közetfizikai-csoportokat vettük alapul (PÜSPÖKI et al 2004).

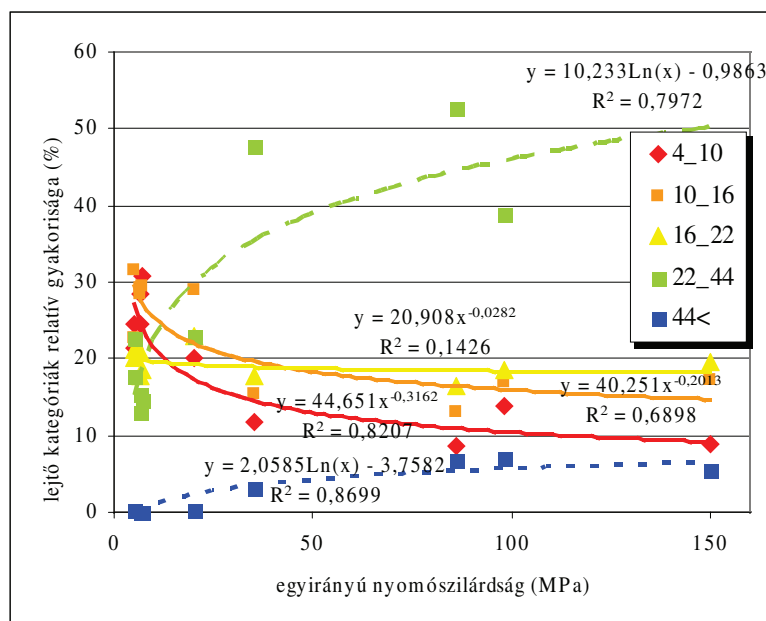
Először 2°-os felbontásban vizsgáltuk a lejtőkategóriákat és azt kaptuk, hogy az enyhe lejtésű, ill. a meredek lejtők esetében a korrelációs együttható értéke magas ($R^2 > 0,8$), míg az átmeneti lejtőszögeknél alacsony (56. ábra). A függvénykapcsolatok jellege és a korrelációs együttható értéke alapján a következő kategóriákat különítettük el:

- 4-10% ($R^2 > 0,8$)
- 10-16% (R^2 : 0,6 – 0,8)
- 16-22% átmeneti lejtőkategória gyenge korrelációs együtthatóval
- 22-44% (R^2 : 0,6 - 0,8)
- 44%< ($R^2 > 0,8$) (PÜSPÖKI et al 2004).



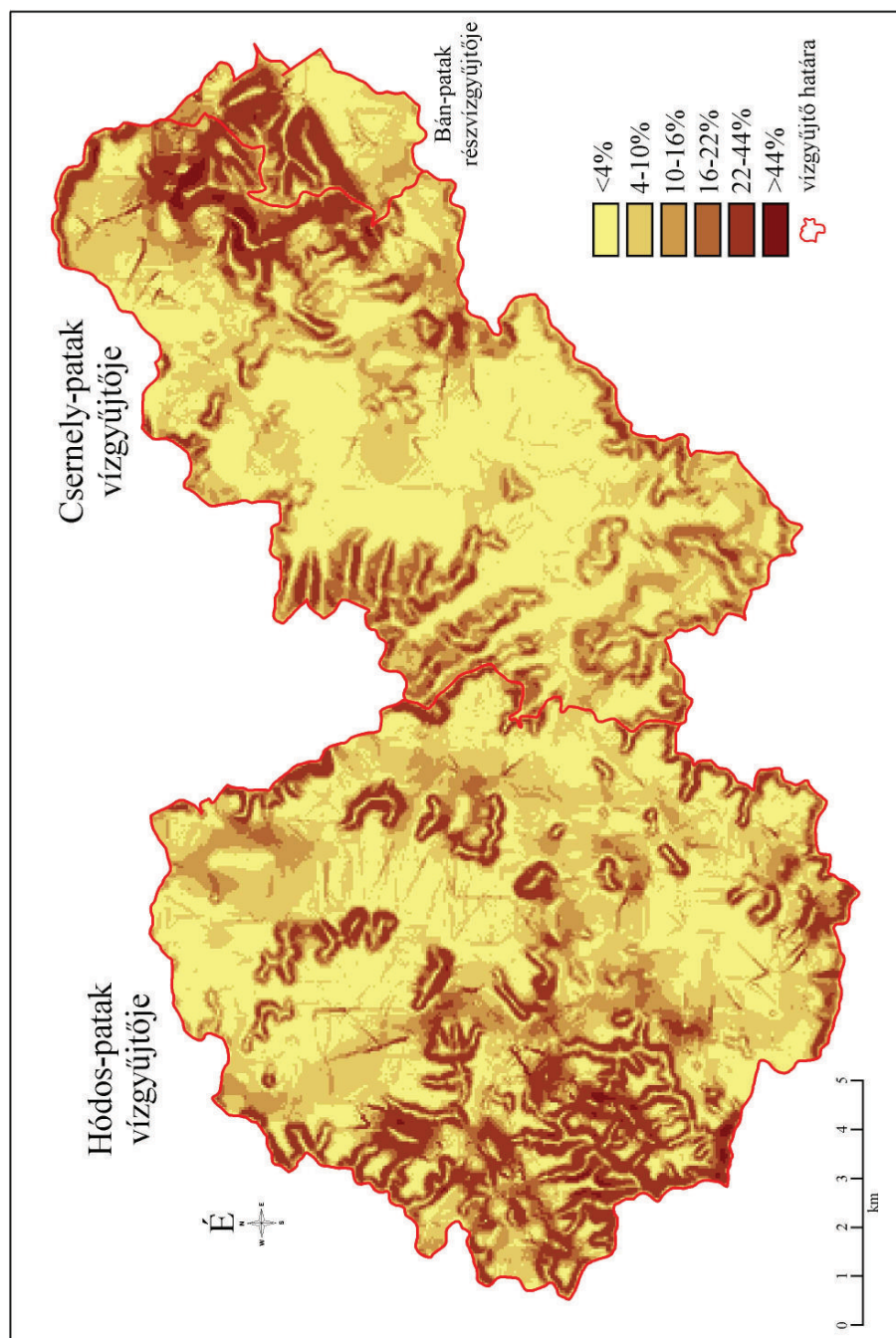
56. ábra A korrelációs együttható alakulása a lejtőmeredekség változásával

A lejtőszög adatok átcsoportosítása után elemeztük az új lejtőkategóriák relatív gyakorisága és az egyirányú nyomószilárdság közötti kapcsolatot (57. ábra). A korrelációs együtthatók az átmeneti kategóriát (16-22 %) leszámítva magasak, tehát jó az összefüggés. A 4-16% és a >44%-os lejtőkategóriák ismeretében becsülhető az adott kőzet várható nyomószilárdsága is (PÜSPÖKI et al 2004).

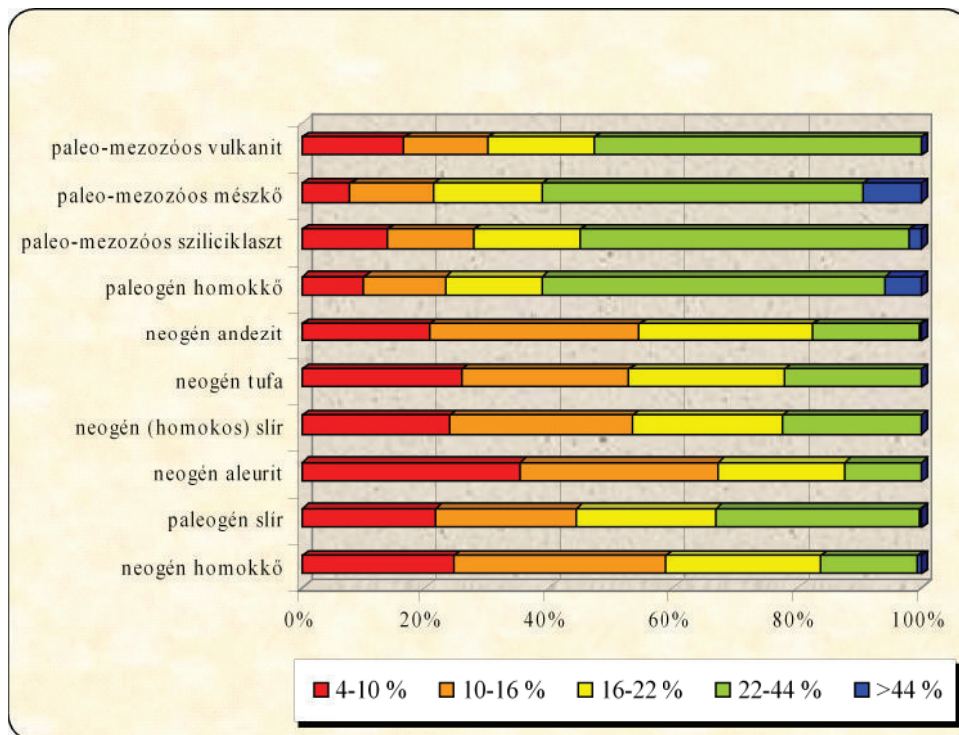


57. ábra A közetfizikai alapon meghatározott lejtőkategóriák relatív gyakorisága és az egyirányú nyomószilárdság közötti kapcsolat

Ezeket a kategóriákat használtuk a Csernely- és a Hódos-patak vízgyűjtőjének elemzéséhez is (58. ábra). Természetesen a kőzet keményebbé válásával nő a nagyobb meredekségű lejtők gyakorisága (59. ábra). A puhább miocén és oligocén kőzetek esetében a legmeredekebbet kivéve szinte ugyanolyan súllyal jelennek meg a különböző lejtőkategóriák. A folyamatosan a felemészthető térszínkülönbségeket jelzi az alacsonyabb lejtőszögek túlsúlya a fiatal előtéri üledékeken. A keményebb paleogén homokkő és a paleo-mezozóos kőzetek esetében sokkal meghatározóbb a meredek lejtők jelenléte. Ezeken a területeken az 50%-ot is meghaladja a 22%-nál meredekebb lejtők aránya, sőt megjelennek a 44% fölöttiek is. Terepi tapasztalataink is alátámasztják, hogy különösen markáns morfológiát adnak az alaphegység mészkőfelszínei (pl. Abodi Mészkő, Upponyi Mészkő).



58. ábra A vízgyűjtők lejtőkategória térképe (készítette: Németh Gábor)



59. ábra A lejtőkategóriák gyakorisága a Hódos- és a Csernely-patak vízgyűjtő területén (valamint a Bán-patak részvízgyűjtőjén)

6.2. Lejtőkitettség

A lejtőkitettségi viszonyok vizsgálatánál szerkezeti alapon különítettünk el egységeket az Upponyi-szigethegységben és előterein, ezeket vetettük össze. A következő négy kisebb szerkezetmorfológiai egységet hasonlítottuk egymáshoz:

1. az upponyi paleozoikum pikkelyes-pásztás felszíne;
2. a szigethegység délkeleti előtere, melynek miocén üledéksora pikkelyhát helyzetben települ;
3. a hegység délnyugati előterének miocén üledéksora, amely pikkelyesen összetörve, de az upponyi aljzaton nyugszik;
4. a hegység északnyugati előterének miocén üledéksora, amely az upponyi paleozóos tömeg rotációs mozgása következtében a fő pikkelyeződési irányoktól kissé eltérő, nyugat-északnyugati vergenciával pikkelyeződött és a rudabányai aljzatra települ (SZALAI et al. 1999).

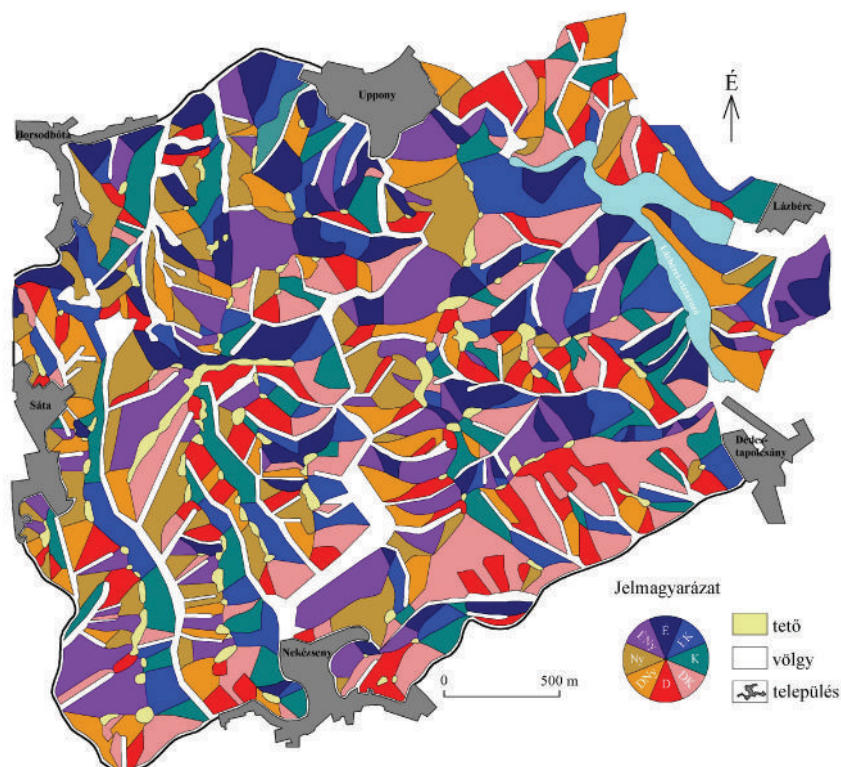
A különböző kitettségű lejtők területének megoszlása összességében jól tükrözi az alaphegység szerkezeti alapadottságait (60. ábra).

A **DK-i előtér**en a lejtők közel fele DK-i kitettségű, míg a másik fele a D-i, DNy-i és ÉK-i lejtők között oszlik meg. Ez a fajta megoszlás a pikkelyháton települő, billenve emelkedő fedőhegység természetes adottságából adódik.

A **DNy-i miocén előtér**en a lejtőknek majdnem 50 %-a tektonika-orientált, és 2/3-1/3 arányban oszlik meg az ÉNy-i és DK-i kitettségek között. Ez elsősorban az upponyi pikkely felszínközeli helyzetét, erős aljzathatását igazolja, vagyis a lejtők itt is jól tükrözik a szerkezeti adottságokat.

Leglazább kapcsolatot a tektonikával maga az **alaphegység** mutat. Ez a jelenség annak tulajdonítható, hogy a nagy keménységű kőzetek tönkremeneteli irányai ugyancsak meghatározói a lejtőképződésnek, gyakran elfedve a fő szerkezetmorfológiai adottságokat.

Az **ÉNy-i miocén előtér** önálló, az eddigiektől eltérő tektonikával rendelkezik. A csaknem meridionális szerkezeti vonalak mentén főleg Ny-i, ill. K-i, ÉK-i lejtők jöttek létre, több mint 60 %-os dominanciával.



60. ábra Az Upponyi-szigethegység paleozóos térszínének és miocén környezetének lejtőkitettségi térképe

7. AZ UPPONYI-SZIGETHEGYSÉG ÉS ELŐTEREINEK LEÍRÓ MORFOLÓGIAI JELLEMZÉSE

Az Upponyi-szigethegység és környezetének leíró geomorfológiai (ú.m. hegyidomtani formák, lejtőtípusok, völgytípusok, ill. relatív relief) értékelése során ugyancsak a közettani-szerkezeti alapadottságok és a morfológiai bélyegek közötti összefüggések feltárására helyeztük a hangsúlyt. A domborzatábrázolást 1:10.000-es méretarányú térképeken, többéves terepi ismerettel és részletes térképi információk alapján készítettük el. Az összehasonlítás során a paleo-mezozóos alaphegységi felszín és a miocén előterek különbözőségét vizsgáltuk meg. Arra kerestük a választ, hogy a felszíni formák, ill. a relief tekintetében mennyire markáns eltérések vannak a nagyobb keménységű, paleo-mezozóos kőzetekből felépülő térszín és puhább, miocén üledékek alkotta közvetlen környezete között.

A geomorfológiai térkép jelkulcsa tekintetében főképpen a 'Mérnökgeomorfológiai térképezés' c. kötetben leírtakra támaszkodtunk (PÉCSI-ÁDÁM 1985). A paleozóos alaphegység és a miocén dombsági előter leíró morfológiai viszonylatának elemzésével szintén rávilágíthatunk a konzisztenciális adottságok formaképződésben betöltött meghatározó szerepére. A vizsgálat során a mérnökgeomorfológiai gyakorlatban elfogadott felosztást követtük (ÁDÁM – PÉCSI 1985), vagyis külön tárgyaljuk a hegyidomtani formákat, a lejtőket és a völgyeket (61. ábra).

A *hegyidomtani formák* elemzéséből markáns különbségek rajzolódnak ki a paleozóos és a miocén térszín között. Az Upponyi-szigethegységet ért, máig tartó emelkedés és az erőteljes erózió miatt a felszínre kerültek az állékony paleozóos kőzetek, s csak a tetőrégióban maradt meg egy vékonyabb miocén folt. A területen nincsenek igazán kiterjedt tetőszintek, ezeket a sűrű völgyhálózat hátakra tagolta fel. A völgyközi háta és gerincek kőzetmechanikai okok miatt keskenyebbek, és őrzik a 400-450 m közötti elegyengetett felszín magasságát. A miocén térszínen ezzel szemben szélesebb összefüggő háta, és szélesebb gerincek figyelhetők meg, amelyeket alig lealacsonyodó nyergek tagolnak. Az itt létrejött völgyközi háta szintmagassága 330-360 m közötti. Ezt a különbséget alátámasztja a szigethegység területén vizsgált, miocén fedőtakaróval borított tetőrégió is. A terület hegylábfelszíne a pliocén areális felszínlepusztulás eseményeinek nyomait őrzi. A hegylábfelszín legszebben a hegység DK-i részén figyelhető meg, ahol nagyon határozott, a lejtőkategória térképen is markánsan kirajzolódó (58. ábra) lejtőszög váltással különül el a felette lévő hegyoldaltól.

A *lejtők* állagát megfigyelve azt tapasztaljuk, hogy a paleozóos alaphegységen a törmelékmozgással jellemezhető, illetve a stabilis lejtők váltak meghatározóvá, amelyek gyakran igen nagy meredekségűek (a lejtők 1/3-a 30°-nál meredekebb). Gyakoriak a barázdás eróziós lejtők is. A meredekségből adódóan

talajkúszás sok helyen megfigyelhető, de csuszamlásos formaelemek is megjelennek, például a Rágyincs-völgy bejáratí szakszánál. A miocén lejtőket elsősorban a barázdás erózió és a deráziós anyagáthalmazás formálja. Itt is megfigyelhetők a tömegmozgásos folyamatok, de ezek a fedőüledék jellegéből adódnak, a lejtők meredeksége ugyanis ritkán haladja meg a 20°-ot.

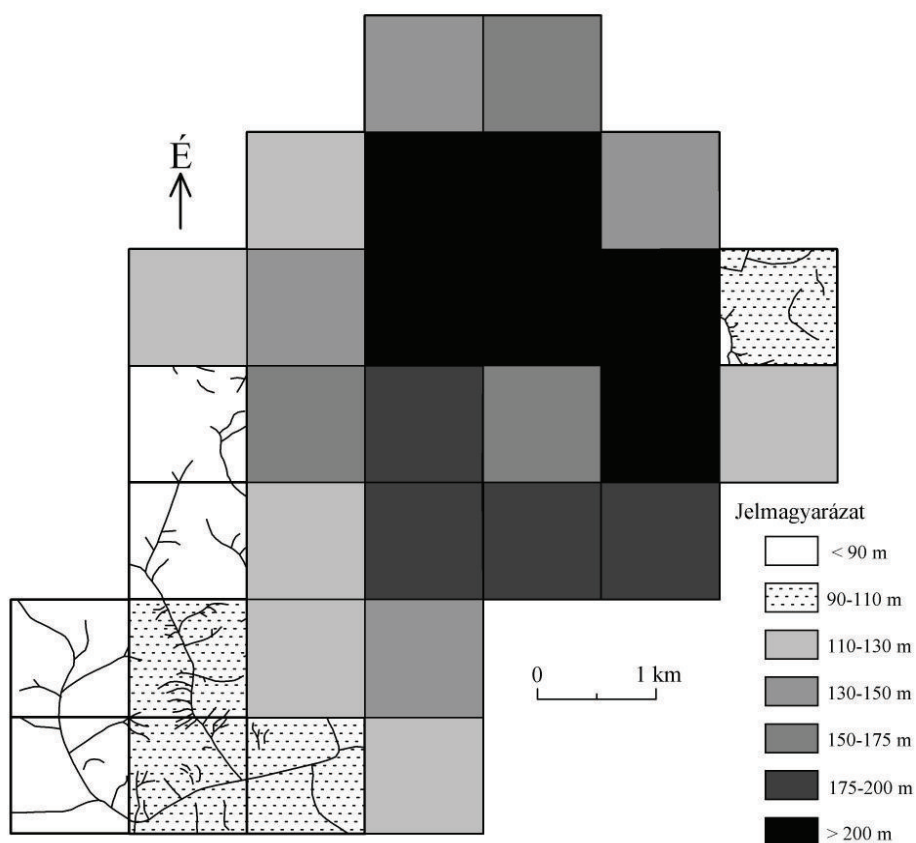
A *völgyeket* eróziós, eróziós-deráziós és deráziós típusokra, ill. eróziós árkokra osztottuk. Általánosan jellemző az eróziós völgyekre, hogy kiszélesedő-elszűkülő völgyszakaszok váltják egymást, a völgyszűkületben markáns lépcsőkkel. Az emelkedés következményeként a vízfolyások medre előrehaladott stádiumban meredek partfalú szakaszokkal rendelkezik. A fiatal völgykezdeményeket összehasonlítva szembeötlő az alaphegységen a szálkőzet korai megjelenése, a miocén térszínen pedig a sekély eróziós árkok sokasága.

