

FÖLDTANI FOLYAMATOK HATÁSA A TISZA ALFÖLDI SZAKASZÁNAK MEDERMORFOLÓGIÁJÁRA

Timár Gábor

Doktori (Ph. D.) értekezés



Témavezető: Dr. Horváth Ferenc tanszékvezető egyetemi tanár

ELTE Geofizikai Tanszék

Budapest

2003

© Timár Gábor, 2003. Book is available under the Creative Commons 4.0.



ISBN 978-963-284-497-8

TARTALOMJEGYZÉK

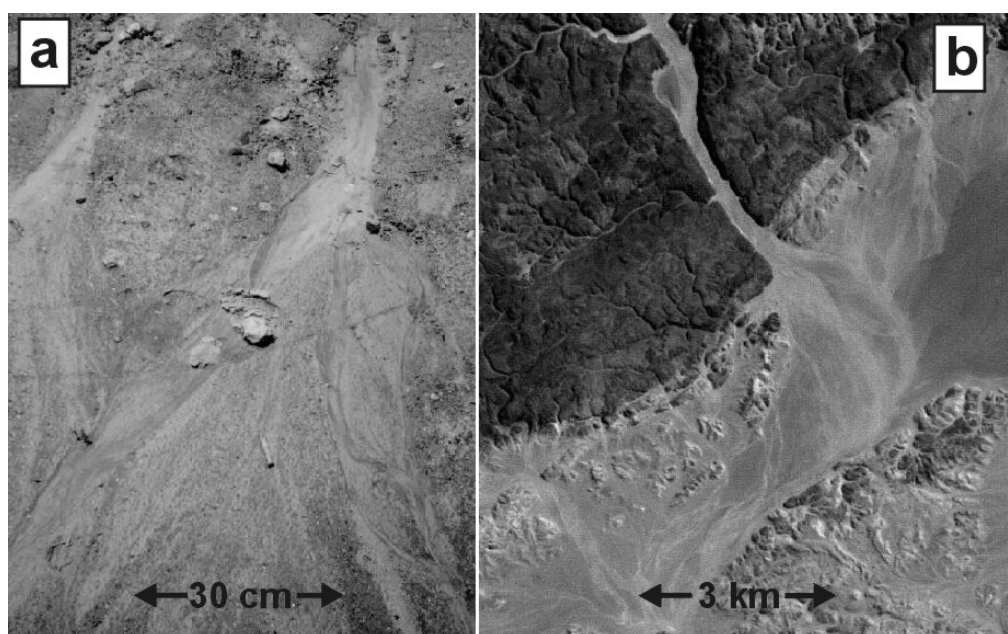
BEVEZETÉS	4
1. FOLYÓDINAMIKAI ÁTTEKINTÉS	7
1.1. AZ ALLUVIÁLIS FOLYÓK ALAKTÍPUSAI ÉS AZOK MORFOMETRIAI JELLEMZŐI	7
1.2. AZ ALAKTÍPUSOK KIALAKULÁSÁT BEFOLYÁSOLÓ FIZIKAI-HIDROLÓGIAI PARAMÉTEREK....	13
1.3. A MEANDEREZŐ FOLYÓK JELLEMZŐI.....	21
1.4. A MEANDEREZÉS MINT ÖNSZERVEZŐ FOLYAMAT	26
1.5. A FOLYÓMEDER OLDALIRÁNYÚ VÁNDORLÁSA	30
1.6. A KANYARFEJLETTSÉG MINT A FELSZÍN FÜGGŐLEGES MOZGÁSAINAK FOLYÓMENTI VÁLTOZÁSINDIKÁTORA	33
1.7. NEOTEKTONIKAI FOLYAMATOK HATÁSA A FOLYÓPARAMÉTEREKRE: KÍSÉRLETI EREDMÉNYEK ÉS GYAKORLATI PÉLDÁK.....	35
2. A TISZA ÉS VÍZRENDSZERE: KIALAKULÁS ÉS TERMÉSZETI KÉP	37
2.1. A PANNON-MEDENCE KIALAKULÁSA.....	37
2.2. A TISZAI VÍZGYŰJTŐ TERMÉSZETFÖLDRAJZI KÉPE	40
2.3. A TISZAI VÍZGYŰJTŐ ÉGHAJLATI-HIDROLÓGIAI ADOTTSÁGAI	44
2.4. NEGYEDKORI ÉGHAJLATVÁLTOZÁSOK NYOMAI A TISZAI VÍZGYŰJTŐN	45
2.5. ALFÖLDI MEDERNYOMOK: AZ ALFÖLDI FOLYÓK LATERÁLIS VÁNDORLÁSA	51
2.6. A TISZA HIDROLÓGIAI JELLEMZŐI ÉS SZABÁLYOZÁSA.....	52
2.7. SÜLLYEDÉSI ANOMÁLIÁK AZ ALFÖLDÖN A NEGYEDIDŐSZAKBAN ÉS A LEGUTÓBBI ÉVTIZEDEKBEN.....	57
3. A TISZA-VIDÉK TERMÉSZETES KÖRNYEZETI ÁLLAPOTA ÉS A FOLYÓ EREDETI MEDERMORFOLÓGIÁJA	61
3.1. A TISZA ÉS KÖRNYÉKE SZABÁLYOZÁS ELŐTTI ÁLLAPOTA RÉGI TÉRKÉPEKEN.....	61
3.2. A SZABÁLYOZÁS ELŐTTI MEDERÁLLAPOT NYOMAI ŰRFELVÉTELEKEN	68
3.3. A SZABÁLYOZÁS ELŐTTI MEDERÁLLAPOT NYOMAI DIGITÁLIS DOMBORZATI MODELLEKEN	71
3.4. ŐSKÖRNYEZET-REKONSTRUKCIÓ RÉGÉSZETI ESZKÖZÖKKEL	75