Az alaphegységi és fedőhegységi térszínek eltérő morfológiai jellegét mutatja a völgytípusok térbeli eloszlása is. A jó megtartású, idős karbonátos és sziliciklasztos kőzetekből felépülő felszínen az eróziós völgyek dominálnak, a mellékvölgyek gyakran szurdokszerű megjelenésűek. A miocén térszínen a legjellemzőbbek a deráziós völgyek és a kisebb méretű deráziós fülkék. Az eróziós völgyek szélesebb völgytalppal rendelkeznek, mint a paleozóos területen. A deráziós, ill. eróziós-deráziós völgyek völgyfőiben rendszeresen megjelennek eróziós árkok, ill. vízmosások, átfórmálva az areális anyagáthalmazással kialakult páholyszerű völgyfőket.

A terület relief viszonyainak elemzése során a következő eredmények születtek. Az Upponyi-szigethegység paleozóos összletének felszínre bukkanása legkésőbb a pannon során bekövetkezett. A kompakt paleozóos rétegsor erózióinak jobban ellenálló volta és a reliefenergiának a terület emelkedéséből adódó újratermelődése több mint ötmillió éve, időben változó dinamizmussal, de folyamatosan fenntartja az exhumáció folyamatát. Egy térszín reliefviszonyainak időbeni változása alapvetően három tényezőtől függ. Az első paraméter, vagyis a regionális emelkedés üteme az alap- és fedőhegység viszonylatában közel hasonlónak tekinthető. A második tényező, a bevágódás sebessége úgy az alaphegységben, mint a miocén előtereken gyors, az erózióbázis közös. Nagyságrendi különbségek elsősorban a felépítő kőzetek eltérő konzisztenciális adottságaiban jelentkeznek. Éppen ezért a harmadik tényezőt meghatározónak tekinthetjük az alaphegységi és előtéri különbségek kialakulásában.

A miocén előtéri üledéksor anyagának eróziós ellenállása csekély, lepusztulási hajlama nagy. Ez teszi lehetővé, hogy a regionális emelkedés és az egyidejű bevágódás kölcsönhatásaként növekvő relatív reliefkülönbségek az előtéri területeken földtani léptékkel mérve "pillanatszerűen" kiegyenlítődjének, s így alacsony értéken stabilizálódjának. A miocén előtereken ezért csupán – már a pliocén exhumáció időszakában feltehetően általános - **80-110 m/km²**-es

reliefkülönbségek észlelhetők (62. ábra). Összehasonlítva ezt a Cserehát pannon térszínének 70-80 m/km² átlagos reliefenergia értékével (SZABÓ 1982), az általunk mért valamivel nagyobb tagoltság a felpikkelyeződő Upponyi-sziget torló hatásából adódó összetöredezettségnek, az egyenetlen térszínemelkedésnek, az erózióbázistól való nagyobb távolságnak és átlagos magasságnak tulajdonítjuk. Az alaphegységen ezzel szemben a reliefértékek a területnek közel 50%-án meghaladják a **200 m/km²**-t, ami a közelmúlt intenzív felszínemelkedését és a kőzetek nagyobb keménységét jelzi.



62. ábra Az Upponyi-szigethegység paleozóos térszínének és miocén környezetének relatív relief térképe

8. GEOLÓGIAI-GEOMORFOLÓGIAI ADOTTSÁGOK ÉS A TERÜLETHASZNÁLAT KAPCSOLATA

8.1. Területhasználat és völgyfejlődés kapcsolata

Az éghajlati adottságok meghatározó szerepe a pleisztocén felszínfejlődésben, a völgyhálózat alakulásában régóta ismert és kutatott téma. Az egyes klimatikus szakaszokban a domborzatot felváltva a lineáris, ill. areális folyamatok alakították, létrehozva ezzel dombsági tájaink máig meghatározó formakincsét. Magyarország területén meleg-nedves, meleg-száraz, hideg-nedves és hideg-száraz időszakok váltogatták egymást (SZÉKELY 1973). A pleisztocén meleg-nedves időszakaiban a lineáris, míg a meleg-szárazokban az areális erózió dominált. A hideg-nedves és hideg-száraz periódusokban geliszoliflukciós folyamatok és lejtős tömegmozgások formálták a felszínt (MARTONNÉ 2001).

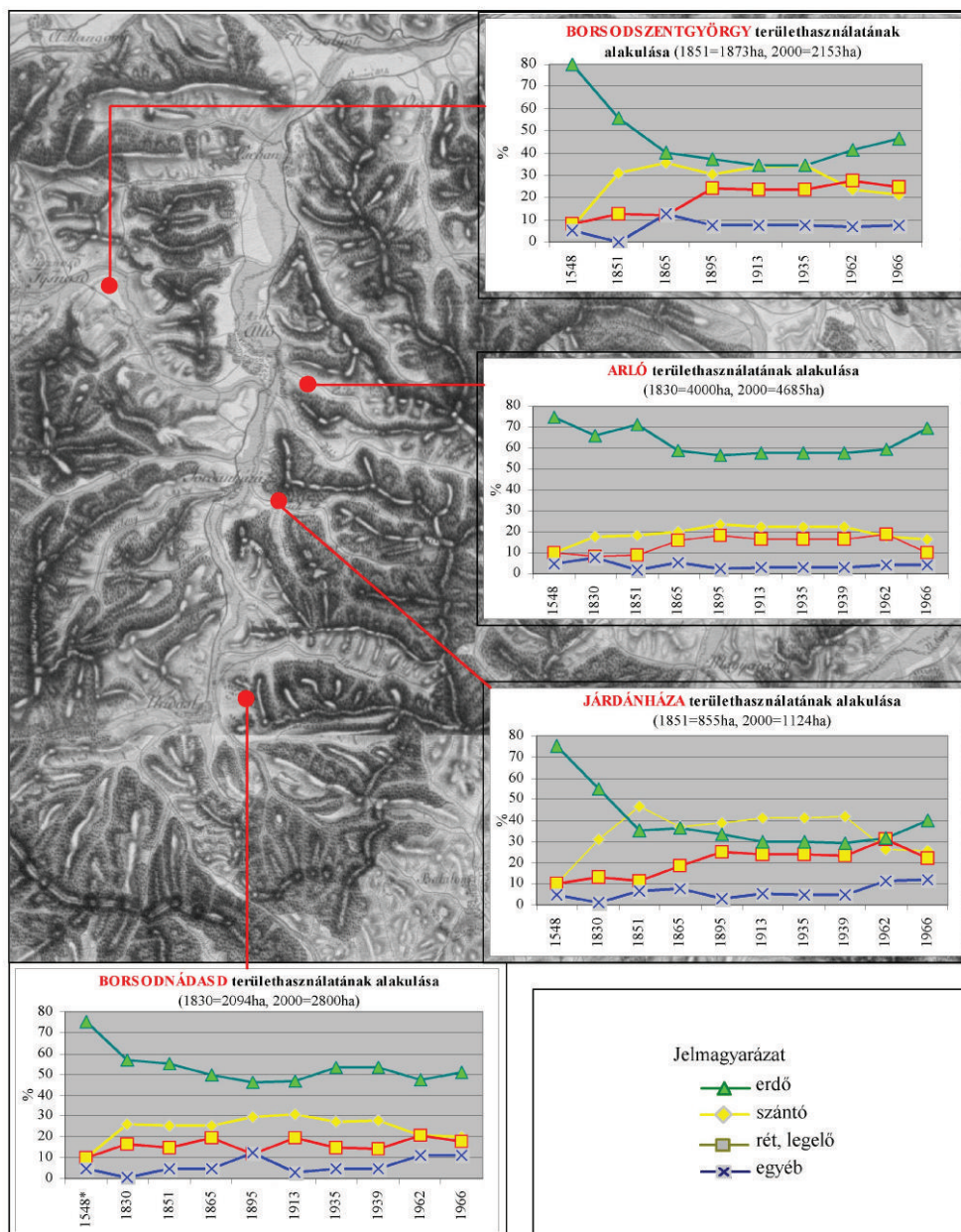
Nehezebben megfogható, de annál érdekesebb problémakör, hogy az antropogén tevékenység - geológiai léptékben mérve igen rövid, de intenzív - zavaró hatása hogyan befolyásolta a dombsági tájak morfológiáját. Megvizsgáltuk, hogy a területhasználat és annak időbeli változása milyen irányban módosította a völgyek formakincsét. A két vízgyűjtő területen található 13 település közigazgatási határait vettük alapul (4. táblázat). A táblázatokhoz és a diagramokhoz felhasznált adatokat, ill. a térképeket a Borsod Megyei Levéltárból (BML), a Központi Statisztikai Hivatalból (KSH), Magyarország I. katonai felmérésének szelvényeiből és egyéb irodalmakból gyűjtöttük (Magyarország 1. katonai ..., BML, FÉNYES 1837, 1851, Magyarország művelési ... 1865, CSÍKVÁRI 1939, KSH 1970, CSORBA 1990, CSORBA-TÓTH 1991, PINTÉR 2000).

Arló	1548	1830	1851	1865	1895	1913	1935	1939	1962	1966	2000
szántó (ha)	336	707	844	972	1048	1088	1088	1088	825	768	202
rét, legelő (ha)		337	419	779	814	800	801	801	883	470	229
erdő (ha)		2635	3283	2827	2534	2782	2782	2782	2774	3243	3276
egyéb (ha)		312	78	241	108	148	148	148	183	184	978
összterület (ha)		3990	4624	4820	4504	4817	4818	4818	4664	4664	4685
Borsodbóta	1548	1830	1851	1865	1895	1913	1935	1939	1962	1966	2000
szántó (ha)		0		269	342	369	373		247	231	174
rét, legelő (ha)				385	310	287	289		290	234	90
erdő (ha)				187	188	185	185		126	197	113
egyéb (ha)				79	89	93	91		147	126	435
összterület (ha)				920	929	935	939		810	788	813
Borsodnádásd	1548	1830	1851	1865	1895	1913	1935	1939	1962	1966	2000

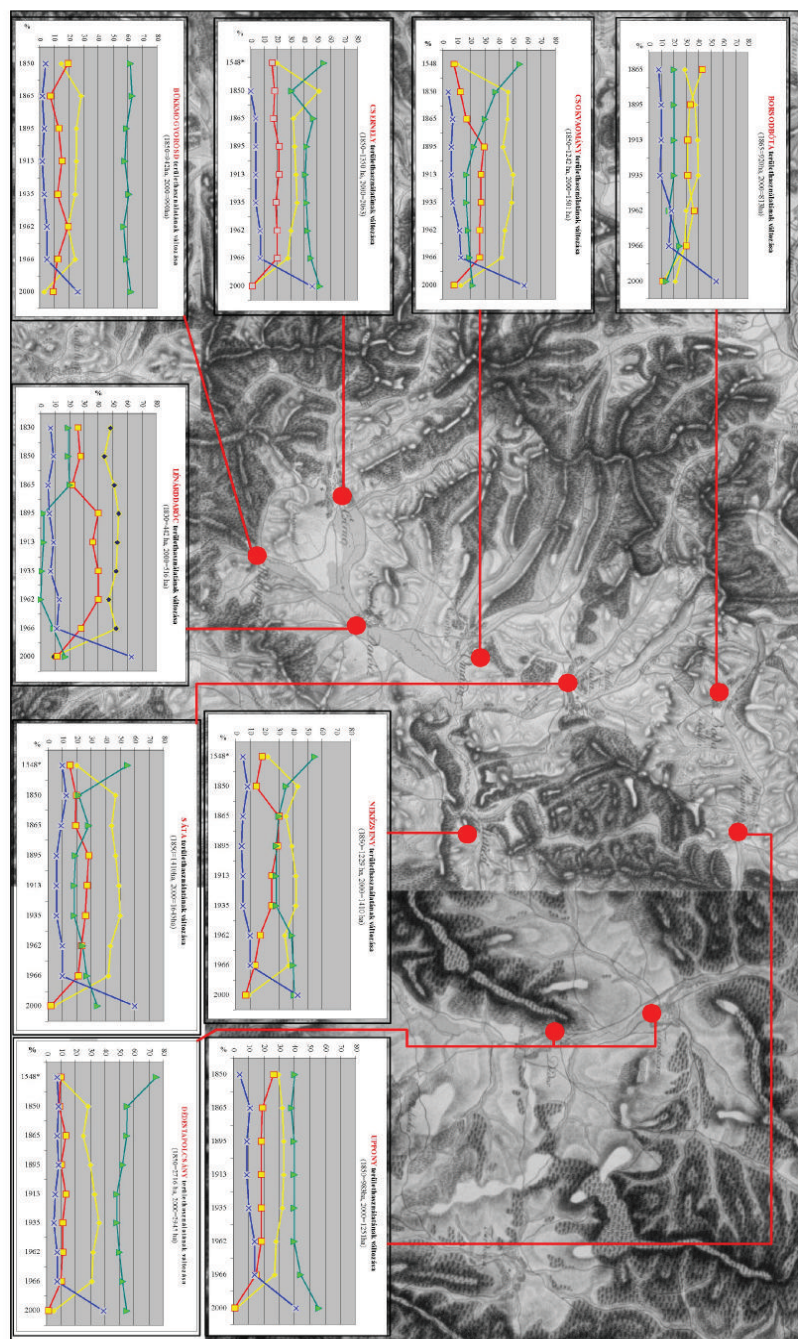
szántó (ha)	205	549	600	715	829	863	764	775	577	552	90
rét, legelő (ha)		344	357	552	325	538	412	401	582	488	132
erdő (ha)		1193	1300	1381	1295	1298	1475	1475	1310	1419	1638
egyéb (ha)		8	108	136	340	80	127	126	310	320	947
összterület (ha)		2094	2366	2784	2790	2779	2778	2778	2779	2779	2807
Borsodszentgyörgy	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	104		586	775	665	745	746		507	450	113
rét, legelő (ha)			237	264	529	518	516		595	532	94
erdő (ha)			1051	877	815	751	751		887	989	1122
egyéb (ha)			0	271	168	164	164		144	161	824
összterület (ha)			1874	2188	2176	2177	2176		2132	2132	2153
Bükkmogyorósd	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)				263	237	234	225		178	233	29
rét, legelő (ha)				68	126	140	110		183	118	94
erdő (ha)				595	559	549	580		549	561	615
egyéb (ha)				18	28	27	33		47	45	253
összterület (ha)				944	950	950	949		957	957	990
Csernely	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	212			646	668	676	694		605	571	19
rét, legelő (ha)				350	417	411	380		404	394	27
erdő (ha)				958	829	829	836		850	891	1070
egyéb (ha)				75	82	87	82		138	141	947
összterület (ha)				2029	1996	2004	1992		1997	1997	2063
Csokvaomány	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	43			692	642	742	740		638	608	201
rét, legelő (ha)				254	431	405	405		375	385	120
erdő (ha)				445	337	260	260		262	282	313
egyéb (ha)				113	87	96	97		182	183	867
összterület (ha)				1505	1497	1503	1502		1457	1458	1501
Dédestapolcsány	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	192			719	863	936	1014		901	879	154
rét, legelő (ha)				363	274	365	326		326	279	29
erdő (ha)				1547	1479	1371	1355		1429	1497	1607
egyéb (ha)				203	223	179	130		194	196	1154
összterület (ha)				2833	2840	2851	2826		2850	2850	2945
Járdánháza	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>

szántó (ha)	29	203	400	385	380	424	424	435	288	278	103
rét, legelő (ha)		84	97	189	245	245	244	244	341	241	148
erdő (ha)		360	299	376	331	304	304	304	343	440	463
egyéb (ha)		9	58	83	31	52	52	52	121	133	410
összterület (ha)		656	855	1032	986	1024	1023	1035	1092	1092	1124
Lénárdardaróc	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)				223	240	242	225		235	258	47
rét, legelő (ha)				102	174	162	172		201	140	58
erdő (ha)				89		9	7		1	45	85
egyéb (ha)				22	26	42	30		62	55	327
összterület (ha)				436	440	454	433		498	498	516
Nekézseny	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	208			477	529	573	573		467	501	121
rét, legelő (ha)				403	392	346	344		231	180	93
erdő (ha)				411	385	385	385		535	548	583
egyéb (ha)				61	52	62	62		133	138	613
összterület (ha)				1350	1358	1366	1363		1366	1366	1410
Sáta	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)	199			686	734	779	775		677	667	64
rét, legelő (ha)				302	450	424	412		360	330	32
erdő (ha)				433	301	282	283		383	427	555
egyéb (ha)				143	98	102	94		168	164	994
összterület (ha)				1563	1582	1587	1563		1587	1587	1645
Uppony	<i>1548</i>	<i>1830</i>	<i>1851</i>	<i>1865</i>	<i>1895</i>	<i>1913</i>	<i>1935</i>	<i>1939</i>	<i>1962</i>	<i>1966</i>	<i>2000</i>
szántó (ha)				395	413	409	396		343	338	27
rét, legelő (ha)				244	221	219	220		224	187	14
erdő (ha)				468	497	497	497		504	545	717
egyéb (ha)				133	104	115	130		170	170	523
összterület (ha)				1239	1234	1240	1243		1240	1240	1281

4. táblázat A területhasználat változása a vizsgált települések közigazgatási határain belül



63. ábra A területhasználat időbeli változása a Hódos-patak vízgyűjtőjén
(MAGYARORSZÁG I. KATONAI FELMÉRÉSÉNEK TÉRKÉPLAPJAIN)



64. ábra A területhasználat időbeli változása a Csernely-patak vízgyűjtőjén
(MAGYARORSZÁG I. KATONAI FELMÉRÉSÉNEK TÉRKÉPLAPJAIN)

Az egyes területhasználati típusok (szántó, rét-legelő, erdő, egyéb) nagyságára vonatkozó adatokat – mivel korábban azt magyar holdban vagy kataszteri holdban adták meg - átszámoltuk hektárba, majd ezeknek az értékeknek a százalékos megoszlását ábrázoltuk a diagrammokon (63. és 64. ábra). A 4. táblázat üres cellái arra utalnak, hogy adott településre, adott évre vonatkozóan nem találtunk adatot.

A XVI. századtól kezdődően, a területhasználattal kapcsolatban nagy számú adat állt rendelkezésünkre, így az időbeli változásokat és az egyes területhasználati módok elterjedését jól tudtuk modellezni. Az I. katonai felmérés (1780-as évek) térképei előtti időkből az 1548-as dézsmajegyzék jövedelemviszonyai alapján csak számított, a többi esetben viszont pontosan mért adatokkal rendelkezünk. A levéltárban igen gazdag térképi anyagot találtunk (BML), ami lehetővé tette a területhasználat térbeli változásának figyelemmel követését is. Különösen értékesnek bizonyultak a tagosítás után (1850-es évek) készített térképek, melyek már területtartóak voltak, és mivel a közigazgatási határok lényegesen nem változtak, lehetővé vált a mai térképekkel való összevetésük.

A völgyek vizsgálatát az tette lehetővé, hogy a legtöbb térkép jól érzékelteti a lineáris formakincset. Gazdasági-társadalmi funkciójukból következően a tagosítási térképek minden jelentősebb eróziós árkot és egyéb völgyformát feltüntettek, így ezek hosszának változása bizonyos korlátok között mérhető az elmúlt 150 évben. Megnéztük a jelenlegi állapotokat is, vagyis először elkülönítettük az egyes völgytípusokat, majd megmértük a völgyssűrűségeket típusonként minden település közigazgatási területére vonatkozóan (DEMETER–SZALAI 2004).