4.	A MEDERMORFOLÓGIA ÉS A NEOTEKTONIKAI EREDETŰ FELSZÍN- MOZGÁSOK KAPCSOLATA: ESETTANULMÁNY	77
4.1.	A KANYARFEJLETTSÉG SZÁMÍTÁSÁNAK MÓDSZEREI; A JELLEMZŐ ABLAKMÉRET	77
4.2.	A KANYARFEJLETTSÉG ÉS A TERMÉSZETES ERDETŰ SÜLLYEDÉS ÖSSZEFÜGGÉSE AZ ALFÖLDÖN	80
4.3.	AZ ALFÖLDI FOLYÓK ÖNSZERVEZŐ MEANDEREZÉSE	86
5.	FÖLDTANI ÉS HIDROLÓGIAI FOLYAMATOK HATÁSA AZ ÁR- ÉS BELVÍZI KOCKÁZATOKRA	89
5.1.	A TÉRBEN EGYENLŐTLEN FELSZÍNSÜLLYEDÉS HATÁSA: HOSSZ-SZELVÉNYI TORZULÁSOK .	90
5.2.	A HULLÁMTEREK FELISZAPOLÓDÁSA	92
5.3.	A VÁZOLT FÖLDTANI-HIDROLÓGIAI FOLYAMATOKHOZ ALKALMAZKADÓ, HOSSZÚ TÁVÚ FOLYÓGAZDÁLKODÁSI REZSIM.....	94
6.	AZ EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA, TÉZISEK.....	99
	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	101
	IRODALOM.....	102
	ÁBRÁK JEGYZÉKE.....	120
	I. MELLÉKLET: A MÁSODIK KATONAI FELMÉRÉS TÉRKÉPEINEK A MAI VETÜLETI RENDSZEREKHEZ ILLESZTÉSÉHEZ SZÜKSÉGES VETÜLETI LEÍRÁSOK ÉS ALAPFELÜLETI SZÁMÍTÁSOK	122
	KEZDŐMERIDIÁN-KONVENCIÓ	122
	VETÜLETI LEÍRÁS	122
	ALAPFELÜLETI LEÍRÁS ÉS SZÁMÍTÁSOK	123
	II. MELLÉKLET: A TISZA SZABÁLYOZÁS ELŐTTI MEDERVONALA A MÁSODIK KATONAI FELMÉRÉS SZELVÉNYEIN (TÉRKÉPSOROZAT)	126
	ÖSSZEFOGLALÁS	134
	SUMMARY.....	135