A rendelkezésre álló, területhasználattal kapcsolatos adatsorok feldolgozása során a 63. és a 64. ábrán bemutatott diagramokat kaptuk. Ezek alapján a dombsági jellegű tájon egyértelműen el tudtunk különíteni két, eltérő területhasználattal jellemezhető település-csoportot. Az első csoportba azok a települések tartoznak, ahol az erdőterület meghaladja mind a szántók, mind a rétek arányát és megközelíti az 50%-ot. Ide sorolható *Arló*, *Borsodnádásd*, *Bükkmogyorósd*, *Csernely*, *Dédestapolcsány* és *Uppony*. A másik csoportot azok a települések alkotják, ahol az erdők aránya kisebb, mint 30%, és a szántóterület, vagy a szántók és rétek aránya meghaladja az erdőkét. Ebbe a csoportba tartozik *Borsodbóta*, *Csokvaomány*, *Járdánháza*, *Lénárdaróc*, *Nekézseny* és *Sáta*. *Borsdoszentgyörgyöt* átmeneti típusként értelmeztük.

Történelmi léptéket tekintve megállapítható, hogy a XVIII. századtól kezdve az erdők területe településenként legalább 20%-kal csökkent a szántók és rétek előretörése mellett. A XX. század közepétől az erdőterületek ismételt növekedése figyelhető meg, köszönhetően a művelés alól kivont szántóterületek, felhagyott rétek számának szaporodása miatt. A művelés alatt nem álló szántók, nem kezelt, degradálódó rétek és legelők területét előbb-utóbb benövi a bozót,

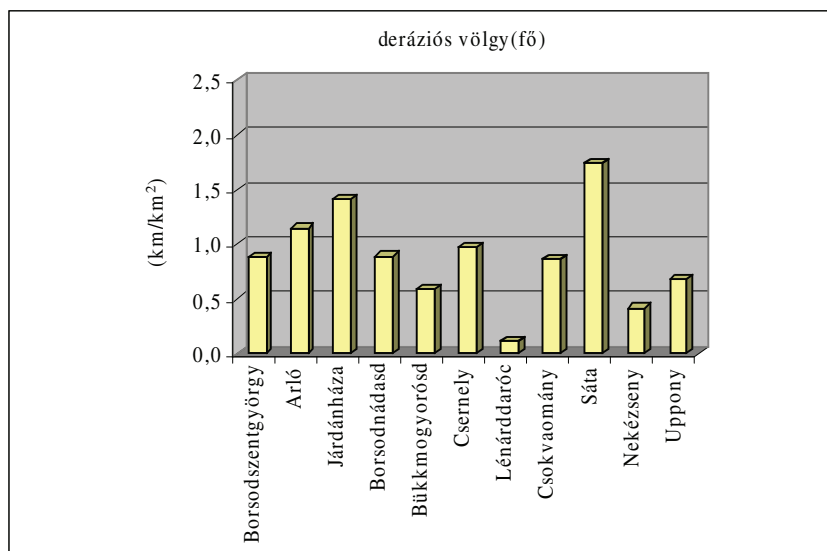
majd később beerdősülnek. Erre 'kitűnő' példákat láthattunk a terepi kiszállások alkalmával.

Irodalmi (történeti-földrajzi) adatok alapján azt is megvizsgáltuk, hogy számolhatunk-e jelentős erózióval a XVIII. században. Az itt kapott eredmények a Mária Terézia korabeli úrbérrendezés kilenc kérdőpontos vizsgálatára (1770) adott válaszok alapján születtek (CSORBA-TÓTH 1991). Jól látható, hogy a települések szántóinak nagy része jelentős erózió által veszélyeztetett területnek minősült (5. táblázat). A területhasználat intenzitása döntően befolyásolja az erózió sebességét.

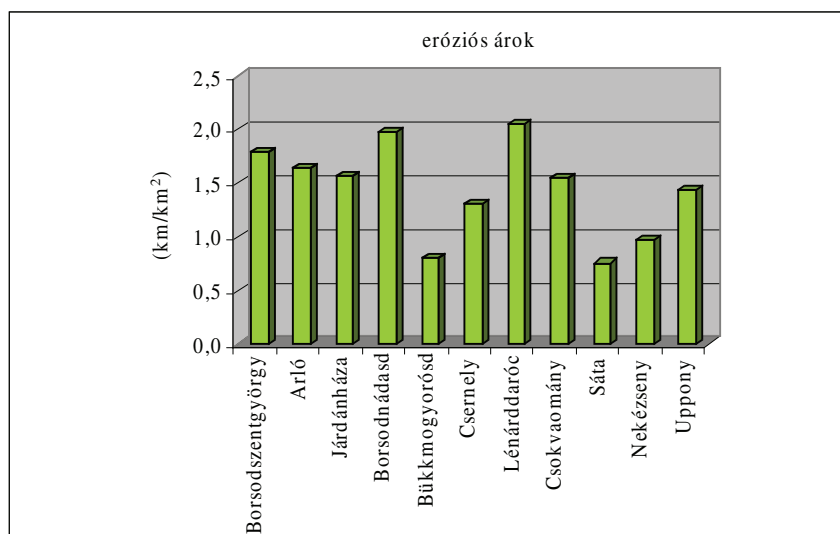
	áradás	erózió szőlőművelésre, valamint szántóterületként hasznosított domboldalakon	akkumuláció rét és legelő területeken
Arló	X	-	X
Borsodszentgyörgy	-	X	X
Bükkmogyorósd	-	-	-
Csernely	-	X	X
Borsodnádásd	-	X	X
Csokva	-	X	X
Omány	-	X	-
Sáta	-	X	X
Borsodbóta	-	X	-
Uppony	-	X	X
Nekézseny	X	X	X
Dédes	-	X	X
Tapolcsány	-	X	X

5. táblázat Erózió által veszélyeztetett települések a XVIII. században

Megnéztük azt is, hogy az eltérő területhasználat és a deráziós völgyek, ill. eróziós árkok gyakorisága között kimutatható-e egyértelmű összefüggés, a jelenlegi állapotokat tekintve (65. és 66. ábra). 2 településnek az értékei azért hiányoznak, mert közigazgatási területük jelentős része a vízgyűjtőkön kívülre esik, így részletes vizsgálat alá nem estek. Arra a megállapításra jutottunk, hogy az összefüggés ebben a formában nem bizonyítható. Nem különülnek el kellőképpen a különböző területhasználati dominanciával jellemezhető települések.



65. ábra Deráziós völgsűrűség a vizsgált települések közigazgatási területén



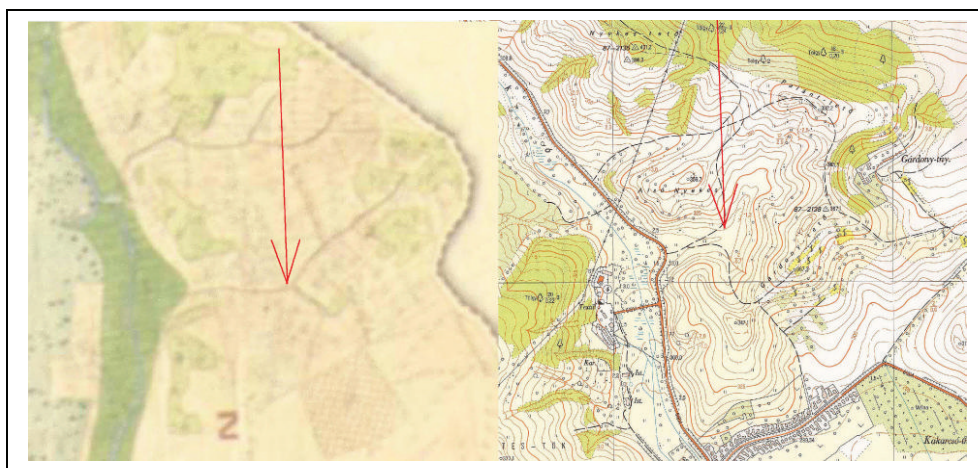
66. ábra Eróziós árok sűrűség a vizsgált települések közigazgatási területén

Megvizsgáltuk az eróziós völgyek, ill. árkok regresszióját az elmúlt 150 év alatt. A történelem során dominánsan erdővel borított települések közül Csernely és Bükkmogyorósd tagosítási térképét (1850-es évek) választottuk. A túlnyomóan szántó dominálta települések közül pedig Lénárdaróc térképe bizonyult

alkalmasnak a vizsgálatra. Mivel a térképek méretaránya eltért a ma használt EOTR-rendszerű térképekétől ezért a pontatlanságok elkerülése végett a 25 m-nél kisebb eltéréseket mutató pozitív és negatív irányú változásokat nem vettük figyelembe.

Mindkét területhasználati típus esetében a vizsgált eróziós völgyek, ill. árkok legalább fele nem mutatott számottevő változást, bár összhosszuk nőtt. Csernely esetében eróziós árkok derázióssá, illetve eróziós-derázióssá alakulása figyelhető meg több esetben. Érdekes, hogy a szántók dominálta Lénárdarócon sem nőtt jelentősen a völgy-regresszió. Ebben az esetben az egy eróziós árokra, vízmosásra jutó hátrálás értéke átlagosan 15 m volt, míg az erdővel borított Csernely és Bükkmogyorósd esetében 9, illetve 18 m volt. Csernelyben jelentős volt a deráziós fejlődés miatt egyes árkok feltömedékelődése, így itt sok vízmosás hossza csökkent. Hasonló csökkenés volt megfigyelhető Lénárdaróc esetében is. A területhasználati különbségek nem korrelálhatók szorosan a regresszió mértékével, de kapcsolat mutatkozik a területhasználat gyakori változása és az irtások megjelenése esetében. Az elmúlt 150 évben a területhasználati típusok (erdő, rét, legelő, szántó) térbeli elterjedése meglehetősen stabil maradt, nem voltak hirtelen váltások – leszámítva szőlők eltűnését az 1886-os vész után. Ma pedig a felhagyott területeken a spontán erdősülés és bozótosodás miatt csökken az erózióveszély (DEMETER–SZALAI 2004).

A 67. ábrán egy olyan völgyet láthatunk, amelyet korábban eróziós árokként jelöltek, ma pedig eróziós-deráziós völgyként fejlődik. A katonai térképek alapján is jól látható, hogy sok esetben a korábban eróziósnak jelölt völgyek derázióssá fejlődtek (pl. Járdánháza, Csernely).



67. ábra Egykori eróziós árok deráziós továbbfejlődése figyelhető meg Csernely község határában

Összességében megállapítható, hogy a területhasználat intenzitása általában befolyásolja a lineáris erózió mértékét, bár a vizsgált településeken egyértelmű korreláció nem mutatható ki közöttük. A területhasználat változása, a változás gyakorisága és a lineáris erózió intenzitása között van összefüggés. Jelentős méretű új eróziós árkok nem alakultak ki az elmúlt 200 év során, az idősebbek hátravágódása azonban mérhető. Azokon a területeken, ahol korábban jelentős méretű erdők fordultak elő, ma viszont a szántók és rétek dominálnak nem általános az eróziós árkok deráziós továbbformálódása. Mégis találtunk néhány deráziós völgyet ezeken a területeken, amely korábban eróziós árok lehetett. Az egyértelmű változások kimutatására a vizsgált időszak túl rövidnek bizonyult, főképpen a deráziós völgyek tekintetében.

8.2. Az Upponyi-szigethegység és előtereinek jelenlegi területhasználata

Az 1:10.000-es méretarányú térképlapok és terepi ismeretek alapján elkészítettük az Upponyi-szigethegység és közvetlen környezetének területhasználati térképét (72. ábra). Erdő (fenyő, bükk, tölgy), bozót, szántó, rét-legelő, kert-szőlő, nádas kategóriákat különítettünk el. Az emberi tevékenység térbeli eloszlása a földtani-felszínalaktani adottságokat jól tükrözi (SZALAI et al. 2002/c). A legelő és szántóföldi gazdálkodásra kevésbé alkalmas morfológiai adottságok gátolták mezőgazdasági művelési ágak terjedését, így jóval nagyobb területen maradhattak meg összefüggő erdőfoltok (SZALAI et al 2002/b.). A táji adottságokhoz való alkalmazkodás mellett jelentős befolyásoló tényező az Upponyi-szigethegység felszínén létrehozott Lázbérci Tájvédelmi Körzet is, hiszen korlátozza és szabályozza a területen folyó emberi tevékenység módját, mértékét. A vidék területhasználata a következőképpen jellemezhető.



68. ábra A Lázbérci-víztározó

1967-69 között a közeli települések vízellátásának megoldására, a hegységet átszelő Csernely- és Bán-patak összefolyása alatt, a Bán-patakon gátat emelve, hozták létre a Lázbérci-víztározót (2,19 % - a %-os értékek az összterületen belül értendők). 1975-ben a mesterséges tározó vízbázisának védelmére alapították a Lázbérci Tájvédelmi

Körzetet (LTK). Az LTK ma már többfunkciós, nem csupán a vízbázis védelmére korlátozódik (68. ábra).

Az Upponyi-szigethegység térszíne a Tájvédelmi Körzet létrehozása óta igen kedvező helyzetbe került. A terület jelentős részén a gyakran meglehetősen meredek lejtőoldalakat **erdő** borítja (**59,37 %**). Az erdők nagy része (*bükk* – 7,8 %, *tölgy* – 46,17 %, bokorerdő) a hegység geológiai, talajtani és morfológiai helyzetére utal, vagyis természetes társulás míg tájidegen, betelepített növénytársulások is megjelennek (*fenyő* -5,4 %, akác).

A hegylábi területek elég jelentős százalékát elhagyott, **bozótosodó** (**1,29 %**) **rétek**, degradálódó **legelők** (**18,12 %**) borítják (69. *ábra*). Ezek kezelése ma még sajnos nem megoldott. Pedig a környék vizeinek védelme szempontjából az erdők mellett a gyepek jelentik a legmegfelelőbb területhasználati módot (LTK KEZELÉSI TERVE 1999).



69. *ábra* A felhagyott rétek, degradálódó legelők területét bozót növi be



70. *ábra* A települések határában szántóföldi művelés folyik

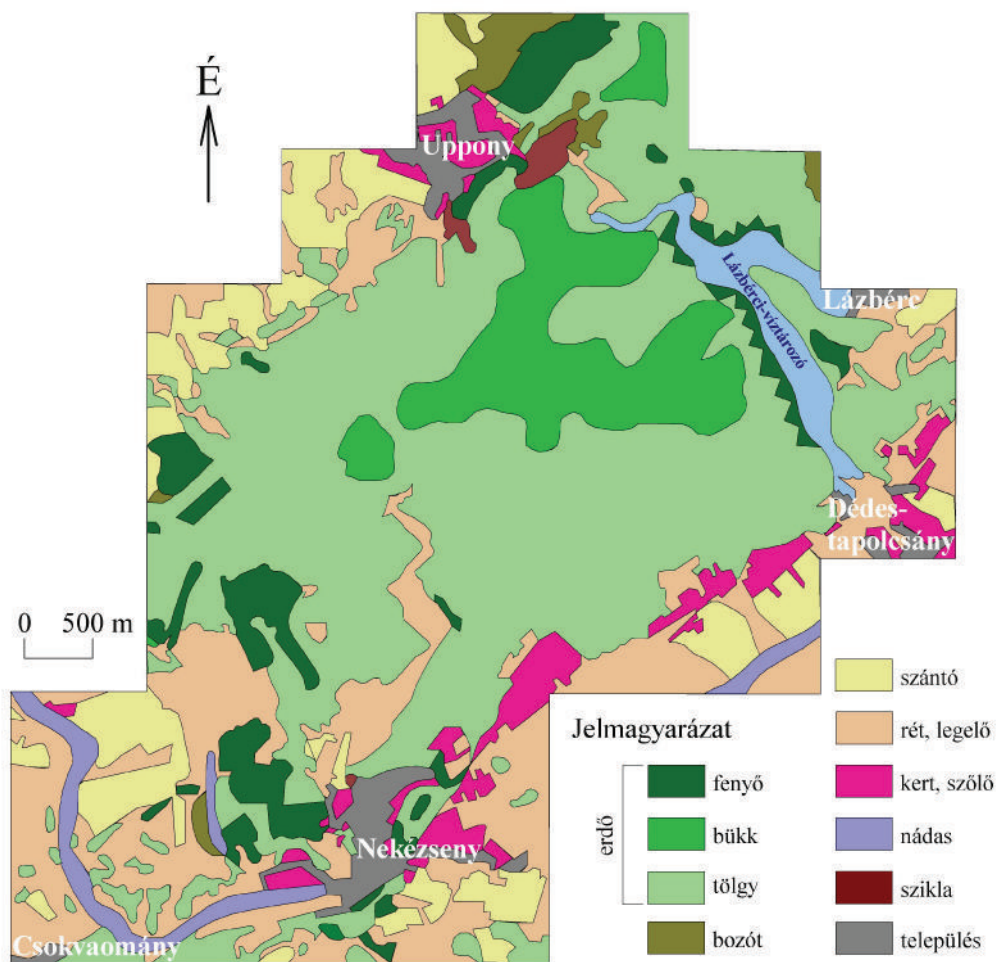
Az alacsonyabb, enyhe lejtésű területek nagy részét **szántóként (9,93 %)** hasznosítják (70. ábra). A **települések (2,66 %)** közvetlen környezetében megtalálhatók a **szőlők, kertek is (3,74 %)**. A terület egykoron lényegesen jelentősebb gyümölcstermesztésével kapcsolatban írja FÉNYES ELEK Dédesről: „Gyümölcs, kivált szilva, bőven terem” (FÉNYES 1851). A terepbejárások során, több helyen is megtaláltuk a valamikor jóval nagyobb kiterjedésű szőlők és gyümölcsösök ma már elhagyott, gyomosodó parcelláit. A vizenyős völgytalpakon, a kisebb vízfolyások mentén gyakran találkozhatunk **nádas** területekkel (**2,16 %**).

Az idős alaphegységi területet ért bányászat hatása a felszínen ma már nehezen nyomozható. Legfeljebb csak a mészkő (71. ábra), konglomerátum vagy vulkanit feltárásokon nyitott, de ma már nem üzemelő külszíni bányák okozta sebhelyek szakítják meg a Csernely-völgy és az Upponyi-szoros majd összefüggő erdőtakaróját (**szikla - 0,54 %**). A terület vasércbányászata a XVIII. században lendült fel, amikor a borsodi vasművesség megteremtői Fazola Henrik és fia Frigyes az ómassai, szilvási és dédesi hámorokba többek között Upponyból, Nekézsenyből és Tapolcsányból szállították a vasércet. A Tapolcsányi Formáció felső ordóvíciumi-szilur kovapala-agyagpala sorozatához kötődik a vas- és mangánérc bányászata. A gyenge minőségű érc azonban csak kis mennyiségben állt rendelkezésre (CSÁMER 2000). 22 táró és akna, valamint 11 külfejtés látta el nyersanyaggal a borsodi ipart (KOVÁCS 1994). A formáció legszebb feltárásai a nyersanyagkutatások által bolygatott felszínek, a felhagyott bányák és vágatok, amelyeket ma már nem könnyű megtalálni. Ezen kívül, elszórtan egy-egy helyi jelentőségű, kis méretű agyag- vagy homokbánya is feltűnik a környéken.



71. ábra Az upponyi mészkőbányát ma már nem művelik

Az LTK Kezelési Terve is fontos feladatként tartja szem előtt a megfelelő területhasználati módok kialakítását, fenntartását: „a természetvédelmi kezelés célkitűzése a természetes folyamatok és a hagyományos emberi területhasználat együttes munkája eredményeként, valamint a víztározó létrehozásával kialakult természeti kép fenntartása, a terület élővilágának és az azt kialakító tényezőknek, folyamatoknak a megőrzése, a védelmi munkákat megalapozó kutatások végzése, valamint a védett területek bővítése fenntartása” (LTK KEZELÉSI TERVE 1999).



72. ábra Az Upponyi-sziget hegység és közvetlen környezetének területhasználati térképe

9. FÖLDTANI-FELSZÍNALAKTANI ÉRTÉKEK VÉDELME ÉS BEMUTATÁSI LEHETŐSÉGEI

A széteső ipari potenciál, a természet- és környezetvédelem felértékelődése, valamint a formálódó környezetföldtani-tájökológiai szempontrendszer átgondoltabb tájvédelmet tesznek szükségessé. A földtani, felszínalaktani, hidrológiai, talajtani, tájképi és egyéb paraméterek együttes figyelembevétele szolgálhat alapul egy, a korábbtól lényegesen hatékonyabb tájvédelemhez, szelektív területhasznosításhoz, és az érintett önkormányzatok érdekeinek érvényesítése mellett az ökoturizmus fellendítéséhez. Ebben az új rendszerben megnövelhető lenne a terület önfenntartó képessége mind biológiai, mind gazdasági értelemben. Az 1996-ban elfogadott természetvédelmi törvényben lefektették a legfontosabb tájvédelmi alapelveket, sajnos azonban a gyakorlatban ez gyakran csak élőhely védelmet jelent, vagy esztétikai kérdésként jelenik meg (CSORBA 2003).