BEVEZETÉS

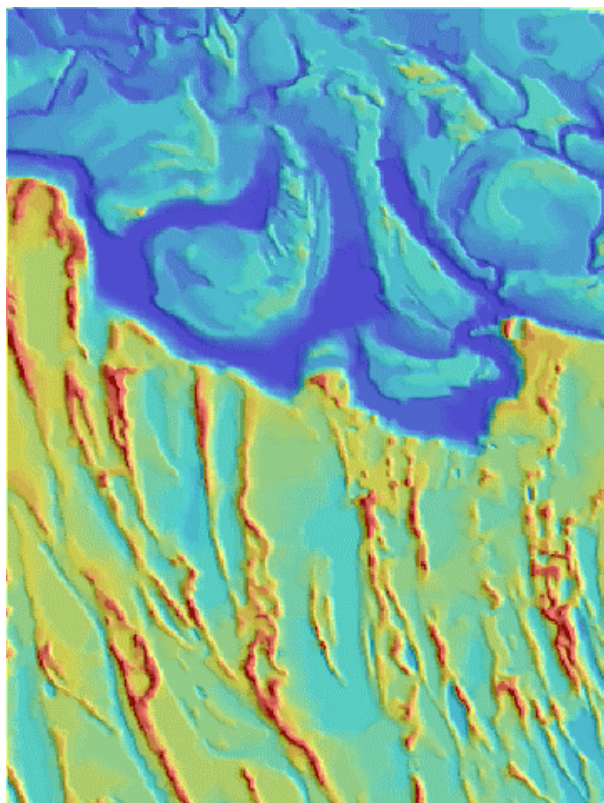
A világot járva, a különféle vízfolyásokat szemügyre véve akár első ránézésre is elgyönyörködtető és elgondolkodtató, hogy azok milyen változatos alakot ölthetnek. Különösen jó lehetőségünk nyílik ilyen élmények megszerzésére a hegyvidékeken, ahol sokszor egymástól alig pár száz méterre gyökeresen eltérő formájú patakokat találunk, sőt ugyanazon folyócskák formakincse is nagyon gyorsan változik, akár mellettük sétálgatva, akár időről időre ugyanarra a pontra visszatérve vizsgáljuk. Nagyon hamar beláthatjuk így az ókori görög filozófus, Herakleitosz¹ állítását: nem léphetsz kétszer ugyanabba a folyóba!

Még érdekesebb, és a fenti változatossággal párhuzamba állítva akár meglepő jelenség az, hogy egymástól gyökeresen eltérő adottságú, méretű vízfolyások formavilága sok esetben mennyire hasonló. Egy magashegyi füves legelőn átfolyó kis erecske, bár sok nagyságrenddel kevesebb vizet szállít, mégis hasonló vagy azonos formájú kanyarokat ír le, mint a széles, sík alföldek jól ismert folyói, csak a kanyarok kisebbek, és a patak keskenyebb. A hegyvidékek peremén a hordalékkúpokra, majd az alföldekre kiömlő, lezúduló folyók kusza kavicszátonyait, sok ágra szakadó szerkezetét meglepően jól tudja utánózni a záporosó után a kertvégi meredek lejtőn, csupasz talajon folyó, időszakos kis patak, vagy akár a sivatagi aszóvölgy, a vádi vízfolyásnyoma (1. ábra). Mindezek az egyszerű tapasztalatok arra utalnak, hogy a vízfolyások szabályszerűségeit olyan általános törvények irányítják, amelyek skálafüggetlenek lehetnek (Schumm, 1985).



1. ábra. (a) Homokfelszín záporosó után, fonatos vízfolyási nyomokkal. (b) Landsat TM-5 űrfelvétel az egyiptomi sivatagról: a kanyonból kilépő időszakos folyó fonatos szerkezetű.

¹Efezoszi HERAKLEITOSZ: "A természetről", Kr. e. 513



2. ábra. Fonatos (alul, világos) és meanderező (felül, sötét) folyónyomok által dominált felszíntípusok Tiszafüred és Egyek között; digitális domborzati modell Ruszkiçzay (2000) adatai alapján. A modell kiterjedése 6 x 8 km, a felszíntípusokat elválasztó *eróziós perem* mentén a szintkülönbség 8-9 méter.

A magyar Alföld felszínének nagy részén megtalálható medernyomok nem mutatnak ekkora változatosságot, az azonnal szembetűnik, hogy *nem egyformák*, sem a méretüket, sem pedig az alakjukat illetően. Az Alföld egy részén az 1. ábrán bemutatott *fonatos*, nagyobb részén jellegzetesen

kanyargó, *meanderező* folyóvízi nyomok láthatók (2. ábra; az alaktípusok részletes leírását ld. az 1. fejezetben). A meanderező medernyomok mérete és “kanyargóssága” szintén helyről helyre változik.

Az értekezésben három kérdésre keresek választ:

- Milyen rendszer fedezhető fel ezekben a medernyomokban, mit mondhatnak ezek a nyomok a kialakulásuk idején uralkodó természeti viszonyokról?
- Nyújthatnak-e hasznos információt az alföldi medernyomok a terület recens geológiai, elsősorban tektonikai fejlődéséről?
- Milyen gyakorlati felhasználási lehetőségei vannak a vizsgálathoz alkalmazott folyódinamikai ismereteknek, módszereknek?

Az értekezés szerkezete – e kérdések legjobb megválaszolhatóságát szem előtt tartva – a következő:

Az első fejezet a folyódinamikával, azon belül is elsősorban a vízfolyások alaktípusaival, a kialakulásukat szabályozó környezeti paraméterekkel, és a folyók morfológiai paramétereivel foglalkozik. A fejezet második részében részletezem a meanderező vízfolyások kialakulásának feltételeit, illetve azok morfológiai jellemzőinek összefüggését különféle környezeti-fizikai paraméterekkel. Az alapvetően szakirodalmi áttekintést adó fejezet foglalja össze az elméleti alapokat a következő vizsgálatokhoz.