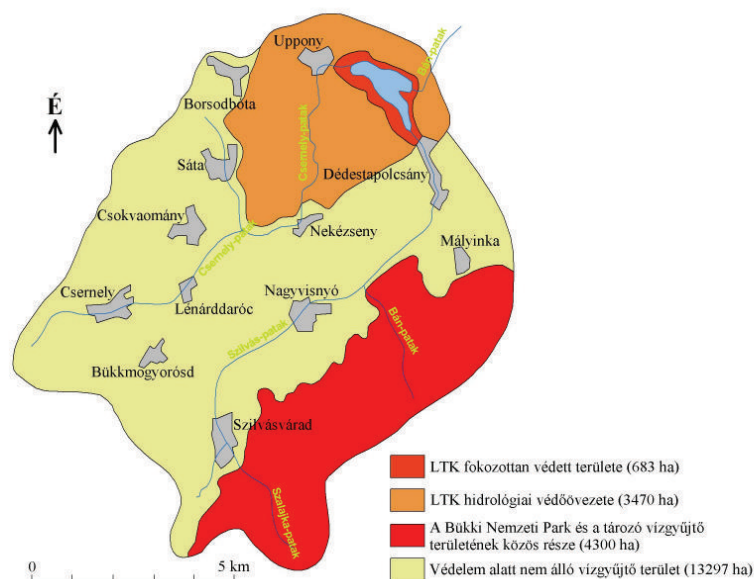


73. ábra A Lázbérci Tájvédelmi Körzet jelenlegi északi határát jelző tábla Uppony felett

Az Upponyi-sziget-hegység környékén mindig is problémát jelentett a vízellátás, hiszen a hegység idős kőzeteinek vízháztartása rossz, a miocén előtereket felépítő kőzetekben pedig sűrűn megjelennek agyagbetelepülések, vagy nagyobb agyagtartalmú, szigetelő hatású rétegek. Emellett nem szabad megfeledkeznünk arról sem, hogy a terület fő vízfolyása a Sajó a nehézipar megtelepedése után igen hamar szennyezetté vált. A terület vízellátásának megoldására alakították ki 1967-69 között a Csernely- és a Bán-patak összefolyásánál a Lázbérci-víztározót, amit 1970-ben adtak át. 1975-ben a víztározó vízbázisának védelme céljából hozták létre az akkor 8510 ha területű

Lázbérci Tájvédelmi Körzetet (LTK) (73. ábra). 10 év elteltével, máig nem tisztázott okokból a felére csökkentették (3633,5 ha) az amúgy is helytelenül kijelölt területet (74. ábra). A táj egységének megőrzéséhez elengedhetetlen feltétel a LTK védett zónáinak kiterjesztése az Upponyi-félmedencére, a vízbázisvédelem szempontjából pedig a Csernely- és a Bán-patak egész vízgyűjtőjére. Szerencsére a 2000-2009 között érvényes Kezelési Terv már tartalmaz javaslatot a védett régió határainak kiterjesztésére É-i és Ny-DNy-i irányban (LTK KEZELÉSI TERVE 1999). A jelenleg 3649 ha kiterjedésű LTK területén

a Bükki Nemzeti Park jóvoltából már folyamatban van a növény- és állattani állapotfelmérés, a földtani-felszínalaktani, természetvédelmi vonatkozások ismerete azonban még hézagos.



74. ábra A Lázberci Tájvédelmi Körzet területe

A Hódos-patak vízgyűjtőjének nyugati fele az összességében 9460 ha kiterjedésű Tarnavidéki Tájvédelmi Körzet (TTK) területére esik. Ennek is köszönhető, hogy a jelentős méretű erdők máig megmaradhattak ezen a részen (ld. 8.1. fejezet). Itt azonban szintén megfontolandó lenne a védett terület határait az egész vízgyűjtőre kiterjeszteni. A környék védelemre érdemes és bemutatásra alkalmas értékekben gazdag (pl. járdánházai csuszamlások, hatalmas erdőterületek). Az ökoturizmus megteremtésével az itt élők munkalehetőségei is kibővíthetők. Annál is inkább, fontos lenne ez, mivel az Országos Kék Túra útvonala is keresztülhalad a területen.

9.1. Tanösvények létesítésének lehetőségei

A felszínfejlődés folyamatainak látványos, ugyanakkor a gyakorlatban mégis nehezen demonstrálható jelenség-együttese fontos része lehet a köz- és felsőoktatás különböző szintjeinek, ill. a szakemberképzésnek. A mainál jóval ésszerűbben lehetne kiaknázni a földtani-felszínalaktani értékeket bemutató

tanösvények, tanbányák oktatási és közművelődési szerepét. A Csernely- és a Hódos-vízgyűjtő területén számos tanösvény kialakítása lehetséges.

Az Upponyi-szigethegység paleozóos felszíne kiváló iskolapéldája az alaphegységi, szerkezetorientált völgyfejlődésnek, így különösen annak részletebben feldolgozott völgyszakaszai geomorfológiai, szerkezetmorfológiai tanulmányok és kirándulások kiváló célpontja. Az itt szerezhető tapasztalatok jól alkalmazhatók minden olyan területen, ahol a felszínfejlődést a paleo-mezozóos alaphegység felszínrebukkanásai határozzák meg, s ahol a szerkezetfejlődés alapját a pikkelytakaró képződés, ill. az ehhez kapcsolódó töréses tektonika képezi.

A formákban gazdag Rágyincs-völgy az egyik legjobb példa erre. A földtani-felszínalakítási formákat és folyamatokat bemutató tanösvény részletesen kidolgozott tervezetét a *3. melléklet* mutatja be. Azért is fontosnak tartom ennek megvalósítását, mert elsősorban természetföldrajzi jelenségeket demonstráló tanösvényekkel még nem találkoztam, legtöbbjük biológiai és földtani értékeket mutat be. A Rágyincs-völgy többé-kevésbé zárt vízgyűjtőterülete könnyen elérhető, jól bejárható és belátható, ugyanakkor tanösvényi szempontból legjobban előkészíthető (útonal kijelölés, táblázás, megállóhelyek kiépítése) terep. Itt egyszerűen megközelíthető feltárásokon szemléltethető a mikrotektonikai törésrendszer, emberi léptékben bemutatathatók a völgyfejlődés morfofáciái, s az útvonal mintegy 2-3 órára ütemezhető.



75. ábra A Lázbérci-víztározó partja

Jó feltárásai, látványossága és rekreációs potenciálja miatt magának a víztározónak a völgye is alkalmas a bemutatásra (75. ábra). Bár részben ezen az útvonalon halad a nemrégiben 'kiépített' Szalamandra tanösvény, ez tovább bővíthető lenne több szakmai információt hordozó táblákkal. Kiváló feltárásai révén a szerkezeti, litológiai megfigyelésekre leginkább itt nyílik mód. Tanulmányozható a mikrotektonikai törések egész sora, s a nagyszámú szabad köztér felületén lehetőség ad a mérés-technika elsajátítására, ill. a kőzet

típusképződményeinek megfigyelésére. A Bán- és a Csernely-patak völgyének ez a szakasza a víztározó és az Upponyi-szoros jelenléte miatt É-Magyarország egyik legkiemelkedőbb tájképi élményét nyújtja, s a vízgazdálkodási és rekreációs (üdülés, sporthorgászat) elemeken alapuló táj- és területhasználat egyik legjobb példája. Az útvonal 1 óra alatt bejárható.

A törésvonalak mentén lefutó, és az Upponyi-szorost is kialakító Csernely-pataknak (76. ábra) a hegységet áttörő szakaszára jellemző a mozaikos tájfejlődés

és területhasználat, az eltérő növénytakasúlasok megjelenése. Ennek az útvonalnak így már nem csak a geomorfológia, de az alkalmazott tájöldrajz, sőt a településöldrajz számára is vannak tanulságai. Tervezésekör tekintettel kell azonban lenni arra, hogy bejárása legalább fél napot vesz igénybe. Egyrészt azért, mert a kiindulási és az érkezési pont távol esik egymástól, másrészt pedig mert a patakon való többszöri átkelést nem segítik hidak és az amúgy is rendkívül ritkán használt utat nagyrészt bozót nőtte be.



76. ábra A Csernely-völgy Upponyi-szigethegységi bejárata Nekézsenynél

A három tanösvény összekapcsolása esetén néhány kulcsfeltárást (pl. nekézsenyi vasúti bevágás, Festék-bánya, Upponyi mészkőbánya) is tervbe véve, két napos, intenzív szakmai terepgyakorlat szervezhető, ahol a hallgatók földtani (ásvány-kőzettan, tektonika, bányászat, hidrológia), természetöldrajzi (geomorfológia, vízföldrajz, talajtan), társadalomöldrajzi (területhasználat, falutípusok) és botanikai megfigyeléseket tehetnek.

A miocén-oligocén felszín bemutatására lehet alkalmas a felső Hódos-vízgyűjtő nyugati része. Borsodnádásdról, a Gyepes-völgyön keresztül Járdánházára átgyalogolva, egy fél napos bejárás keretében megismerhetjük a terület jellemző közeit, a rajtuk kialakult tipikus felszíni formakincset. Ebből egy-két példát kiragadva, a teljesség igénye nélkül mutatunk be néhány fotót (77-80. ábra).

Mivel a tervezett tanösvények a Tájvédelmi Körzetek védett övezetéhez tartoznak, látogatásuk csak megfelelő idegenforgalmi fegyelem mellett oldható meg biztonságosan.



77. ábra Deráziós fülke miocén üledékes kőzeten, Borsodnádasd közelében



78. ábra Előtérben a puhább miocén üledékek alkotta lekerekített térszín. A távolban feltűnő, lényegesen markánsabb morfológiájú felszín már a kemény oligocén homokkő területe (Borsodnádasd közelében).



79. ábra Csuszamlások Járdánházánál



80. ábra Az egyik járdánházai csuszamlás hepéje

9.2. Tanbányák

Tanbányák kialakítására is remek lehetőségek nyílnak a területen. A bányászat által bolygatott falakon, járatokban feltárul a hegység (dombság) felépítése, belső szerkezete, amelyből következtetni lehet, esetenként akár a tágabb környezet fejlődéstörténetére is. A kőzetminta-vételre, tektonikai mérésekre, fotódokumentáció készítésére egyaránt alkalmas falak látványértéküknél fogva a laikus turista számára is érdekes túramegállót jelenthetnének.

A hegység legnagyobb, legjellegzetesebb kőzetkibukkanásai, amelyeket nagyrészt az egykori bányászat tárt fel oktatási céllal jöhetnének szóba. A bányafalak könnyen megközelíthetőek, némelyikük turistaútvonal mellett, mások völgyekben, a falvaktól nem messze helyezkedik el. Elsősorban a geológus-geográfus hallgatók számára kitűnő tanfeltárásokká alakíthatók át. Ehhez esetenként a falak stabilabbá tételére lenne szükség, mert egyik-másik az omlások miatt balesetveszélyes lehet. A feltárások vagy litosztratigráfiailag, vagy a jól látható és értelmezhető szerkezeti elemek, gyűrődések, feltolódások, vetők, esetleg a mikromorfológia (vetőkarcok, karros felszínek, kipreparálódások stb.) miatt érdekesek.

Alkalmas lenne bemutatásra az upponyi mészkőbánya, amely a plaeozóos, gyengén karsztosodó, karbonátos kőzet jellegzetes szerkezeti és litológiai sajátosságait tárja elénk óriási falfelületen. A dédesi Festék-bánya nemcsak földtani, hanem bányászati szempontból is érdekes, hiszen többek között ehhez kötődött a FAZOLA HENRIK vezette XVIII. századi vas- és mangánérc-bányászat. Bár a falak omlása miatt a kiépítés kicsit körülményesebb lenne, a strázsahegyi bazalt bánya esetében, mégis alkalmas lehet a vulkáni kőzet szerkezetének részletes vizsgálatára (81. ábra). A Rágyincsvölgyi Homokkő alapszelvényét, amely a kidolgozott tanösvény egyik megállópontját képezi a földtani fejezetben már (a többi kőzetfeltárással együtt) bemutattam.



81. ábra A nekézsenyi Strázsahegy ma már nem működő bazalt bányája

ÖSSZEFOGLALÁS

A leíró felszínalaktani és recens morfometriai jellemzők az ok-okozati összefüggések feltárása céljából szükségszerűen visszavezetendők a földtani-szerkezeti adottságokra. Geomorfológiai vizsgálatainkat közzétani és szerkezeti alapegységeken végeztük. Az eltérő földtani adottságokkal rendelkező területrészek jól elkülöníthetők voltak a felszíni formák tekintetében is. Mindezt számszerű adatokkal támasztottuk alá, és ahol lehetséges volt, ott statisztikusan is bizonyítottuk.

A térinformatikai és statisztikai értékelésekhez a következő szoftvereket használtuk: GeoMedia Professional 5.1, IDRISI 32R2, SPSS 11.0, Microsoft Excel, Surfer for Windows 8.0, Intergraph SmartSketch 4.0, Adobe Photoshop 7.0, Microsoft Word.

Részletes vizsgálataink az Upponyi-szigethegységet és előtereit, ill. a Csernely-patak vízgyűjtőjét érintették. Összehasonlító elemzések készültek a területet nyugatról határoló, szomszédos Hódos-vízgyűjtőn is. Összességében 230 km²-nyi területen végeztünk geomorfológiai vizsgálatokat.

A mintaterület lehatárolásakor megállapítottuk, hogy a kistáj-határok meghúzásával és nevezéktanával kapcsolatban számos probléma merül fel. Célszerű lenne Upponyi-hegységnek – a kistáj-kataszteri beosztással ellentétben – csak a paleo-mezozóos kőzetek felszínrebukkanását nevezni, miocén előtereit nélkül. Az idős rög mind földtanilag, mind geomorfológiailag élesen elüt környezetétől. Ezért dolgozatomban a földtani szakirodalomban elterjedt, és erre a területre általánosan használt Upponyi-szigethegység kifejezést alkalmaztam. A hegység miocén előtereit a már Tardonai-dombság szerves részének tekintjük.

A Csernely- és a Hódos-patak vízgyűjtőjén előforduló 26 földtani formációt koruk szerint, ill. közzétani jellegük alapján 10 csoportba osztottuk, és a geomorfológiai vizsgálatok jelentős részében, mint alapegységeket, ezeket hasonlítottuk össze. A közzétani jellegnél, mint kvantitatív tényezőt, a kőzet szilárdságát meghatározó egyirányú nyomószilárdságot vettük figyelembe. Ebben a felbontásban kifejezésre jutottak a kőzetek egyedi adottságai, az erózióknak való eltérő ellenállásuk és a felszíni formák tekintetében is megmutatkoztak a különbségek.

A következő kőzetfizikai csoportokat különítettük el, a puhábbtól a keményebb felé haladva: neogén homokkő, paleogén slír, neogén aleurit, neogén (homokos) slír, neogén tufa, neogén andezit, paleogén homokkő, paleo-mezozóos sziliciklaszt, paleo-mezozóos mészkő, paleo-mezozóos vulkanit. Ebből négy csoport területi kiterjedése nem bizonyult elég nagynak a statisztikus elemzésekhez, párhuzamosításokra ezek nem voltak alkalmasak.

A völgsűrűségek és a kőzetek keménysége közötti összefüggés vizsgálata során a következő eredmények születtek. Megállapítottuk, hogy a kőzetminőség meghatározó szerepe a völgyfejlődésre a völgsűrűségi értékekben és a korrelációs együtthatókban is kifejezésre jut. Jól elkülönülnek a kőzetfizikai csoportok a sűrűségi értékek, ill. a völgytípusok dominanciája szerint. Az eróziós völgyeknél a lineáris regresszió szoros összefüggést mutatott, vagyis a kőzetek keménysége meghatározza a völgsűrűséget ($R^2=0,6236$). A keménység növekedésével együtt nő az eróziós völgsűrűség. Az eróziós völgyek az idős térszíneken a legjellemzőbbek. A deráziós völgyeknél logaritmikus regressziót használtunk, de még így sem egyértelmű az összefüggés, ami feltehetően összetett kialakulási folyamatainak köszönhető ($R^2=0,4235$). Főleg a puhább kőzetek alkotta, fiatalabb felszíneken jelennek meg. Ahogy várható volt, az eróziós-deráziós völgyeknél gyenge a korreláció ($R^2=0,2374$). Az eróziós árkok esetében a polinomiális függvénykapcsolat bizonyult megfelelőnek. A korrelációs együttható szerint van összefüggés a kőzetek keménysége és az eróziós árkok sűrűsége között ($R^2=0,6084$). A kőzetek keményebbé válásával egy bizonyos szilárdsági értékig nő, majd pedig csökken a sűrűség.

Megvizsgáltuk a szerkezeti adottságok szerepét is a terület völgyhálózatának alakulásában. Ezt tektonikai mérések és a völgyirányok kiértékelésével végeztük el. A 26 feltáráson tett mérések során a következő meghatározó tektonikai irányok voltak elkülöníthetők. Az Upponyi-szigethegység fő csapását meghatározó ÉK-DNy-i irányú szerkezeti vonalak a pikkelyes feltolódások fő vetődési síkjainak irányát jelölik ki. A pikkelyező mozgások a paleozóos küszöb területén csak bizonyos szakaszokon belül voltak egységesek, a fő feltolódásra merőleges haránttörések mentén elkülönülő részek szakaszokra tagolják a pikkelysávokat. Az erőteljes térrövidülések és az ebből következő gyűrődések, feltolódások során a terhelést felvevő merev közzestestekben egy diagonális tönkremeneteli töréshálózat is kialakult.

A völgy- és szerkezeti irányok kapcsolata a természeti alapadottságoktól függően területtípusonként eltérőnek bizonyult. Megállapítottuk, hogy az alaphegység völgyhálózatának kialakításában kiemelkedő szerep jut a fő feltolódási frontoknak, a haránttöréseknek és az egyik diagonális iránynak. A völgyhálózatban a feltolódási frontok menti völgyirányok dominanciája a jellemző. A völgyek 100 %-a szerkezeti vonalat követ, ebből 35 %-a fő törési (pikkelyfront), 22 %-a haránttörés, míg 43 %-a a diagonális tönkremeneteli irányok mentén fut.

A völgyirányok az Upponyi-szigethegység miocén előtérén nagyobb szórást mutatnak, a tektonikus vonalak menti preformációk itt másodrendű szerepet kapnak. Ez egyrészt azzal magyarázható, hogy ezekben a sorozatokban a szerkezeti irányok nagyobb szórást mutatnak, másrészt, hogy laza üledékekben egyéb, a tektonikától független, helyi adottságok is nagyobb szerepet játszanak a völgyfejlődésben. A neogén előtérén számos völgy futása tektonikusan nem preformált.

A Hódos-patak felső vízgyűjtőjén kimérhető ÉÉK-DDNy-i csapásirányú fő törések feltehetően a Darnó-törérendszer pikkelyes-pásztás feltolódási mozgásaival hozhatók kapcsolatba. Az erre merőleges haránttörések szerepe szintén fontos, és itt is megjelennek a diagonális tönkremeneteli irányok. A völgyek mintegy 80%-a egyértelműen köthető valamely szerkezeti irányhoz. A szerkezetileg preformálnak bizonyult völgyek 26%-a kapcsolódik a fő feltolódási frontokhoz, 24 %-a haránttörésekhez, míg 50%-a diagonális tönkrementeli irányokat követ. Itt szintén jelentős a tektonikusan nem preformált völgyek száma.

A szerkezeti irányok nyomon követhetők a felszín völgyhálózatának statisztikus értékelésével is. A völgyhálózatot először bedigitalizáltuk, az irányváltásoknál megtörtük, majd minden egyes völgyszakaszhoz rendeltünk egy irányt és az így kapott adatokat értékeltük. A tektonikai preformációt elsősorban az alaphegységi terület völgyeinél találtuk meghatározónak. Az oligocén-miocén előterek völgyei között is találtunk szerkezeti irányokat követő völgyeket, itt azonban kisebb mértékű a tektonikai meghatározottság.