A második fejezetben röviden leírom a Pannon-medence középső részét elfoglaló Alföld geológiai és felszínalaktani kialakulását. A medence kialakulásának általános geodinamikai

áttekintése után a középső, alföldi rész folyamatos süllyedésének okát, és a kitöltő üledékek szerkezetét részletezem. Ezután a tiszai vízgyűjtő jelenlegi környezeti állapotát írom le, ami alapvetően egy természetföldrajzi és a mai folyókra vonatkozó hidrológiai áttekintés. Ezt követi a negyedidőszaki klímaváltozások felszínen is kutatható nyomainak számbavétele. Majd a pleisztocén legvégét és a holocént átívelő mintegy húszezer évben történt alföldi folyóvándorlásokat tekintem át és a tiszai vízrendezési-folyószabályozási munkákról adok összefoglalót. Végül röviden ismertetem az Alföld negyedidőszaki és speciálisan a napjainkban zajló, térben egyenlőtlen süllyedésének eloszlását és mértékét.

A harmadik fejezet taglalja a korábbi – jelen esetben elsősorban a vízrendezési munkák előtti Alföldre jellemző – természeti állapot térinformatikai rekonstrukciójának módszereit. A korabeli térképek használatát azok geodéziai alapjának és vetületének paraméterezésén keresztül mutatom be, majd a különböző felbontású úrfelvételeken látható, a korábbi környezeti állapotra utaló nyomok kutatását írom le. Részletesen ismertetem az alföldi területek nagy vertikális pontosságú digitális domborzati modelljeinek elkészítését és az azokon látható morfológiából levonható következtetéseket. Ezt követően kitérek a régészeti kutatás néhány, a környezeti állapot-rekonstrukció szempontjából érdekes eredményére.

A negyedik fejezet a fent említett második fő kérdésre összpontosít: az alföldi folyódinamika és a neotektonika kapcsolatát taglalja. Áttekintem a meanderező folyók futásfejlettségének (kanyargósságának; ld. 1. fejezet) és a jelenkori vertikális felszínmozgásoknak a kapcsolatát az Alföldön. Ennek keretében a Tisza szabályozás előtti, természetes mederállapotát egybevetem az Alföld klasszikus geológiai-geofizikai kutatásából, illetve folyami szeizmikus mérésekből ismert szerkezeteivel, bizonyítva a közép-magyarországi deformációs zóna neotektonikus aktivitását. A tiszai esettanulmány másik érdekes eredményeként megadom a vándorló folyóalaktípus kialakulásának környezeti feltételeit.

Az ötödik fejezetben az eddigiekben felsorolt ismeretek gyakorlati alkalmazásának példáit adom. Elsőként az Alföld helyről helyre változó süllyedésének, és az áthaladó folyók árvízvédelmi problémáinak kapcsolatát mutatom be, majd áttekintem a hullámterek feliszapolódásának folyamatát. Végül vázolok egy, a Tisza mentén kialakítható vízügyi rezsimet, amely az értekezésben felsorolt geológiai, morfológiai és hidrológiai körülményekhez illeszkedik. Ezt követi külön fejezetben az eredmények és a tézisek összefoglalása.

Az értekezés I. Mellékletében ismertetem a természetes – szabályozás előtti – tiszai mederállapot térinformatikai rekonstrukciójához használt térképek geodéziai és vetülettani paraméterezéséhez szükséges leírásokat és számításokat.

1. FOLYÓDINAMIKAI ÁTTEKINTÉS

„Az olyan folyók, amelyeknek hordaléka nehezebben mozgatható, mint partjuk anyaga, azok zátonyokat építenek és szétágaznak. Azok a folyók ellenben, amelyek könnyebben mozgatják saját hordalékukat, mint partjuk anyagát, azok kanyarognak”

(id. Lóczy Lajos)²

1.1. Az alluviális³ folyók alaktípusai és azok morfológiai jellemzői

Amint a bevezetőben már említettem, a vízfolyások alakja, de a jellemző színe is változatos formákat illetve árnyalatokat vehet fel. A folyók színe (gondoljunk csak a rengeteg, színéről elnevezett folyóra, pl. Sárga-folyó, Vörös-folyó, Fehér- és Fekete-Tisza) elsősorban lebegtetett hordalékanyaguk színére utal. Vízfolyások összefolyásánál jellemző, hogy az eltérő geológiai felépítésű vízgyűjtőről érkező mellékfolyó színe eltér a főfolyótól (I-1. ábra). A folyók jellemző színe szinte az irodalomban szokásos „állandó jelzőként” is megragadhat a köztudatban: „Kék Duna”, „Szőke Tisza” – ráadásul, mint látni fogjuk, e jelzők fontos folyódinamikai ill. morfológiai tényeket is visszatükrözhetnek.

Az ismétlődő folyóalakzatokat figyelmesebben vizsgálva észrevehetjük, hogy a jellegzetes, egymástól jól megkülönböztethető mintázatok száma nem is olyan sok: az átmeneti típusokkal együtt sem haladja meg az 5-6-ot. Ezeket az eltérő mintázatok a vízfolyás *alaktípusának* (*river pattern*) fogom nevezni: ez a folyó által felvett forma, amely az aktuális környezeti viszonyok következménye. Az egyes alaktípusok a számszerűsíthető geometriai paraméterek más-más csoportja segítségével írhatók le. Mint azt később részletesen is bemutatom, a folyóalakok valójában kontinuumot képeznek, ezen belül csoportosíthatjuk a minőségileg elkülönülő osztályokat:

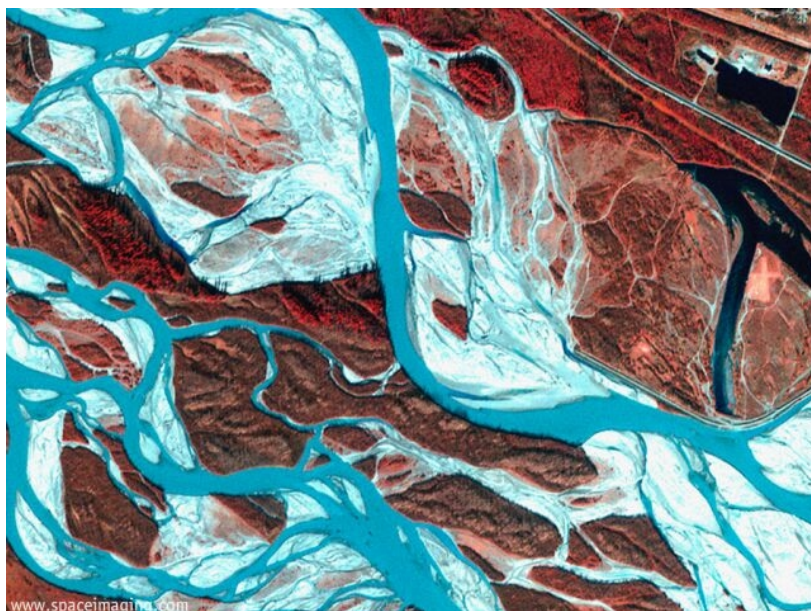


I-1. ábra. A Katuny (szemből) és a Csujá (balról) folyók összefolyása az Altáj-hegységben. Figyeljük meg a két folyó vízgyűjtőjének köztettani különbsége által okozott színeltérést! (A szerző felvétele.)

² Idézi: Trenkó (1910).

³ Itt: saját hordalékanyagán folyó.

A **fonatos** típus (*braided pattern*) számos ágra szakadó vízfolyás, és ezek az ágak szakadatlan oldalirányú mozgásban vannak. Gyakran nem is különíthető el főág, több közel azonos hozamú és számos kisebb ág is megjelenhet, ezek helye és mérete gyorsan változik. Elsősorban folyók forráshoz közeli, hegyvidéki szakaszain fordul elő, jellemző a nagy, és általában durva törmelékből, kavicsból álló hordalékhozam és a szélsőséges vízjárás. A folyóágak közötti szigetek vagy csupaszok, vagy csak gyér, lágyszárú növényzet fordul elő rajtuk, így a típus előfordulása az arid vidékeken (pl. az arktikus, a mediterrán, vagy a sivatagi-félsivatagi klímaterományban) jellegzetes (I-2. ábra). Bár a fonatos típusú folyókat általában nagy hordalékszállítás, sok esetben hordalékkúp-építés jellemzi, már itt meg kell jegyeznem, hogy önmagában e forma felbukkanása nem utal sem a folyó bevágó, sem lerakó jellegére; sőt a vízfolyás hordalékviszonyai hosszabb időtávlatban akár egyensúlyi állapotban is lehetnek (Germanoski és Schumm, 1993).



I-2. ábra.

Fonatos alaktípus: a Tanana-folyó Alaszkában.

Landsat TM-5 úrfelvétel.