A szimmetria vizsgálatokból kiderült, hogy a völgyek nagyobb része közel szimmetrikus megjelenésű, teljesen szimmetrikus völgyoldalak azonban csak ritkán fordulnak elő. A feltolódási frontok, vagyis a fő törés mentén futó völgyek esetében megjelennek ugyan az aszimmetrikusabb keresztmetszetek, de az elvárásoktól eltérően a szimmetriához közeli értékek dominálnak. A haránttörések mentén kialakult völgyszakaszok lejtői közelebb állnak a szimmetrikus megjelenéshez, itt már egyértelműen az 1-hez közeli értékeknél van a csúcs. A diagonális törések esetében mutakozó nagyobb szórás feltehetően annak a ténynek tulajdonítható, hogy ezek egy része tektonikus vetővonalként működik, más része nem. Előbbiekénél tektonikusan preformált aszimmetria jelentkezhet, utóbbinál a szimmetrikus völgyfejlődés öntörvényei érvényesülnek.

A völgyoldalak szimmetriájának statisztikus értékelése nem hozta a várt eredményt, ezért részleteiben is megvizsgáltuk a problémát, és néhány típuspélda kiragadásával, ill. elemzésével bebizonyítottuk, hogy számos esetben mégis nyomozhatóak a szerkezeti adottságok a völgy-keresztmetszetekben.

A Rágyincs-völgyben tett megfigyeléseink során a völgyszakaszokhoz kapcsolódó forma-együtteseket 11 keresztshelvény alapján morfoláciésekre soroltuk, majd definiáltuk és részletesen leírtuk általános jegyeiket. A mintaterületen a völgykeresztshelvényekben, ill. az alluvium településében is kimutatható volt a meredek pikkelyfront és a lankás pikkelyhát aszimmetriája. Az Upponyi-szigethegység más területeire is kiterjesztettük megfigyeléseinket.

A rendüség vizsgálatok során a völgy-szakaszok száma és hossza tekintetében nem találtunk markáns eltéréseket a két vízgyűjtő között. Mindkét területen hasonló mértékben csökken a völgy-szakaszok száma és hossza a magasabb rendű völgyek felé haladva. A bifurkációs arányok viszont már utalnak a földtani felépítésben való heterogenitásra. Bár ez önmagában nem bizonyító erejű, mégis felhívhatja a figyelmet valamiféle 'zavarra' a völgyfejlődésben. Valószínű, hogy mindez a Darnó-törésöv közelségéből adódó bonyolult szerkezeti

adottságokra és a vízgyűjtők változatos közettani felépítésére utal. Természetesen lehetnek ennek éghajlati okai is, de mivel ilyen irányú vizsgálatokat nem végeztünk, erre vonatkozó megállapításokat sem tehetünk.

Próbáltuk korrelálni a völgyrendüéseket, a völgyirányokat és a völgyhosszakat, hogy megállapíthassuk van-e egyértelmű összefüggés közöttük. A statisztikai vizsgálathoz a nem-paraméteres Spearman féle rangkorreláció eljárást használtunk. Az eredmények gyenge összefüggéseket mutattak ki. A jövőben érdemes lenne bővítenünk az ilyen irányú vizsgálatokat.

A lejtőviszonyok meghatározásához először litológiai alapon új lejtőkategóriákat különítettünk el. Az egyirányú nyomószilárdság és a lejtőmeredekségi értékek előfordulási gyakorisága közötti összefüggést kerestük. A függvény-kapcsolatok jellege és a korrelációs együttható értéke alapján a következő lejtőkategóriákat különítettük el: 4-10%, 10-16%, 16-22%, 22-44%, 44%<. A lejtőszög adatok átcsoportosítása után elemeztük az új lejtőkategóriák relatív gyakorisága és az egyirányú nyomószilárdság közötti kapcsolatot. A korrelációs együtthatók az átmeneti kategóriát (16-22 %) leszámítva magasak, tehát jó az összefüggés. A 4-16% és a >44%-os lejtőkategóriák ismeretében becsülhető az adott kőzet várható nyomószilárdsága is.

A lejtők kitettségének vizsgálata során szerkezetmorfológiai egységeket vettünk alapul. Megállapítottuk, hogy az Upponyi-szigethegység DK-i előterén a lejtők közel fele DK-i kitettségű, míg a másik fele a D-i, DNy-i és ÉK-i lejtők között oszlik meg, ami a pikkelyháton települő, billenve emelkedő fedőhegység természetes adottságából adódik. A DNy-i miocén előtérén a lejtőknek majdnem 50 %-a tektonika-orientált, és 2/3-1/3 arányban oszlik meg az ÉNy-i és DK-i kitettségek között. Ez elsősorban az upponyi pikkely felszínközeli helyzetét, erős aljzathatását igazolja, vagyis a lejtők itt is jól tükrözik a szerkezeti adottságokat. Lejtőexpozíció tekintetében a tektonikával való leglazább kapcsolatot maga az alaphegység mutat. Ez a jelenség annak tulajdonítható, hogy a nagy keménységű kőzetek tönkremeneteli irányai ugyancsak meghatározói a lejtőképződésnek, gyakran elfedve a fő szerkezetmorfológiai adottságokat. Az ÉNy-i miocén előtér eltérő tektonikával rendelkezik. A csaknem meridionális völgyeket főleg Ny-i, ill. K-i, ÉK-i lejtők fogják közre, több mint 60 %-os dominanciával.

Az Upponyi-szigethegység leíró morfológiai jellemzéséhez elkészítettük a terület geomorfológiai és relatív relief térképét. A hegyidomtani formák elemzéséből markáns különbségek rajzolódtak ki a paleo-mezozóos és a miocén térszín között. A völgyközi háta és gerincek kőzetmechanikai okok miatt keskenyebbek az alaphegységen, és őrzik a 400-450 m közötti elegyengetett felszín magasságát. A miocén térszínen ezzel szemben szélesebb összefüggő háta és gerincek figyelhetők meg. A hegység 330-360 m közötti hegyláb felszíne a pliocén areális felszínlepusztulás eseményeinek nyomait őrzi. A hegyláb felszín legszebben a hegység DK-i részén figyelhető meg, ahol nagyon határozott, a lejtőkategória térképen is markánsan kirajzolódó lejtőtöréssel különül el a felette lévő hegyoldaltól. A lejtők típusát megfigyelve azt tapasztaltuk, hogy a paleozóos

alaphegységen a törmelékmozgással jellemezhető, illetve a stabilis lejtők váltak meghatározóvá, míg a miocén lejtőket elsősorban a barázdás erózió és a deráziós anyagáthalmozás formálja.

A reliefviszonyok tekintetében elmondhatjuk, hogy mivel a miocén előtéri üledéksor anyagának eróziós ellenállása csekély, lepusztulási hajlama nagy csupán 80-110 m/km²-es reliefkülönbségek észlelhetők. Az alaphegységen ezzel szemben a reliefértékek a területnek közel 50%-án meghaladják a 200 m/km²-t, ami a közelmúlt intenzív felszínemelkedését és a kőzetek nagyobb keménységét jelzi.

A területhasználat és a völgyfejlődés kapcsolatának vizsgálata során arra a következtetésre jutottunk, hogy bár a területhasználat intenzitása általában befolyásolja a lineáris erózió mértékét, a vizsgált településeken egyértelmű korreláció nem mutatható ki közöttük. A területhasználat változása, a változás gyakorisága és a lineáris erózió intenzitása között van összefüggés. Jelentős méretű új eróziós árkok nem alakultak ki az elmúlt 200 év során, az idősebbek hátravágódása azonban mérhető. Azokon a területeken, ahol korábban jelentős méretű erdők fordultak elő, ma viszont a szántók és rétek dominálnak nem általános az eróziós árkok deráziós továbbformálódása. Mégis találtunk néhány deráziós völgyet ezeken a területeken, amely korábban eróziós árok lehetett. Az egyértelmű változások kimutatására a vizsgált időszak túl rövidnek bizonyult, főképpen a deráziós völgyek tekintetében.

Elkészítettük az Upponyi-szigethegység és közvetlen környezetének jelenlegi területhasználati térképét is. Erdő, bozót, szántó, rét-legelő, kert-szőlő, nádas kategóriákat különítettünk el. Az emberi tevékenység térbeli eloszlása a földtani-felszínalaktani adottságokat jól tükrözi. A táji adottságokhoz való alkalmazkodás mellett jelentős befolyásoló tényező az Upponyi-szigethegység felszínén létrehozott Lázberci Tájvédelmi Körzet is, hiszen korlátozza és szabályozza a területen folyó emberi tevékenység módját, mértékét.

A felszínfejlődés folyamatainak látványos, ugyanakkor a gyakorlatban nehezen demonstrálható jelenség-együttese fontos része lehet a köz- és felsőoktatás különböző szintjeinek, ill. a szakemberképzésnek. A mainál jóval ésszerűbben lehetne kiaknázni a földtani-felszínalaktani értékeket bemutató tanösvények, tanbányák oktatási és közművelődési szerepét. A Csernely- és a Hódos-vízgyűjtő területén számos tanösvény kialakítása lehetséges. A Rágyincs-völgyben kidolgoztunk egyet, amely földtani és felszínalaktani forma-együtteseket és folyamatokat mutat be.

Az Upponyi-szigethegység paleo-mezozóos felszíne kiváló iskolapéldája az alaphegységi, szerkezetorientált völgyfejlődésnek, így különösen annak részletesebben feldolgozott völgyszakaszai geomorfológiai, szerkezetmorfológiai tanulmányok és kirándulások kiváló célpontja lehet. Az itt szerezhető tapasztalatok jól alkalmazhatók minden olyan területen, ahol a felszínfejlődést a paleo-mezozóos alaphegység felszínrebukkanásai határozzák meg, s ahol a szerkezetfejlődés alapját a pikkelytakaró képződés, ill. az ehhez kapcsolódó töréses tektonika képezi.

Tanbányák kialakítására is remek lehetőségek nyílnak a területen. A bányászat által bolygatott falakon, járatokban feltárul a hegység (dombság) felépítése, belső szerkezete, amelyből következtetni lehet, esetenként akár a tágabb környezet fejlődéstörténetére is.

A vizsgált tájak a tagolt domborzat, a változatos földtani felépítés és a védelemre érdemes, ill. bemutatásra alkalmas objektumok nagy száma miatt a jelenleginél nagyobb mértékű üdülési-turisztikai funkciót tölthetnének be.

SUMMARY

Geomorphological and morphometrical characteristics have to be attributed to lithological-structural endowments so as to reveal cause and effect connections. We carried out geomorphological investigations on the basis of geological units. Individual parts of the study area with dissimilar lithological characteristics could also be differentiated on the strength of surface landforms. We supported this fact with data and statistical analysis.

The following softwares were used: GeoMedia Professional 5.1, IDRISI 32R2, SPSS 11.0, Microsoft Excel, Surfer for Windows 8.0, Intergraph SmartSketch 4.0, Adobe Photoshop 7.0, Microsoft Word.

Detailed research work was carried out on the territory of the Uppony Hills, its foregrounds and the catchment area of Csernely stream. In addition, comparative analysis was made on the adjacent gathering ground of Hódos stream. The whole study area covers 230 km².

The 26 rock formations appearing on the two catchment areas were classified into 10 petrophysical groups according to their age and lithological character. The unconfined compressive strength of rocks (UCS) was considered as a quantitative lithological factor. Using the separate units of petrophysical groups not only the geological character and the resistance of rocks against erosion became evident, but the differences in their surface landforms also came out.

The following petrophysical groups were determined from soft to hard rocks: Neogene Sandstone, Paleogene Schlieren, Neogene Silt, Neogene (sandy) Schlieren, Neogene Tuff, Neogene Andesite, Paleogene Sandstone, Palaeo-Mesozoic Siliciclast, Palaeo-Mesozoic Limestone and Palaeo-Mesozoic Volcanics. The spatial distribution of four groups is not big enough for statistic analysis and drawing conclusions.

We examined the connections between the hardness of rocks and valley densities and concluded the followings. Correlation coefficients proved that the quality of rocks has a determinative role in valley density values. The petrophysical groups could be well separated according to valley densities and the dominance of valley types. Linear regression brought on good correlation in the case of erosional valleys ($R^2=0,6236$) meaning that rock hardness determines valley densities. The harder the rock is the higher the erosional valley density becomes. This valley type is the most common on the surfaces built up of Palaeo-Mesozoic rocks. In the case of dry (derasion) valleys logarithmic regression was applicable. The correlation coefficient was not high enough ($R^2=0,4235$), probably because the development of this valley type is rather complex. Dry valleys are mainly widespread on rocks with low consistency. Correlation proved to be weak in case of valleys that were formed by linear and areal erosion and mass movements ($R^2=0,2374$). Polynomial function was the best for gullies ($R^2=0,6084$). As rocks become harder gully density increases until a certain point and then decreases.

The role of structural characteristics in valley development was also analysed. We made 640 tectonic measurements and valley direction statistics. The following tectonic directions were determined. The main strike of the Uppony Hills can be characterised by the NE-SW structural lines which represent the front of slivers and the main fault plane reverse faults. The movements of slivers were not entirely uniform, thus they were dissected by transverse faults perpendicular to the their front line. A diagonal fracture system also evolved in rock bodies thanks to the compression that caused folds and reverse faults to form.

The connection between structural lines and valley directions proved to be different on certain parts of the study area. Main reverse faults, transverse ones and the diagonal fracture system all had an important role in valley development. Each valley was preformed by structural lines. 35% of them follows sliver fronts, 22% runs along transverse faults and 43% can be connected to diagonal fractures.

The standard deviation of valley directions is higher on the Miocene foreground of the Uppony Hills. The role of structural lines in valley development is secondary, partly because the standard deviation of structural lines is also higher and partly because other, not tectonic factors become more important in case of loose sedimentary rocks. Several valleys are not tectonically preformed.

The main faults with NNE-SSW strike can probably connected to the movements of slivers and reverse faults on the catchment area of Hódos stream. The role of transverse faults is important and diagonal fractures also appear. 80% of the valleys can be connected to structural lines. 26% of the tectonically preformed valleys run along main faults, 24% follows transverse faults and 50% can be connected to diagonal fractures. The number of tectonically not preformed valleys is considerable.

Structural lines can also be detected in the statistical analysis of valley directions. We concluded that tectonic preformation is mainly significant in the case of valleys formed on the basement complex. On the Oligocene and Miocene territories however, some tectonic lines could also be detected.

We examined the symmetry conditions of 200 valley cross sections. In this procedure the angle of the less steep slope was divided with that of the steeper one. Consequently, the nearer this calculated value comes to 1 the higher the degree of symmetry is. It became evident from this analysis that most of the valley sides are close to symmetric appearance, although exactly symmetric ones are rare. In spite of the fact that asymmetric valley sides occur in valleys running along sliver fronts, - in contrast to expectations - these are not dominant. The sides of valleys preformed by transverse faults are more symmetric, since the maximum value on the diagram is almost 1. In the case of diagonal fractures symmetry conditions are scattered. If these fractures changed into the reverse fault of a sliver asymmetric valley sides could be formed on them. If not, however, the processes of symmetric valley development became dominant.

Although the statistical analysis of valley cross sections did not bring the expected results, we made detailed examination with some typical cross sections of

tectonically preformed valleys. After all, thanks to this further examination we found some good examples for valley cross sections in which structural characteristics (e. g. steep sliver fronts - gently sloping sliver backs) could be well detected.

The landform groups of separate valley sections were classified into several morpho-facies on the basis of 11 cross sections. We defined in detail the general characteristics of the morpho-facies. On the sample area the asymmetry of steep sliver fronts and gently sloping sliver backs can be detected in valley cross sections and in the appearance of alluvia. After that, these observations were extended to other parts of the Uppony Hills.

We examined valley orders as well. The number and the length of valleys with different order change in the same degree on both catchment areas. These parameters decrease at a similar degree towards higher orders. Bifurcation ratios, however, refer to the heterogeneity of geological endowments. Although this has not a probative force alone, it may refer to the unevenness of valley development. Probably this is owing to the fact that the Darnó fault system is in the vicinity and caused complex structural movements. Diversified lithological characteristics can also be mentioned among the reasons. Of course, it may have climatic causes too, but we did not carry out any climatic investigation.

We tried to correlate valley orders, valley directions and valley lengths to determine whether there is a sure connection among them. The non-parametric Spearman's statistical analysis was used for this. Unfortunately, we found weak correlations.

To describe slope conditions new slope categories were determined. There proved to be evident correlation between the compressive strength and the relative frequency of the slope categories. Based on the characteristic of the relationship and the value of deterministic coefficient (r^2) the "petrophysics related slope category intervals" were identified between 4 – 16, 16 – 22, 22 – 44 and over 44 percents. Considering these categories the relationship with the compressive strength seems to be satisfying. Using the determination equations of slope categories between 4 – 16 and over 44 percents the compressive strength of the base rock can be calculated approximately as the average value of the two calculated results. These new categories were used to make the slope category map of the investigated area. The petrophysical rock groups could be differentiated according to the steepness of slopes appearing on them.

Structuro-morphological units were the base of the examination of slope exposition. We concluded that in the SE foreground of the Uppony Hills half of the slopes has SE exposition, while the other half is distributed among S, SW and NE expositions. This comes from the natural endowments of slivers on the basement complex. 50% of the slopes are tectonically oriented on the SW Miocene foreground (2/3 NW and 1/3 SE). This refers to the strong effect of the basement complex that is close to the surface, consequently slopes reflect on structural characteristics. The weakest connection proved to be in the area of the Palaeo-

Mesozoic block itself, thanks to the dominance of diagonal fracture system in the slope development. The NW Miocene foreground has a different tectonics. Valleys run along almost meridional lines and slopes have mainly W, E and NE exposition.

To describe the Uppony Hills we prepared the geomorphology and the relative relief maps of the area. We analysed the surfaces, the valleys and the slopes of the area from which differences became evident between the Paleo-Mesozoic and the Miocene territories.

Owing to petrophysical characteristics ridges are narrow on the surface of the Palaeo-Mesozoic block and represent the 400-450 metres high planation surface. In contrast, wider ridges appear on Miocene surfaces. The 330-360 metres high pediment of the Uppony Hills was formed with areal surface denudation during the Pliocene. The most spectacular piece of the pediment can be found in the SE part of the area with a sharp change in slope angle.

On the surface of the Palaeo-Mesozoic basement complex slopes are stable and often can be characterised by debris movements. The slopes of the Miocene rocks, however, are formed by rill erosion and/or derasion.

As the erosional resistance of Miocene sedimentary rocks is low, 80-110 m/km² relative relief values became dominant on them. On the basement complex 50% of the area can be characterised by more than 200 m/km² relative relief values. Among others, this refers to the intense uplift of the region in the near past.

We were looking for the connections between land use and valley development with the help of maps made in the last few centuries. From this investigation the following conclusions were drawn. In general the intensity of land-use influences the speed of linear erosion determinatively, whereas a definite connection could not be proved on the sample area. There is a relationship between the change of land-use, the frequency of this change and the intensity of linear erosion. New gullies of significant size were not formed during the last 200 years but the regression of the older ones could be measured. The formation of dry valleys from gullies is not general in the areas that were formerly covered with forests, but today are used as grass- or arable lands. In spite of this fact we found some dry valleys that used to be gullies in the past. A longer period and a bigger area should be examined to prove this definitely.

We also prepared the actual land use map of the Uppony Hills and its surroundings. The following ways of land use were separated in the area: forest, arable land, grass-land and pasture, garden-vineyard, bush and reeds. The distribution of human activity reflects on the geological-geomorphological characteristics of the study area. Besides conforming to the endowments of the landscape, the foundation of the Lázberc Landscape Protection Area had a significant controlling effect on human activity in the Uppony Hills.

Though the features of surface development are really spectacular, in practice it is very difficult to demonstrate them. Physical geographical forms and processes, however, should have an important role in general and higher education and in teaching experts. The possibilities of establishing study paths and mines

which demonstrate geological-geomorphological features are still not perfectly exploited. Several study paths and mines could be established on the catchment areas of Csernely and Hódos stream. We have worked up one study path in the Rágyincs valley showing the geological and geomorphological forms and processes of the Uppony Hills.

The Palaeo-Mesozoic Uppony Hills are a good example for demonstrating physical geographical features. One can get acquainted with the tectonically controlled valley development of the basement complex. This area could be a perfect destination for professional field trips. There are numerous former mines in this region which could also be used to show the structure, the tectonic elements and the rock formations of the Uppony Hills.

As the relief, the structure, the lithology and the surface landforms of the study area are quite diversified, a great number of geological-geomorphological values can be found there. This region should have a more considerable touristic importance in the future.