A fonatosodási (*braiding*) index Brice (1964) definíciója értelmében az egy térbeli hullámhosszra eső zátonyok és szigetek számát jelenti, értelemszerűen kisvízkor. A vízfolyás kanyarai térbeli hullámhosszának definiálását a különféle alaktípusok esetén eltérő módon tehetjük meg (Leopold és Wolman, 1957; Schumm, 1967). Ehhez azonban meg kell említenem Pettis (1927) megfigyelését, amely szerint a folyómedrek üstök és gázlók (*pools and riffles*) sorozatából állnak. A meanderező folyók gázlói a meder inflexiók pontjai, az egyenes és fattyúágas vízfolyásokon pedig a váltakozó oldali zátonyok között jelennek meg, és a fonatos medreken is többé-kevésbé szabályos térközönként megfigyelhetők a gázlók. Erre alapozva Leopold és Wolman (1957) a térbeli



I-3. ábra. Meanderező alaktípus: a Tisza szabályozás előtti medre Nagykőrű-Fegyvernek térségében. Lányi Sámuel 1846-ból származó térképe (Sugár, 1989).

hullámhosszt a gázlok távolságának kétszeresében javasolja megállapítani. Az index definíciójából látható, hogy meghatározása meglehetősen szubjektív: ugyanazon folyószakaszokra a Rust (1978) által számított 3-as értéket Miall (1996) 8-ra javasolja módosítani. Abban teljes az egyetértés, hogy a nagyobb lejtőszög, illetve a magasabb vízhozam növeli az index értékét (vö. I-9. ábra).

A **meanderező típus** (*meandering or sinuous pattern*) olyan folyószakaszt jellemez, ahol a meder jellegzetes, a 1.3. pontban leírt alakú kanyarokkal tarkított, egy ágból álló (I-3. ábra). A mederben szigetek vagy zátonyok megjelenése ritka⁴, ugyanakkor a kanyarok belső ívén övzátonyok (*point bar*, ill. *scroll bar*) keletkeznek, a külső íveken pedig jellemző a folyó partromboló munkája, ezek következtében a kanyarok fokozatosan fejlődnek, növekednek, míg az alsó és felső ág összeérésekor vagy egy jelentősebb árvíz hatására levágódnak.

⁴ Komoly hordalékhozamú mellékfolyók torkolata alatt, ha a főfolyó meanderező jellege meg is marad, a meder inflexiók pontjain megjelenhetnek zátonyok vagy szigetek.

A meanderező medrek a fent leírt kanyarméret-változásoktól függetlenül rövid idő alatt, néhány évtizedes távlatban stabilak, jellemző a hordalékszállítás egyensúlya, és amint azt az 1.4. pontban később kifejtem, bizonyos határok között önszabályozó rendszerként képesek is fenntartani ezt az egyensúlyt saját alakjuk finom változtatásával.

A meanderező folyók kanyarfejlettsége (*sinuosity*) Schumm (1963) definíciója szerint a folyó két pontja közötti mederhossz, és a két pont közötti légvonal-táv hányadosa:

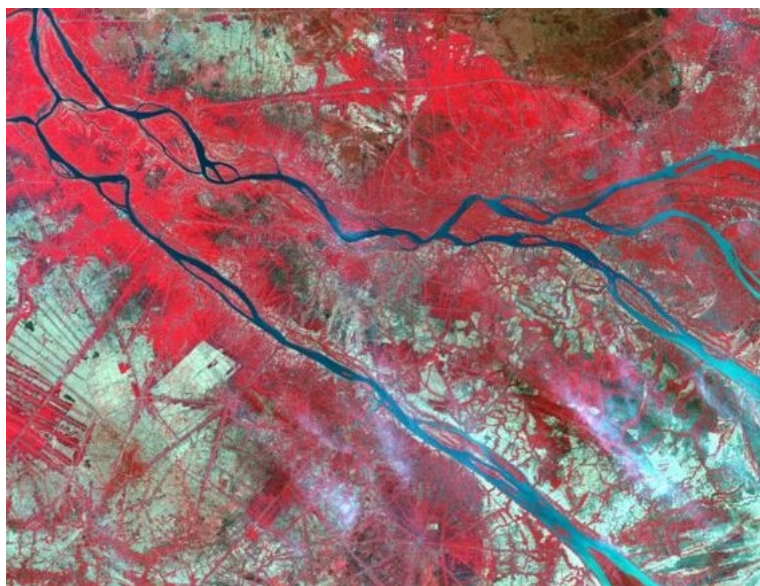
$$S = \frac{d_{meder}}{d_{légvonal}} = \frac{i_v}{i_{meder}} \quad (1)$$

ahol S a kanyarfejlettség, d_{meder} a vízfolyás menti távolság, $d_{légvonal}$ a légvonal-táv a vizsgált folyószakasz végpontjai között, i_v a folyóvölgy, i_{meder} pedig a közepes vízszinthez (KV) közeli állapotban, áradási vagy völgyelési pontban mért vízszint, az ún. *energiavonal* esése.

A magyar szaknyelvben az angol "*sinuosity*" megfelelőjeként Bulla Béla a *futásfejlettség* kifejezést javasolta. A hazai szakirodalomban mindazonáltal egy folyó *teljes* futásfejlettségére a forrás és a torkolat közötti mederhossz (L) és légvonal-táv (T) ismeretében a következő összefüggés ismeretes: a futásfejlettség: $F=(L-T)/T$ (Szabó, 1993), ami a Schumm-féle, és a jelen munkában használt összefüggéstől eltérő! Az értekezésben ezért használom a "kanyarfejlettség" kifejezést.

A kanyarfejlettség értelmezhető a mederre, de megadható a folyó meanderövének jellemzésére is (ennek a számértéke kisebb a meder kanyarfejlettségénél). A kanyarfejlettség (1) értelmében egy folyószakaszra jellemző mennyiség; a 4.1. pontban olyan módszert mutatok be, amellyel a meder egy pontjához is rendelhetünk kanyarfejlettségi értéket.

Az **egyenes** típus (*straight pattern*) az előző, meanderező típus elfajult eseteként is értelmezhető. A rendkívül sík területeken a partanyaguknál durvább hordalékot szállító folyók medre viszonylag egyenes, a kezdetleges kanyarokat váltakozó, hol az egyik, hol a másik parthoz kötődő zátonyok (*alternate bar*) jelképezik. (I-4. ábra)



I-4. ábra. A Mekong-folyó torkolatvidékének természetes állapotban is szinte teljesen egyenes folyószakaszai. LANDAT-MSS űrfelvétel.



I-5. ábra. Szövedékes alaktípus: a Gangesz-delta Bangladesben. A sötét színnel jelölt parti területeket mangrove-erdők borítják. A kép felső részén a kiirtott erdők helyén öntözőcsatornák rendszere látszik. GeoKAM űrfelvétel.

A **szövedékes**⁵ típus (*anastomosing pattern*) számos kis hozamú, többé-kevésbé kanyargós, egymással oldalirányú összeköttetésben is álló ágrendszerrel jelöl. Bár az ágak jellemzően nem egyenesek, azok egyenkénti kis hozama, és a területet borító sűrű növényzet miatt az ágrendszer stabil, a part igen gyakran mocsaras (I-5. ábra).

A **vándorló típus** (*wandering pattern*; Miall, 1977; I-6. ábra) a fonatoshoz hasonlóan több ágra szakadó folyót jellemez, de esetében létezik főág, amely maga már a meanderező formánál látott kanyargós alakot veszi fel, és a meanderezés mechanizmusa szerint változtatja a helyét, azonban a kialakulás helyének környezeti viszonyai miatt ezt igen gyorsan teszi (1-2 évtized alatt teljesen új helyre vándorol). A főágot számos kis mellékág kíséri, amelyek maguk is gyorsan vándorló, kanyargós vízfolyások. A meanderező és a fonatos közötti átmeneti típus. Mivel hordaléka és mederanyaga leggyakrabban kavicsos, az angol szakirodalomban kavicságyas vándorló (*wandering gravel bed*) típusként is említik (Miall, 1996).

⁵ A magyar szakkifejezést Nagy Balázs (2000) vezette be.



I-6. ábra. Vándorló alakípus: a Tisza Tekeháza-Tiszabecs közötti szakasza. Az Osztrák-Magyar Monarchia harmadik katonai felmérésének 13/XXVIII. szelvénye, 1894.

A **fattyúágas** típus (*anabranching pattern*; Rust, 1978) az előzőtől annyiban különbözik, hogy mind a főág, mind a fattyúágak, és így az általuk közrefogott szigetek helyzete (az őket borító sűrű növényzet miatt is) stabil (I-7. ábra). A vízhozam döntő része a főágon vonul le, amely maga szinte egyenes, ezért a típus az egyenes és a fonatos típus közvetlen átmeneteként is értelmezhető (vö. 1. táblázat). A hordalékkúpjukat elhagyó, mérsékelt esésű, ugyanakkor nagy vízhozamú folyók jellemzője. A kilépő fattyúágak az azonos esés mellett a kisebb vízhozam és a görgetett hordalék alacsonyabb aránya miatt gyakran kanyargós, meanderező alakot vesznek fel (vö. I-9. ábra).



I-7. ábra. Fattyúágas alaktípus: a Duna Budapest fölötti szakasza. Landsat TM-5 űrfelvétel, hamis színes kompozit.

A fenti alaktípusok nyilvánvalóan eltérnek a folyók klasszikusan definiált *szakaszjellegeitől* (felső-, közép- és alsószakasz-jelleg; Cholnoky, 1925). Bár vonhatók bizonyos párhuzamok a kétféle csoportosítás között, ezek részletezése nem a jelen értekezés célja.