IRODALOMJEGYZÉK

- Ádám L. - Pécsi M.** 1985. Mérnökgeomorfológiai térképezés – MTA Földrajzkutató Intézet, 188 p.
- Ádám L.** 1964. A szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája – Akadémiai Kiadó, Budapest, Földr. Tan. 2., 84 p.
- Ádám L.** 1969. A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalaktana – Akadémiai Kiadó, Budapest, Földr. Tan. 10., 186 p.
- Ádám L.** 1984. Az Észak-magyarországi-hegyvidék alakrajzi jellemzése – Földrajzi Értesítő 33, pp. 321-32.
- Alföldi L. - Balogh K. - Radócz Gy. – Rónai A. – Láng S. – Szűcs L.** 1975. Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához M-34-XXXIII. Miskolc – Földtani Intézet Kiadványa, Budapest., 277 p.
- Árkai P.** 1978. A Bükk, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozóos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei – Földtani Intézet Adattár, kézirat
- Árkai P.** 1982. Kezdeti regionális metamorfózis (a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység példáján) – Kandidátusi Értekezés, Budapest
- Árkai, P. – Balogh, K. – Dunkl, I.** 1995. Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary – Geol. Rundsch. 84., pp. 334-344.
- Árkai, P. – Horváth, Z. – Tóth, M.** 1982. Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: Mineral assemblages, illite-crystallinity, -b₀ and vitrinite reflectance data – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 24. (2-4), pp. 265-294.
- Árkai, P.** 1983. Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary – Acta Geologica Hungarica 26. (1-2), pp. 83-101.
- Báldi T.** 1994. Elemző (általános) földtan I. – Eötvös Loránd Tudományegyetem, jegyzet, Budapest, pp. 113-171.
- Balogh K. – Barabás A.** 1972. The Carboniferous and Permian of Hungary – Acta Mineral. Petrogr., Szeged 20/2, pp. 191-207.
- Balogh K. – Kőrössi L.** 1974. Hungarian Midd-Mountains and adjacent areas, in Mahel' M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions – Bratislava, pp. 391-403.
- Balogh K. – Pantó G.** 1954. Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén – Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról (1), pp. 17-27.
- Balogh K.** 1949/a A Bódva és Sajó közti terület földtani viszonyai - MÁFI Adattár
- Balogh K.** 1949/b A Bódva és Sajó közti barnaköszénterület földtani viszonyai –

- Földtani Közlöny 79 pp. 271-286.
- Balogh K.** 1950. Jelentés a bódvarákói, martonyi, és upponyi mélyfúrásoknál tett látogatásról - MÁFI Adattár
- Balogh K.** 1964. A Bükkhegység földtani képződményei – Földtani Intézet Évkönyve 48. (2), 478 p.
- Baros Z. – Homoki E. – Juhász Cs.** 2001. Bányászati hatások vizsgálata a Tardona-patak vízgyűjtőjén – OTDK dolgozat, Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 49 p.
- Beavis, S. G.** 2000. Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia - *Geomorphology* 33, pp. 59-72.
- Biot, P.** 1958. *Morphologie Structurale* - Presses Univers, Paris, 464 p.
- BML** (Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Levéltár) következő fondjai: Bm.T. 60, Bm.T. 81/1, Bm.T. 93, Bm.U. 149, Bm.U.167, Bm.U. 334, Bm.U. 405, Bm.U. 450, Bm.U. 472, Bm.U. 473, Bm.U. 485, Bm.U. 772.
- Bohnné Havas M.** 1985. A Kelet-Borsodi medence ötnangi képződményeinek Mollusca vizsgálata - *Geologica Hungarica Series Paleontologica* 48., pp. 99-177.
- Brezsnyánszky K. - Haas J.** 1984. A szenon Nekézsenyi Konglomerátum Formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata - *Földtani Közlöny* 114, 1., pp. 81-100.
- Budinszky Szentpétery I. - Kozák M. – Less Gy. – Müller P. – Pelikán P. – Pentelényi L. – Peregi Zs. – Prádkfalvi 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: 100 000 - MÁFI Adattár
- Centamore, E. –Ciccacci, S. –Del Monte, M. –Fredí, P. –Lupia Palmieri, E.** 1996. Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (central Italy) - *Geomorphology* 16, pp. 127-137.
- Clayton, K. – Shamoon, N.** 1998. A new approach to the relief of Great Britain II. A classification of rocks based on relative resistance to denudation - *Geomorphology* 25, pp. 155-171.
- Clifton, H. E. - Bohnné-Havas, M. – Müller, P.** 1985/a. Contrasting types of nearshore sands and gravels from semi-protected miocene coasts, Northern Hungary – *Geophys. Transact. ELGI* V. 31., No. 1-3., pp. 101-129.
- Clifton, H. E. – Brezsnyánszky, K. – Haas, J.** 1985/b. Lithological characteristics and paleogeographic significance of resedimented conglomerate of Late Cretaceous age in Northern Hungary – *Geophys. Trans.*, 31, 1-3, pp. 131-155.
- Csámer Á.** 1999. Környezetföldtani vizsgálatok Tardona térségében – Diplomadolgozat, Kézirat, DE Ásvány-és Földtani Tanszék Adattár, 50 p.
- Csámer I.** 2000. A diósgyőr-hámori vaskohászat története – Mozaik Kiadó, Szeged

- Császár G.** ed 2000. Magyarország litosztratigráfiai alapegységei – MÁFI kiadvány, készült a Magyar Rétegtani Bizottság albizottságaiban, szerk.: Császár G.
- Csathó B. - Csámer Á. - Pető A. - Szalai K.** 1997. Földtani vizsgálatok az upponyi paleozoikum és a Tardonai-dombság miocénjének érintkezési zónájában - OTDK dolgozat, Kézirat, DE Ásvány-és Földtani Tanszék Adattár, 50 p.
- Csathó B.** 1999. A Lázberci Tájvédelmi Körzet és környékének környezetföldtani alapú tájértékelése – Diplomadolgozat, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, Kézirat, p. 55.
- Csiffáry G.** 1987. Egerből kezdeményezett szénkutatások a Bükk-vidéken a 18. és 19. században – Bányászati és Kohászati Lapok 120., 3. pp. 197-230.
- Csikvári A.** ed. 1939. Borsod vármegye IV. – Budapest
- Csontos L.** 1999. A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai – Földtani Közlöny 129/4, pp. 611-651.
- Csorba Cs.** ed. 1990. Borsod vármegye katonai leírása. 1780-as évek. - Miskolc, BAZ Megyei Levéltár Füzetek 31.
- Csorba P.** 2003. Impacts of the European Landscape Convention on the Hungarian landscape conservation in Landscapes under the European transformation – materials of an intensive seminar project - University of Debrecen, Department of Landscape Protection and Environmental Geography, Erasmus Project, pp. 9-16.
- Demeter G.** 2003. A Hódos-patak vízgyűjtőjének komplex geomorfológiai vizsgálata – OTDK dolgozat, Debreceni Egyetem, Földrajz Könyvtár, kézirat p. 6.
- Demeter, G. - Szalai, K.** 2004. Connection between land-use changes and erosional (derasional) valley development during the last 300 years in a model area - "Anthropogenic aspects of landscape transformations 3", DE TTK Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, konferenciakötet, Debrecen, pp. 45-53.
- Dér I.** 1957. Az Upponyi Csermely-völgy víztározással kapcsolatos földtani szakvéleménye, in. Vitális Gy. – Dér I. – Zeller J.: Tájékoztató szakvélemény a Csermely patakon Uppony község határában létesítendő völgyelzárásról - É. M. Mélyépítési Tervező Vállalat, MÁFI Adattár, T. 2355.
- Egerer F. – Kertész P.** 1993. Bevezetés a köztfizikába – Budapest, Akadémiai Kiadó, p. 424.
- Egyed L.** 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata - Földtani Közlöny, pp. 69-72.
- Fényes E.** 1837. Magyar országnak 's a 'kapcsolt tartományoknak mostani állapotja statisztikai és geographiai tekintetben, I-VI. kötet - Pest
- Fényes E.** 1851. Magyarország geographiai szótára - Vols. I-II. Pest
- Fodor L. – Sztanó O. – Csontos L. – Józsa S. – Nagymarosy A.** 1992. A Darnó övezet tektonikai és szedimentológiai kutatása a Darnó hegy és az Upponyi

- hegység környékén – Kéziratos kutatási jelentés, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI, 52 p.
- Franyó F.** 1966. A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedidőszaki földtani események tükrében – Földrajzi Értesítő XV./2., pp. 153 – 178.
- Gábris Gy.** 1986. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései - Földtani Közlöny 116., pp. 45-56.
- Gábris Gy.** 1987. Néhány gondolat a vízhálózatsűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról, Földrajzi Közlemények 35. (111) 1-2., pp. 26-34.
- Gerasimov, I. P.** 1946. Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of URSS - Probl. Fizich. Geogr. 12, pp. 89-115.
- Góczán L. – Szász A. F.** 1978. A vízáteresztés és a lefolyás meghatározása a lejtőszög függvényében - Földrajzi Értesítő 27., pp. 108-113.
- Gyalog L.** ed 2001. Új rétegtani egységek bevezetésére (ill. módosítására) tett javaslatok a Magyar Rétegtani Bizottság részére a MÁFI és a MOL Rt. közös projektjében a Tokaji-hegység – Nyírség, az Északi-középhegység, a Sió-torkolat és a Dunántúli-középhegység területeken az 1998-200. évi fúrásértékelések és 1 : 100 000 térképszerkesztések alapján – Kézirat, MÁFI Adattár, pp. 1-40.
- Hámor G.** 1985. A Nógrád-Cserhádi kutatási terület földtani viszonyai - Geol. Hung. Ser. Geol. 22., 307. p.
- Hantke, R. – Scheidegger A. E.** 1997. Zur Morphogenese der Zuerichseetalung - Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zuerich 142 (3), pp. 89-95.
- Hevesi A.** 1978. A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata – Földrajzi Értesítő 27. (2), pp. 169-202.
- Hevesi A.** 1986. A Bükk fennsík felszínfejlődése és karsztja – Kandidátusi Értekezés, Budapest, p.187
- Hevesi A.** 2000. Gondolatok Somogyi S. Az Észak magyarországi középhegység és tájföldrajzi felosztása című tanulmányával kapcsolatban - Földrajzi Értesítő 49. (3-4), pp. 303-310.
- Hevesi A.** 2002. in A Bükk Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, szerk.: Baráz Cs. - Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, pp. 144-145.
- Horton, R. E.** 1932. Drainage basin characteristics – Am. Geophys. Union, Tr., pp. 350-361.
- Horton, R. E.** 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology – Bulletin of the Geological Society of America, Volume 56, pp. 275-370.
- Ivancsics, J. – Kisházi, P.** 1983. Litostratigraphic key-section investigations on the Silurian and Carboniferous formations of the Uppony Mts. (in Hung.) – Hung. Geol. Inst. Report, manuscript, p.43
- Jámbor Á.** 1961. A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani

- vizsgálata – Földtani Intézet Évi Jelentése 1957-58-ról, pp. 103-119.
- Jaskó S.** 1946. A Darnó-vonal – a Földtani Intézet Évi Jelentése 1946-ról
- Jaskó S.** 1950. Szilvásvárad és Nekézseny környékének karszthidrológiája - MÁFI Adattár
- Jaskó S.** 1960. Pliocén korú kéregmozgások a Borsodi-barnaköszénmedencében - Földtani Közlöny 90., 2., pp. 184-191.
- Jaskó S.** 1975. Az üledékvastagság változások szabályszerűségei pliocén üledékeinkben – Általános Földtani Szemle, pp. 3-24.
- Jaskó S.** 1989. A Darnó-vonal környékének felső-miocén tektonikája - MÁFI Évi Jelentése 1987-ről, pp. 395-409.
- Juhász A.** 1958. A keletborsodi szénmedence - Borsodi Földrajzi Évkönyv 1., p.11
- Juhász A.** 1961. A borsodi szénmedence keleti részének földtani ismertetése – Bányászati és Kohászati Lapok 91., 5., pp. 619-634.
- Juhász A.** 1965/a. A kelet-borsodi barnaköszénmedence vízföldtani viszonyai – Bányászati és Kohászati Lapok 98., 10., pp. 677-690.
- Juhász A.** 1965/b. A kelet-borsodi helvéti barnaköszéntelepek szénközettani vizsgálata - Földtani Közlöny 95., 1., pp. 71-78.
- Juhász A.** 1966. Szerkezeti megfigyelések a keletborsodi barnaköszén-medence üledéksorában - Földtani Kutatás 9., 3., pp. 13-17.
- Juhász A.** 1970. A Borsodi-medence keleti részén a helvéti barnaköszéntelepek szénközettani, településtani vizsgálata - Földtani Közlöny 100. (3), pp. 293-306.
- Juhász A.** 1975. A medencealjzat domborzatának szerepe a széntelepek kifejlődésében a borsodi-szénmedence északi részén – Bányászati és Kohászati Lapok 108., pp. 698-704.
- Juhász J.** 1999. Mérnökgeológia I. – Egyetemi Jegyzet, Miskolci Egyetemi Kiadó pp. 151-168.
- Kerényi A.** 1995. Általános környezetvédelem, Globális gondok, lehetséges megoldások – MOZAIK Oktatási Stúdió, Szeged, 383 p.
- Kertész Á.** 1974. A morfológia és a morfológikus térképezés céljai és módszerei – Földrajzi Értesítő 23., 4., pp. 433-442.
- Kiss G. - Horváth G.** 2003. A természetvédelmi értékelések kritériumainak értelmezése és földtudományi értékekre való alkalmazhatósága – Földrajzi Közlemények CXXVII. (LI.) kötet, 1-4. szám, pp. 63-76.
- Koreczné Laky I.** 1985. A Kelet-Borsodi medence ottnangi képződményeinek Foraminifera vizsgálata - Geologica Hungarica Series Paleontologica 48., pp. 180-237.
- Koroknai, B. – Horváth, P. – Németh, T. – Pelikán, P.** 2000. Chloritoid schists from the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary): implications, for Alpine structural and metamorphic evolution – Slovak Geol. Mag. 6, 2-3, pp. 269-272.
- Kovács S. - Kozur H - Mock R.** 1983. A szendrő-upponyi és a bükki paleozoikum

- kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében – Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről, pp. 155-175.
- Kovács S. – Péró Cs.** 1983/a Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary – Anu. Inst. Geol. Geofiz. 60, pp. 85-94.
- Kovács S. – Péró Cs.** 1983/b Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary), in Sassi, F. P. – Szederkényi, T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 5 - Padova/Szeged, pp. 58-65.
- Kovács S. – Vetőné Ákos É.** 1983. Adatok az upponyi-hegységi bázisos vulkanitok korához és kőzetanához – Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről, pp. 177-199.
- Kovács S.** 1981. Alsó-devon Conodonták a nekézsenyi Strázsa-hegyről – Földtani Intézet Évi Jelentése az 1979. évről, pp. 65-79.
- Kovács S.** 1983. Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése - Általános Földtani Szemle 18.
- Kovács S.** 1994. Upponyi paleozóos rétegösszlet, in Fülöp J.: Magyarország geológiája, Paleozoikum II. - Akadémiai Kiadó, Budapest, pp.66-118.
- Kovács, S.** 1992. Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary), in (Vozár, J. ed): Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains, Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides – IGCP Project n° 276, Bratislava, pp. 93-108.
- Kozák M. - Püspöki Z. - Csathó B. - Kovács-Pálffy P. - Pető A. - Csámer Á.** 1998. Miocén medenceüledékek települése az upponyi paleozóos felszínre Lázberc környékén - Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina 75., pp. 253-280.
- Kozák M. – Püspöki Z. – Majoros Zs.** 1998. Földtani értékek minősítése – Acta Geographica Debrecina XXXIV. (1996/1997), pp. 327-339.
- Kozák M. - Püspöki Z.** 1995. Építésföldtani jellemzők környezeti alapjai a Bábonny patak völgyében (K-i Bükk) - Acta Geogr. ac Geologica et Meteor. 33., pp. 205-218.
- Kozák M.** 1979. Lehordási modellterület felépítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata - Doktori Értekezés, KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, kézirat, 179. p.
- Kozák, M. – Püspöki, Z. – László, A.** 1998. Structural development of the Carpathian basin – Carpathian-Balkan Geological Association XVI. Congress, Bécs, resume-kötet
- Kozák, M. – Püspöki, Z. – Piros, O. – László, A.** 1998. The structural position of the Bükk Mountains based on tectono- and pebble stratigraphic analyses – Carpathian-Balkan Geological Association XVI. Congress, Bécs, resume-kötet
- Kozur, H. – Mock, R.** 1977. On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary) – Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, 23/1, pp. 91-107.

- Kozur, H.** 1984. Preliminary report about the Silurian to Middle Devonian sequences near Nekézseny (Southernmost Uppony Mts., Northern Hungary) – Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck 13/7, pp. 149-176.
- KSH** 1970. Községsoros adatok. Földterület III. – Budapest, pp. 79-115.
- Láng S.** 1953. Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi középhegységben – Földrajzi Közlemények, pp. 21-64.
- Lovász Gy.** 1965. A reliefenergia új ábrázolása – Földrajzi Értesítő 14., pp. 131-145.
- Lovász Gy.** 1968. A mezőgazdálkodásban hasznosítható természeti földrajzi kutatások célja és módszere – Földrajzi Közlemények 16. (92), pp. 314-328.
- Lovász Gy.** 1985. A lejtőkitettség térképezése – Földrajzi Értesítő 34. (3), pp. 179-194.
- LTK (Lázbérci Tájvédelmi Körzet) Kezelési Terve** 2000-2009. – Bükki Nemzeti Park, Eger 1999, kézirat
- Magyarország 1. katonai felmérésének térképlapjai** - A Kulturális Örökségvédelmi Hivatal Tervtára és a Hadtörténeti Intézet Térképtára együttműködésével készült CD-kiadvány
- Magyarország művelési ágak szerinti terjedelme és jövedelme** 1865. - Buda, pp. 100-109.
- Marosi S. – Somogyi S.** 1990. Magyarország kistájainak katasztere, MTA FKI, Budapest, 1023 p.
- Martonné Erdős K.** 2001. Magyarország természeti földrajza, Debrecen
- Mártonné Szalay E.** 1989. A bükkalja miocén vulkáni szintjeinek paleomágneses képe - ELGI Évi jel. 1988-1989-ről pp. 211-217.
- Mezősi G.** 1984. A Sajó-Bódva köz felszínfejlődése – Földrajzi Értesítő 33. (3), pp. 181-206.
- Mike K.** 1991. Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története, 17. A Sajó-Hernád vízrendszer kialakulása és változása - AQUA, Budapest
- Noskené-Fazekas G.** 1973. Mikroszkópos megfigyelések az Upponyi-hegység paleozóos rétegösszletén – Fragm. Min. Pal. 4, pp. 3-15.
- Pantó G.** 1954. Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben – Földtani Intézet Évi Jelentése 1952-ről, pp. 91-111.
- Pantó G.** 1956. A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése – Földtani Intézet Évi Jelentése XLIV. (2), pp. 476-479.
- Papp K.** 1915. A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete – kiadja a M. K. Földművelésügyi Minisztérium alá tartozó M. K. Földtani Intézet, Budapest, Franklin-Társulat nyomdája
- Pécsi M.** 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben – Földrajzi Közlemények 11. (3), pp. 195-212.
- Pécsi M.** 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásainak legújabb eredményei – Földrajzi Értesítő 13. (1), pp. 1-29.
- Pécsi M.** 1970. A mérnöki geomorfológia problematikája - Földrajzi Értesítő 19., 4., pp. 369-380.

- Pécsi M.** 1986. A zalai meridionális völgyek, dombhátak – Földrajzi Közlemények (1-2), pp. 3-12.
- Pécsi M.** 1987. Domborzatfejlődés és a geomorfológiai szintek korrelációja, in A Dunántúli-középhegység, A) Magyarország tájföldrajza 5. - Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 131-139.
- Pécsi M.** 1988. Geomorfológiai szintek kora a Magyar-középhegységben - Földrajzi Közlemények 36 (112), 1-2., pp. 28-41.
- Pécsi M.** 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés – MTA Földrajzi Tudományos Kutató Intézet Kiadványa, Budapest, 296 p.
- Peja Gy.** 1956/a Tektonikus eredetű morfológiai formák kialakulása a Sajó-völgy középső szakaszának környékén - Földrajzi Közlemények 80, pp. 365-380.
- Peja Gy.** 1956/b Suvadástípusok a Bükk északi (harmadkori) előterében - Földrajzi Közlemények (4), pp. 217-240.
- Peja Gy.** 1957. Korráziós formák felszínalakító hatása a Bükk északi-északkeleti előterében - Földrajzi Közlemények 1957. (2), pp. 109-132.
- Peja Gy.** 1980. Az ózdi táj jellege, in Az Ózdi Kohászati Üzemek Története I., szerk.: Berend T. Iván - ÓKÜ 1980, pp. 11-19.
- Pelikán P.** 2002. Földtani felépítés, rétegtani áttekintés in A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, szerk.: Baráz Cs. - BNP Igazgatóság, Eger, pp. 31-48.
- Pinczés Z.** 1956. A Déli-Bükk és előterének néhány fejlődéstörténeti problémája - Acta Geografica ac Geologica et Meteorologica Debrecina, pp. 1-12.
- Pinczés Z.** 1960. A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza - Kandidátusi Értekezés 264 p.
- Pinczés Z.** 1977. Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei - Földrajzi Közlemények 25. (101), 1-3., pp. 41-45.
- Pintér L.** ed. 2000. Magyarország mezőgazdasága a 2000. évben - Budapest, KSH
- Pojják T.** 1948. Jelentés a MÁSZ megbízásából 1948 nyarán a borsodi szénmedence területén végzett földtani munkálatokról. I. A Bán-völgy északi részének bal oldalán végzett földtani felvételi munkálatok eredményei – MÁFI Adattár
- Pojják T.** 1958. A Sajóvelezd, Uppony és Nagybarca környéki vulkáni tufák ásványközettani vizsgálata - A Nehézipari Műszaki Egyetem Évkönyve 1. 1957., Miskolc, pp. 25-36.
- Pojják T.** 1963. Keletborsodi vulkáni törmelékközetek ásványközettani vizsgálata - Földtani Közlöny 93., 363 p.
- Püspöki Z.** 1995. A Keleti Bükk előtér szarmata-pannon képződményei a sajóbábonyi mintaterületen – Szakdolgozat, Kézirat, KLTE Adattár, 50 p.
- Püspöki Z.** 1998. Bádeni üledékek rétegtani jellemzői és határproblémái Uppony É-i előterében – Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina XXXIV., pp. 281-304.
- Püspöki, Z. – Szalai, K. – Szabó, Sz. – Vincze, L.- Demeter, G. – McIntosh, R. W. – Németh, G.** 2004. Connection between lithological characteristics and

morphological factors – preliminary analytical application in Geomorphology - 32nd International Geological Congress, Florence, Abstract Volume, part 2, pp. 341-342.

Radócz Gy. 1959. Új barnakőszénteleg az ÉNY-i borsodi medencében - MÁFI Adattár

Radócz Gy. 1966. A Bükk hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe - MÁFI Kiadványa, Budapest

Radócz Gy. 1973. A borsodi paleogén és alsómiocén rétegtani kérdései - Földtani Közlöny 103., pp. 189-195.

Rovereto, G. 1923. *Forme della Terra. Trattato di Geologia morfologica* - Hoepli, Torino, 2 vols., 1187 p.

Scheidegger, A. E. 2001. Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations - *Geomorphology* 38, pp. 213-219.

Scheidegger, A. E. 2002. Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia - *Geomorphology* 46, pp. 95-115.

Schréter Z. 1915. Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben – Földtani Intézet Évi Jelentése 1914-ről, pp. 324-334.

Schréter Z. 1923. Földtani felvétel a Sajó völgy neogén medencéjében – Földtani Intézet Évi Jelentése 1917-19-ről, pp. 61-74.

Schréter Z. 1929. A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása - MÁFI Alk. Kiadv., Budapest

Schréter Z. 1944. A Bükk hegység geológiája – Földtani Intézet Évi Jelentése 1943-ról, Beszámoló a vitákról 5/7, pp. 378-411.

Schréter Z. 1945. Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai – Földtani Intézet Évi Jelentése 1941-42-ről (1), pp. 161-195.

Schréter Z. 1954. A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai – *Hidrológiai Közlöny* 34. (7-8), pp. 287-294. és pp. 369-381.

Schweitzer F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán - *Akadémiai Doktori Értekezés*, 125 p.

Somogyi S. 1998. Az Észak-magyarországi-középhegység helyzete és tájféldrajzi felosztása - *Földrajzi Értesítő XLVII. évf. 3.*, pp. 305-315.

Spencer, E. W. 1969. *Introduction to the structure of the Earth* – McGraw-Hill Book Company New York etc. 597. p.

Suppe, J. 1985. *Principles of structural geology* – Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 537 p.

Sütő L. – Szalai K. 2001. Geomorfológiai vizsgálatok különböző kőzettani felépítésű Bükk előtéri mintaterületeken - *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina XXXV.*, pp. 287-296.

Szabó J. 1969. A Sajó-Bódva szögének geomorfológiája - *Doktori Értekezés*,

- KLTE, Debrecen, 110 p.
- Szabó J.** 1982/a. A természeti környezet mezőgazdasági szempontú minősítése a Csereháton (Reprezentatív vízgyűjtő területek néhány ökológiai tényezőjének feldolgozása alapján) – Földrajzi Közlemények 1984., 3., pp. 255-284.
- Szabó J.** 1982/b. Felszínfejlődési, geomorfológiai és természeti tájpotenciál vizsgálatok a Csereháton - Kandidátusi Értekezés, KLTE, Debrecen, 192 p.
- Szabó J.** 1993. A víz földrajza, in Borsy Z. (ed.) Általános természetföldrajz – pp. 160-200.
- Szabó J.** 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében - Akadémiai Doktori Értekezés, Kossuth Kiadó, Debrecen, 223 p.
- Szabó J.** 1999. in Félegyházi E. – Kiss T. – Szabó J. Természetföldrajzi gyakorlatok (különös tekintettel a geomorfológiai vizsgálatokra), földrajz tanárszakos és geográfus hallgatók számára – Egyetemi Jegyzet, Debrecen, p. 25.
- Szalai K. - McIntosh R. - Gönczy S.** 1999. Az Upponyi-hegység szerkezetmorfológiai és geomorfológiai vizsgálata – OTDK dolgozat, Debreceni Egyetem, Földtudományi Tanszékcsoport adattára, 45. p.
- Szalai, K. – Demeter, G. – Püspöki, Z. – McIntosh, R. – Gönczy, S.** 2002/a. The connection between tectonical endowments and valley development on a Palaeo-Mesozoic block and in an area consisting of Tertiary molasse sediments (NE-Hungary) - *Geologica Carpathica*, volume 53, special issue, a XVII. Kárpát-Balkán Geológiai Konferencia CD-kiadványa, Pozsony
- Szalai, K. – Demeter, G. – Püspöki, Z.** 2002/b. 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* 2002, Sosnowiec (Lengyelország), pp. 83-89.
- Szalai, K. – Utasi, Z. – Demeter, G – Püspöki, Z.** 2002/c. Lithological, structural and geomorphological endowments as determinative factors in the landuse of an area – “Anthropogenic aspects of landscape transformations 2” 2002, Sosnowiec (Lengyelország), konferenciakötet pp. 77-83.
- Szalay I. - Zelenka T.** 1979. A Darnó-vonal jelentősége Észak-Magyarország szerkezetfejlődésében - *Ált. Földtani Szemle* 13., pp. 7-20.
- Szalay I.** 1974. Geofizikai kutatás a Darnó vonal ércesedett tektonikai övezetében - MÁELGI 1973. Évi Jelentés, pp. 28-31.
- Szalay I.** 1976. Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó vonal környékén - MÁELGI Évi Jelentése 1975-ről, pp. 26-30.
- Szalay I. et al** 1975. Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó vonal környékén - MÁELGI Évi Jelentése 1974-ről, pp. 29-32.
- Szalay I. et al** 1989. Észak-Magyarország geofizikai előkutatása - MÁELGI Évi Jelentése 1987-ről, pp. 35-57.
- Székely A.** 1969. A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei -

- Földrajzi Közlemények 17. (93), 3., pp. 272-289.
- Székely A.** 1972. Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példákon - Földrajzi Közlemények 20. (96), 1., pp. 43-59.
- Székely A.** 1973. A Magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei - Földrajzi Közlemények, pp. 185-203.
- Székely A.** 1977. Periglaciális domborzatátalakulás a magyar középhegységekben - Földrajzi Közlemények 25. (101), 1-3., pp. 55-59.
- Szilárd J.** 1965. A magyarországi periglaciális derázios völgyképződés egyes kérdései - Földrajzi Közlemények 15 (91), 3., pp. 225-237.
- Tóth P.** 1991. A Mária Terézia-kori úrbérrendezés kilenc kérdőpontos vizsgálatai, Borsod Vármegye (1770) - Miskolc
- Twidale, C. R.** 1971. Structural Landforms - The M.I.T. Press, London, 247 p.
- Vadász E.** 1929. A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai - Földtani Intézet Kiadványa, Budapest
- Vadász E.** 1953. Magyarország földtana - Akadémiai Kiadó, Budapest
- Vásárhelyi B.** 2004. Kőzettest-osztályozási módszerek összefoglalása - Földtani Közöny 134/1, pp. 109-129.
- Vaszko Cs.** 1999. Ipari régiófejlődés Tardona térségében, különös tekintettel a geopotenciálra - Diplomadolgozat, Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár
- Vidra T.** 1998. Adalékok a Monor-Irsai-dombság felszínfejlődéséhez völgymorfometriai vizsgálatok alapján - Szakdolgozat, Debreceni Egyetem, Földrajzi Könyvtár, 30. p.
- Vincze L. - Németh G. - Szalai K. - McIntosh R.** 2000. A Lázberci Tájvédelmi Körzet és környékének környezetföldtani atlasza 1:50 000 - OTDK dolgozat, Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár
- Vincze L.** 2001. A Bükk északi előterének környezetföldtani térképezése - Diplomamunka, Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 61 p.
- Vitális Gy.** 1959. Adatok az Upponyi-hegység vízföldtanához - Hidrológiai Közöny 39. (5), pp. 375-380.
- Vitális S.** 1943/a Jelentés Bánfalva földtani felvételéről - MÁFI Adattár
- Vitális S.** 1943/b Jelentés a bánfalvai 2., 3., 3a, 4., 5., 6., 7., 8. és 9. sz. fúrásokról - MÁFI Adattár
- Yaşar, E. - Erdoğan, Y.** 2004. Estimation of rock physico-mechanical properties using hardness methods - Engineering Geology 71, pp. 281-288.
- Zsámboki L.** 1988. A borsodi szénmedence bányászata a kezdetektől a II. világháború végéig - Bányászati és Kohászati Lapok 121., 4., pp. 268-270.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönettel tartozom **Dr. Szabó József** professzor úrnak a dolgozat elkészítéséhez témavezetőként nyújtott értékes szakmai tanácsaiért.

Köszönöm **Dr. Kozák Miklós**nak, hogy elindított ezen az úton és éveken keresztül támogatta munkámat. Nagy segítségemre volt, hogy a földtani ismereteket számtalan közös terepi kiszállás során sajátíthattam el.

Ugyancsak köszönettel tartozom **Dr. Püspöki Zoltánnak**, aki mindvégig segítette szakmai munkámat és hasznos tanácsokkal látott el.

Köszönöm **Demeter Gábornak** a közös munkákban való részvételt és az állandó biztatást.

Köszönettel tartozom még **Szabó Szilárd**nak a statisztikai értékelésekben és a térinformatikában nyújtott elengedhetetlen segítségéért, **Németh Gábornak** az adatbázis kezeléséért és **Nagy Viktóriának** a Rágyincsvölgyi Tanösvény rajzainak elkészítéséért.

Hálás vagyok **Sütő Lászlónak**, aki közreműködött a geomorfológiai felvételezésekben és a geomorfológia térkép elkészítésében.

Köszönöm továbbá **Halászné Szentesi Andreának** a dolgozat formai kivitelezésével kapcsolatos hasznos tanácsait és **Dr. Lóki Józsefnek** a folyamatos biztatást.

És végül, de nem utolsó sorban nagyon hálás vagyok a **családomnak**, amiért türelemmel voltak irántam és nyugodt családi környezetet biztosítottak a munkámhoz.

MELLÉKLETEK

<i>1. melléklet A három kistáj néhány jellemző táji adottságának összehasonlítása (MAROSI-SOMOGYI alapján 1990)</i>			
<i>kistáj</i>	UPPONYI-HEGYSÉG	ÓZD-EGERCSEHI-MEDENCE	PÉTERVÁSÁRAI-DOMBSÁG
<i>terület</i>	240 km ²	120 km ²	380 km ²
<i>tszf</i>	148-454 m	174-440 m	150-541 m
<i>domborzat</i>	50 %-a tagolt dombság 25 %-a <u>hátas típusú alacsony középhegység</u> 15 %-a tagolt medencedombság (10%-a alacsony dombhát és lejtő)	1/3-a medencedombság 2/3-a alacsony és közepes magasságú tagolt dombság	80 %-a 300-500 m magas tagolt dombság 20 %-a medencedombság
<i>átlagos relief</i>	115 m/km²	110 m/km²	120 m/km²
<i>átlagos vízfolyássűrűség</i>	3,1 km/km²	3,6 km/km²	5,7 km/km²
<i>földtani adottságok</i>	<u>paleozoikumtól holocénig</u>	harmadidőszaki üledékek	harmadidőszaki üledékek
<i>éghajlat</i>	völgyek: mérsékeltén hűvös- mérsékeltén száraz, >300 m tszf.: hűvös-mérsékeltén száraz	mérsékeltén hűvös-mérsékeltén száraz, É-i futású völgyekben, magasan: hűvös-mérsékeltén száraz	mérsékeltén hűvös-mérsékeltén száraz, magasabban fekvő részeken: hűvös-mérsékeltén száraz
<i>napsütéses órák évi száma</i>	~1850	~1850	~1850
<i>nyári napsütéses órák</i>	730	750	750
<i>téli napsütéses órák száma</i>	170-180	170-180	170-180
<i>évi középhőmérséklet</i>	8,5-8,7 °C	8,2-8,5 °C	8,3-8,5 °C
<i>vegetációs időszak</i>	15,3-15,8 °C	15,1-15,5 °C	15,2-15,5 °C
<i>átlaghőmérséklete</i>			
<i>fagymentes időszak</i>	<170 nap	170 nap	170 nap
<i>utolsó tavaszi fagy</i>	április 25 után	április 25 körül	április 25 körül
<i>első őszi fagy</i>	október 5-10 között várható	október 10 előtt	október 8-10 között
<i>csapadék évi összege</i>	650-700 mm	630-650 mm	600-640 mm
<i>vegetációs időszak</i>	380-410 mm	380-390 mm	360-390 mm
<i>átlagos csapadéka</i>			
<i>hótakarós napok átlagos száma</i>	45-48	45	45-50

<i>1. melléklet folytatása</i>			
<i>kistáj</i>	UPPONYI-HEGYSÉG	ÓZD-EGERCSEHI-MEDENCE	PÉTERVÁSÁRAI-DOMBSÁG
<i>átlagos maximális hóvastagság</i>	22-25 cm	22 cm	22-24 cm
<i>ariditási index</i>	1,10	1,10	1,08-1,12
<i>leggyakoribb szélirány</i>	Ny-i és DNy-i	Ny-i és ÉNy-i	Ny-i és ÉNy-i
<i>átlagos szélsébség</i>	2,5 m/s	2 m/s	2 m/s
<i>növényzet</i>	pannóniai cseres tölgyesek gyertyános tölgyesek szubmontán bükkösök mészkerülő savanyú talajú bükkösök + ártéri társulások	szubmontán égerligetek pannóniai cseres tölgyesek gyertyános tölgyesek szubmontán bükkösök + mocsárrétek, magaskórós társulások, kaszálórétekkel tarkított puhafaligetek	szubmontán égerligetek keményfás ligeterdők pannóniai cseres tölgyesek gyertyános tölgyesek szubmontán bükkösök + magaskórós társulások, kaszálórétek
<i>talaj</i>	84%-ban ABET foltonként földes és köves kopárok	67%-ban ABET 18%-ban földes és köves kopárok kis kiterjedésben savanyú nem podzolos barna erdőtalajok	88 %-ban ABET 8%-ban földes és köves kopárok 4 %-ban nyers öntéstalaj
<i>területhasznosítás</i>	50 % erdőgazdálkodás 1/3 mezőgazdasági igénybevétele	50 % szántóföld 25 % erdő	<i>É-on és Ny-on:</i> fele erdő , fele mezőgazdasági hasznosítású középső és K-i részen: 2/3-ban erdő, 1/3-ban mezőgazdasági hasznosítás <i>fő völgyek völgytalpa:</i> rétek, legelők

2. melléklet A terület közettani formációinak leírása (BUDINSZKYNÉ et al 1999 alapján)				
FORMÁCIÓ	KOR (sorozat, emelet)	FÁCIES	LITOLÓGIA	KÖZETFIZIKAI CSOPORT
Dubicsányi Andezit Formáció	miocén (szarmata)	piroklasztikum, ritkán láva	andezit piroklasztikum (andezit agglomerátum, tufa, tufit, lávabreccsa)	<i>neogén andezit</i>
Sajóvölgyi Formáció	miocén (bádeni- szarmata)	folyóvízi, tavi, beltengeri	agyag, homok, kavics (agyag, aleurit, homok, kavics, konglomerátum, lignit rétegekkel)	<i>neogén homokkő</i>
Galgavölgyi Riolittufa Formáció	miocén (szarmata)	szárazföldi-édesvízi- csökkentsósvízi	riolittufa (biotitos riolittufa, ignimbrit, agglomerátum, tufit) = "felső riolittufa"	<i>neogén tufa</i>
Bádeni Agyag Formáció	miocén (bádeni)	nyílttengeri medence	agyag, agyagmárga (agyag, agyagmárga mollusca (puhatestű) és foraminifera faunával)	<i>neogén aleurit</i>
Tari Dácittufa Formáció	miocén (kárpáti- bádeni)	piroklasztikum, areális-fluviális szállítás	dácittufa (biotitos, horzsaköves dácittufa) = "középső riolittufa"	<i>neogén tufa</i>
Garábi Slír Formáció	miocén (kárpáti)	parttól távoli, nyílttengeri	homok, csillámos homok (ciklikusan váltakozó csillámos homok, aleurit, agyag, agyagmárga, gazdag mikrofauna)	<i>neogén (homokos) slír</i>
Egyházasgergei Formáció	miocén (kárpáti)	partvonal-lapos part menti	homok, homokkő (keresztrétegzett homok, homokkő, báziskonglomerátummal vagy kavicsal)	<i>neogén (homokos) slír</i>
Égerlajai Kavics Formáció	miocén (kárpáti)	parti, sekélytengeri	kavics helyi anyagból (helyi mészkőből, dolomitból származó kavics, homokos, aleurites, agyagos kötőanyaggal)	<i>neogén (homokos) slír</i>
Salgótarjáni Barnaköszén Formáció	miocén (ottnangi- kárpáti)	tavi, paralikus, részben folyóvízi- mocsári	barnaköszén, homok, homokkő (barnaköszén telepek, homok, homokkő anyakőzet, szenes agyag, aleurit)	<i>neogén (homokos) slír</i>

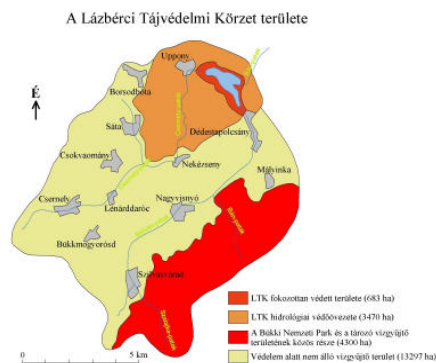
2. melléklet folytatása				
Gyulakeszi Riolittufa Formáció	miocén (eggenburgi-ottnangi)	ártufa, szárazföldi lerakódás	riolit ártufa (biotitos, ignimbrites riolit és riodácit ártufa) = "alsó riolittufa"	<i>neogén tufa</i>
Zagyvapálfalvai Formáció	miocén (eggenburgi)	folyóvízi, ártéri	aleurit, kavics, homok (tarka aleurit, kavics, homok ragadozók és madarak lábnyomaival, csontjaival)	<i>neogén aleurit</i>
Pétersvárai Homokkő Formáció	oligo-miocén (felső egri-eggenburgi)	árapályövi - árapály alatti	glaukonitos homokkő (vékony vagy vastag pados, ill. tömör homokkő, gyakran keresztretegzett, glaukonitos, agyagos, csillámos, agyagmárga betelepülésekkel)	<i>paleogén homokkő</i>
Szécsényi Slír Formáció	oligo-miocén (egri-eggenburgi)	mély árapály alatti, sekély-batiális	aleurolit, agyagmárga (homoktartalmú, csillámos, agyagos aleurolit, agyagmárga, agyag = "katti slír")	<i>paleogén slír</i>
Nekézsenyi Konglomerátum Formáció	felső-kréta (santoni-campani)	tengeralatti gravitációs lejtőüledék	konglomerátum, márga (vastagpados konglomerátum, homokkő és márga rétegek, rudistás mészkő blokkok)	<i>paleo-meozoóos sziliciklaszt</i>
Gutensteini Mészkő Formáció	középső-triász (anisusi)	oxigénszegény lagunáris vagy lagúna szegélyi	mészkő, dolomit (bitumenes mészkő és dolomit váltakozása, márga betelepülésekkel)	<i>paleo-meozoóos mészkő</i>
Ablakoskövölgyi Formáció	alsó-triász (szkita)	sekély árapály alatti	homokkő, mészkő (tarka homokkő, lemezes mészkő, agyagmárga, mészmárga, anchimetamorf)	<i>paleo-meozoóos sziliciklaszt</i>
Gerennavári Mészkő Formáció	alsó-triász (szkita)	self külső része és védett medencéi	mészkő, márga (ooidos és lemezes mészkő márga betelepülésekkel, anchizónás metamorfózis)	<i>paleo-meozoóos mészkő</i>
Nagyvisnyói Mészkő Formáció	perm	lagunáris	fekete mészkő (fekete mészkő, márgával, mészmárgával, dolomitósodott testek, gazdag fauna)	<i>paleo-meozoóos mészkő</i>

2. melléklet folytatása				
Éleskői Formáció	karbon	flis	agyagpala, mészkő (meszes, aleuritos agyagpala, pados mészkő vagy kékesszürke-fehér sávós mészkő olisztolitjaival)	<i>paleo-mezozoós sziliciklaszt</i>
Lázberci Formáció	karbon	medence	rétegzett mészkő (rétegzett mészkő, alárendelten meszes pala, szürke agyagpala, palás márga)	<i>paleo-mezozoós mészkő</i>
Abodi Mészkő Formáció	devon	pelágikus medence	metatufitos mészkő (metatufitos mészkő, tufitos meszes palával, bázisos metavulkanit)	<i>paleo-mezozoós mészkő</i>
Upponyi Mészkő Formáció	devon	karbonátplatform	rétegzett mészkő (rétegzett, kristályos mészkő)	<i>paleo-mezozoós mészkő</i>
Strázsahegyi Formáció	devon	vulkanoszediment – lejtő	bázisos metavulkanit (tholeiites, bázisos metavulkanit, vulkanoszediment, láva, mészkő olisztolitok)	<i>paleo-mezozoós vulkanit</i>
Tapolcsányi Formáció	szilur	oxigénszegény mélyvízi	agyagpala, lidit (agyagpala, kovapala, radioláriás lidit, bázisos metavulkanit betelepülésekkel)	<i>paleo-mezozoós sziliciklaszt</i>
Csernelyvölgyi Homokkő Formáció	ordovicium	árapályövi és árapály alatti	homokkő (grauwacke típusú homokkő)	<i>paleo-mezozoós sziliciklaszt</i>
Rágyinesvölgyi Homokkő Formáció	ordovicium	árapályövi és árapály alatti	homokkő (kvarchomokkő)	<i>paleo-mezozoós sziliciklaszt</i>

Az Upponyi-szigethegység

A Bükkől É-ra található *Upponyi-szigethegység* kiterjedése 15 km². A geológusok által többnyire "Upponyi-szigethegység" néven emlegetett alacsony középhegység fő tömegét – a miocén (22-12 millió év) fedőüledékektől és a felsőkréta (90-65 millió év) konglomerátumtól eltekintve - a földtörténeti óidőben (paleozoikum: 570-245 millió év) lerakódott homokkővek (ordovicium 510-439 millió év), agyagpalák-kovapalák (szilur 439-408 millió év), vulkáni kőzetek (devon 408-362) és mészkővek (devon-karbon 408-290) és alkotják. A paleozoos rögtöt felépítő kőzetformációk ÉK-DNy-i csapásirányú pásztákba rendeződve, ÉNy-felé felpikkelyeződtek és a fiatalabb földtörténeti korokban kiemelkedtek környezetükből. A 400 m tengerszint feletti magasságú, felszabdalt, lapos hegytetőkön helyenként még megtalálhatók a többnyire lepusztult fiatal fedőüledékek eróziós roncsai. A hegység legmagasabb pontja az ÉNy-i részen található Vízköz (435 m), ahonnan szép kilátás nyílik a Lázbérci-víztározóra és az Upponyi-szoros impozáns mészkőfalaira.

1967-69 között a közeli települések vízellátásának megoldására, a hegységet átszelő Csernely- és Bán-patak összefolyása alatt, a Bán-patakon gátat emelve, létrehozták a *Lázbérci-víztározót*. Néhány évvel később (1975) a mesterséges tározó vízbázisának védelmére megalapították a jelenleg 3672 ha területű *Lázbérci Tájvédelmi Körzetet*. A tájvédelmi körzet rendeltetése ma már többirányú, nem csupán a vízbázis védelmére korlátozódik. Feladata többek között a tájképi, geológiai, geomorfológiai, és növényzeti értékek védelme, a védett madarak – elsősorban az egyre ritkuló ragadozómadarak – fészkelésének biztosítása, a közművelődésnek és a szabadidő kulturált felhasználásának a szolgálata.



A tanösvényen végigsétálva megismerkedhetünk a hegységet felépítő kőzetekkel, a terület szerkezeti viszonyaival, valamint geomorfológiai adottságaival. A völgy torkolatától a forrás felé haladva a völgyfejlődés különböző stádiumait követhetjük nyomon. Tanulmányozhatjuk a hordalékkúp lerakódását, a patak meanderezését, és hogy hogyan réseli át magát a meglehetősen kemény kőzeten.

2. A Rágyincs-völgy

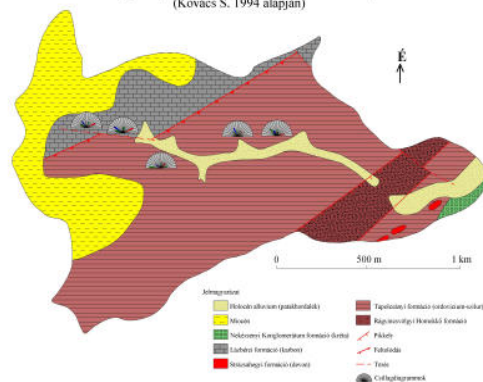
Az Upponyi-szigethegység paleozoós felszíne kiváló iskolapéldája az alaphegységi, szerkezetorientált völgyfejlődésnek. A terület vízhalózatának alakulását ugyanis a vízfolyások áramlásviszonyainak öntörvényei mellett alapvetően határozzák meg a szerkezeti és kőzettani viszonyok. Mindez jól bizonyítható és szemléletesen közzetható be a hegység DK-i részén kialakult Rágyincsvölgyben.

A hegység törérendszerének kialakításában három fő szerkezeti elem dominál. A feltolódásokhoz köthető *fő töréssírn*y ÉK-DNY-i, erre merőlegesen a *haránttöréss*y ÉNY-DK-i csapással. A harmadik szerkezeti elemet a nagyobb iránybeli szóródást mutató ún. *diagonális tönkremenetek* jelentik. A hegység völgyeinek kialakulásában, futásiányuk meghatározásában fontos szerepe volt ezeknek a töréseknek.

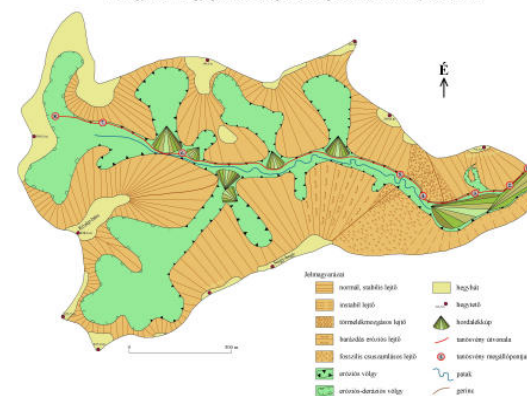
A Rágyincs-völgy vízgyűjtő terület teljes egészében a hegység területén található. A völgy a hegység 400 m feletti tetőrégiójának miocén üledékeiből kiindulva átréseli magát az idős képződményeken, feltárja előttünk a hegység déli részére jellemző paleozoós kőzeteket, végül a Bán-patak völgyébe torkollik.

A mindössze 2,8 km hosszú Rágyincs-völgy többszöri szakaszjelleg váltást mutat. Formákban igen gazdag, bejárása során a hegység jellemző mikrotektonikai töréssrendszere és felépítő kőzetei mellett megfigyelhetők a völgyfejlődés különböző stádiumai, az ehhez kapcsolódó felszínalakítási (geomorfológiai) elemek (pl. sziklameder, sziklakapu, hordalékkúp, törmelékkip, terasz, meander) és a tömegmozgások folyamatos egyes fajtái. Az állandó vízfolyás nélküli fővölgybe számos kisebb mellékvölgy fut.

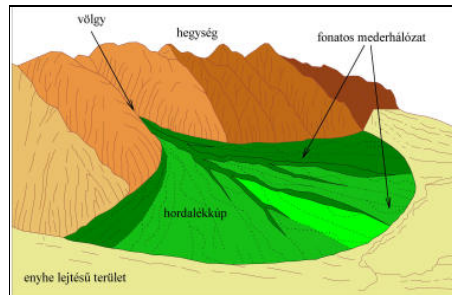
A Rágyines-patak vízgyűjtő területének földtani térképe
(Kovács S. 1994 alapján)



A Rágyincs-völgy geomorfológiai térképe és a tanösvény útvonala

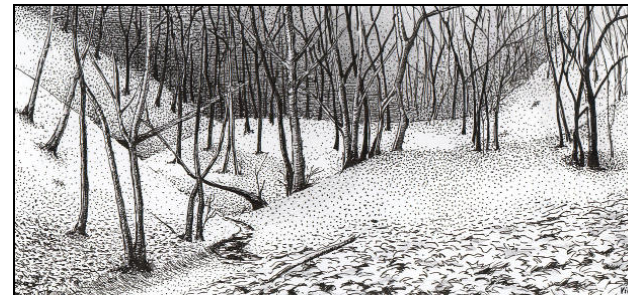
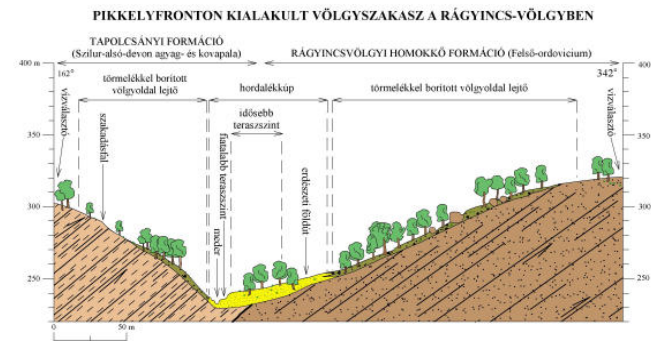


Az alsó, torkolatközi szakaszon a völgytalp csökkenő esése miatt a patak lerakja üledékét és közel vízszintes felszínű, lapos, akkumulációs formát, *hordalékkúpot* épít. A hordalékkúpot különböző szemcseméretű üledékek alkotják (iszap, homok, kavics), anyaga a csúcsrészről a folyás irányában finomodik.



A völgy ezen a szakaszon *pikkelyfronti* határon fut. A szelvényen jól látható a pikkelytakarós szerkezet pásztáinak térbeli elrendeződése. Az ilyen típusú völgyszakaszok esetében a vízfolyás alluviuma az enyhébb lejtésű pikkelyhátra települ, miközben a meredekebb pikkelyfronti részt mindjobban alávágja a patak.

A meder partfalai ugyancsak aszimmetrikus megjelenésűek. A pikkelyhát lankásabb, hosszan elnyúló lejtőt képez, amelyen megfigyelhető a hordalékkúpon kialakult idősebb terasz-sík szintje is. A pikkelyfronti oldal ezzel szemben folyamatosan pusztuló jelleget mutat, meredek lejtőoldallal.

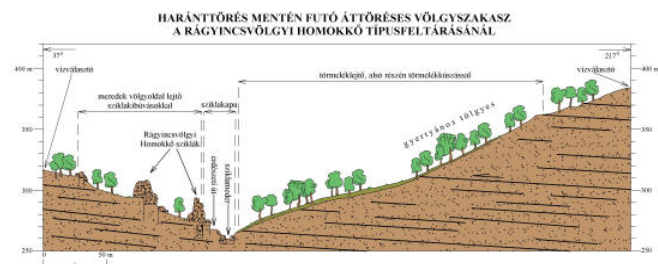


4. Felsőszakasz jellegű sziklakapu

A völgy ezen a szakaszon *haránttörés* mentén halad, a pikkelyfrontra merőlegesen. A lepusztulásnak ellenálló kemény homokkő hátráltatta a bevágódást, így mögötte függő helyzetű völgyi hordalékkúp épülhetett ki (ld. következő megállóponthoz). A nehezen pusztuló, keményebb kőzetréteg, a pataknak a kőzetpad feletti szakaszára nézve helyi erózióbázist jelentett. Mindaddig, amíg a patak az ellenálló kőzetet át nem vészte, a közvetlen felette levő szakaszon sem tudott mélyebbre bevágódni, tehát hordaléka jelentős részét lerakta.

Később, amikor a patak átréselte magát a homokkővön, *felsőszakasz jellegű* áttörést hozott létre. Az erre jellemző zuhatagos meder kitűnő példája figyelhető meg a homokkősziklák alatti völgyrész sziklamedrében. A szakasz morfológiáját a közel szimmetrikus völgyoldalak, kipreparálódó sziklagerincek jellemzik. A megnövelt esés miatt alluvium csak alárendelten jelenik meg.

A völgy É-i oldalán található sziklakibúvások a *Rágyincsvölgyi Homokkő Formáció* típusfeltárását jelentik. Az Upponyi-szigethegység legidősebb kőzete bukkan itt felszínre. Ősmaradványok híján a homokkő kora biztosan nem határozható meg. A rétegsorban elfoglalt helyzete alapján azonban a felső-ordovíciumba (több mint 400 millió év) sorolták. Anyaga szürke, vastagpados, aprószemcsés homokkő. A metamorf palásság vékonyréteges megjelenést kölcsönöz a kőzetnek.



5. A középszakasz jellegű, meanderező patak

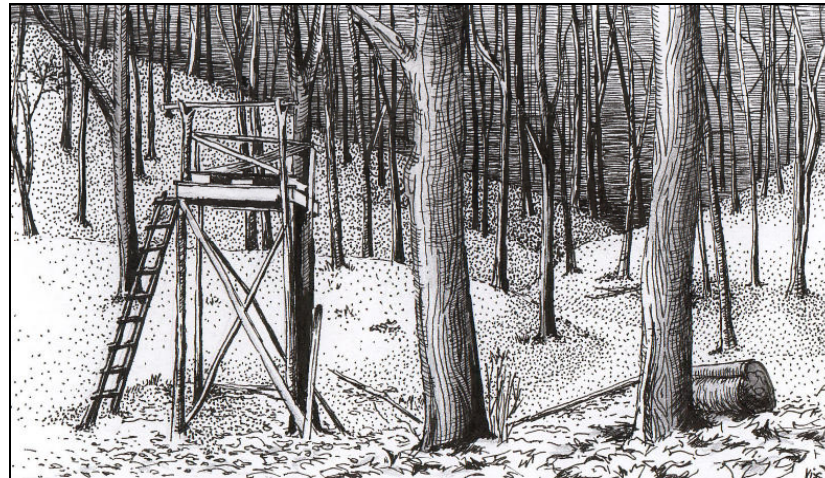
A beszűkülő, áttörésszerű völgyszakasz fölött a vízfolyás szakaszjellege megváltozik. A kisebb esésű talpon *völgyi hordalékkúp* halmozódott fel. A völgyben feljebb haladva, a még enyhébb lejtésű részekben a patak energiája lecsökken, hordalék szállítása és lerakása közel egyensúlyba kerül. A középszakasz jellegű vízfolyás munkavégző képessége egyenlő a hordalék elszállításához szükséges munkával. Medre kanyargós, kanyargása közben oldalazó erózióval szélesíti völgytalpát. A meder egy részén pusztító, más részén építő munka folyik. A patak kanyargó (meanderező) medrében aláválogódó (pusztuló) külső partfalak, és töltődő (épülő) kanyarulatbelsőek váltják egymást.



Szerkezeti értelemben ezen a szakaszon *diagonális* törések mentén vágódott be a völgy, ami átmeneti jelleget kölcsönöz neki. A diagonális mentén haladó völgyszakaszok legtöbbször a pikkelyfrontokon (feltolódási frontokon) kialakult és a haránttörések mentén létrejött völgyszakaszok közötti összekötő szerepet töltik be, közel szimmetrikus völgyoldalakkal.

6. Mellékvölgyek

A hegység szerkezeti adottságai és völgyirányai közötti szoros kapcsolat nemcsak a Rágyincs esetében igaz. A patak mellékvölgyei és az Upponyi-szigethegység többi völgye is követi a fő tektonikai irányokat. Ezen a szakaszon az egyik diagonális irányról egy másik diagonális irányra vált a Rágyincs-völgy, és a déli lejtőn egy szintén diagonális irányt követő mellékvölgy torkollik bele.



A fővölgy legnagyobb mellékvölgyét az erózió formálta ki. A torkolati részen kisebb hordalékkúpot épít a lecsökkent esésű völgytalpon. Az eróziós völgyek a lejtőn, mederben, tehát lineárisan áramló víz eróziós tevékenységének legfontosabb geomorfológiai következményeként jönnek létre.

Ezen a szakaszon a Tapolcsányi Formáció kőzeteibe vágja magát a Rágyincs-patak. A formáció kőzetei (kovapala, agyagpala, lidit, homokkő) a hegység déli részét építik fel. A mintegy 1,5 km szélességű területen az uralkodó kovapala kifejlődés törmelékmezői nagy kiterjedésű, jellegzetesen kopár hegyoldalakat alkotnak.

7. Hideg-kút

A tömött kőzetszövet, a csekély porozitás és az eltömődött hasadékok miatt a paleozóos képződményeknek a vízvezető képessége rossz, ezért az Upponyi-szigethegység területe forrásokban rendkívül szegény. A hegység egyetlen állandó vízfolyása, az alaphegységi rögöt átszelő, és a Bán-patakba ömlő Csernely-patak. A Lázbérci-víztározót a két vízfolyás találkozásánál alakították ki.

Ennél a megállópontnál, a völgytalpához közel található a *Hideg-kút*, a Rágyincs-patak táplálója. Ez a forrás is csak a csapadékosabb időszakokban működik. A mészkő felszínén beszivárgó csapadékvíz a réteglapok mentén a pala alá juthat.



A völgy itt már a *Lázbérci Formáció* mészkövébe vágódik, ezért érezhetően meredekebbé válik a völgytalp. A Lázbérci Formáció az Upponyi szerkezeti egység legnagyobb felszíni elterjedésű képződménye. Szürke-sötétszürke, réteges-pados, néha lemezes mészkő és szürke- sötétszürke, általában meszes agyagpala váltakozásából áll (ennek a pontnak a közelében a formáció mészköve látható kisebb feltárásokban). A képződmény karbon korú (több mint 300 millió év).

A völgy közethatáron fut. A Lázbérci mészkőből felépülő É-i völgyoldal meredekebb, a Tapolcsányi Formáció kőzetein kialakult D-i lejtő lankásabb. A völgy felsőszakasz-jellegű, jellegzetes 'V' alakja van, talpig domború lejtők határolják. A vízfolyás fölös munkaképességével dolgozza ki a lejtőn a mélyedést, vagyis a völgyet.

8. A völgyfő

A Rágyincs völgyfője miocén korú (kb. 17-18 millió év) fedőüledékben, eróziós árokként vágódik hátra. Az uralkodóan puha homokkőből álló fiatal képződmények csak roncokban maradtak meg a hegység peremi és központi területén. A hasonló típusú és korú kőzetekből felépített térszíneket általában sekély eróziós árkok sokasága jellemzi. Ezen a ponton a völgyfő szétágazik és belesimul az enyhén hullámos, közel vízszintes felszínbe. A térszín morfológiája lankás.

A hegység tetőszintjében vagyunk (>400 m), a 8° alatti lejtőszögű térszín összefüggő területet alkot. A fiatal üledékek és az idős kőzetek határánál láthatjuk az idős alaphegység fokozatos kitakaródását fiatal fedője alól.



Hármashatár

Dédestapolcsány, Nekézseny és Uppony települések közigazgatási határainak találkozása, a tanösvény végpontja.

Továbbhaladási lehetőségek:

1. Vízköz – víztározó, Upponyi-szoros, Uppony
2. Nekézseny – falu, vasúti bevágás, Csernely-völgy, Bükk
3. vissza – lefelé a Rágyincs-völgyben