A folyóalaktípusok elkülönítését legalább valamennyire számszerűsített módon Rust (1978) javasolta, a kanyarfejltség és a fonatosodási index alkalmazásával. A két származtatott paraméter kizárólag a folyók geometriájának leírására használható; maguk is a folyót alakító tényezők függvényei. Rust azt javasolja, hogy a fonatosági index 1-nél nagyobb értékei esetében minősüljön a vízfolyás fonatosnak, míg Miall (1996) lényegesen nagyobb értéket (3-at) jelöl meg, és a két érték közé eső folyókat a vándorló (átmeneti) típusba sorolta. A hat felsorolt alaktípus besorolása Rust (1978) táblázatába, kiegészítve azt egy átmeneti fonatosodást jelző oszloppal az 1. táblázat szerint történhet.

Br \ S	Br<1	1<Br<3	Br>3
S<1,5	egyenes	fattyúágas	fonatos
S>1,5	meanderező	vándorló	szövedékes

1. táblázat. Az alluviális vízfolyások alaktípusai a geometriai paraméterek (fonatosodási index: Br , és kanyarfejltségi index, S alapján). Rust (1978) eredeti beosztása, kiegészítve az átmeneti fonatoságú oszloppal és ebben a vándorló típus elhelyezésével (Miall, 1996). A fattyúágas típus elhelyezését a szerző javasolja.

1.2. Az alaktípusok kialakulását befolyásoló fizikai-hidrológiai paraméterek

A folyók alaktípusát befolyásoló tényezők által felvehető értékek folytonos intervallumot, kontinuumot alkotnak, így az általuk eredményezett típusok elkülönítése, osztályozása többdimenziós paramétertérben történhet, melynek koordináta-tengelyein e tényezők számszerű értékeit vehetjük fel. E paramétertérben elhelyezhetjük bármely folyó bármely pontjának (keresztszelvényének, a továbbiakban: szelvény) állapotát. Az említett szelvényhez tartozó pont helye időben sem állandó – Herakleitosz korábban idézett állításának ez a pontos matematikai kifejtése. Csak mérési pontosság kérdése, hogy kijelenthessük: e paramétertér minden pontja történetileg egyedi: csak egyetlen folyó egyetlen szelvényén, egy adott időpillanatban fordul elő a paramétereknek *pontosan* az a kombinációja.

Természetesen e paramétertér nem minden pontja ír le a valóságban is előforduló, és így besorolandó vízfolyást (pl. a hordalékhozam nem haladhatja meg a vízhozamot, ill. nagy lejtésű és

vízhozamú, de csekély mennyiségű hordalékot szállító folyók alig vagy egyáltalán nem fordulnak elő).

A folyók alaktípusaival, azok kialakulásával foglalkozó szakirodalom kétféle paraméter-csoporttal foglalkozik: a fizikai és a geometriai tényezőkkel. A folyók fizikai jellemzői a vízhozam, a vízsebesség, a hordalékhozam, a hordalék méreteloszlása, illetve a meder ún. érdekessége.

A geometriai jellemzők is kétfélék lehetnek: közvetlenül mérhető (a folyó mélysége és szélessége, a völgy vagy a meder lejtése, továbbá a kanyarok hullámhossza), ill. az alaktípusok valamely jellegzetességének számszerűsítésére bevezetett paraméterek. Ebben a fejezetben definiálom a felsorolt jellemzőket, illetve irodalmi példák alapján egyszerűsítéseket javaslok ott, ahol a paraméter a folyó adott szelvényét tekintve nem jellemezhető egyetlen számértékkel.

A folyó *sebessége* a szelvény mentén változó: a nedvesített szelvény peremén, a víz és a szilárd mederágy találkozásánál majdnem nulla, míg a sodorvonalon (*thalweg*) maximális, a kialakuló sebességtér pedig folytonos. Az enyhe folyókanyarok sodorvonallal szembeni, belső ívein a sebesség akár negatív is lehet (limány vagy visszafolyás). A maximális sebesség mérhető, az átlagsebesség pedig más paraméterekből számítható.

A *vízhozam* a folyó adott szelvényén egységnyi idő alatt áthaladó vízmennyiség, vagyis a nedvesített keresztmetszet és az átlagsebesség szorzata, vagy pontosabban:

$$V = \int_A v dA \quad (2)$$

A hidrológiából ismert éves átlagos vízhozam (a magyar hidrológiai szaknyelvben a rövidítése: KQ), éves átlagos maximális vízhozam (NQ), illetve történelmi maximális vízhozam (LNQ) mellett a folyóalak-paraméterek korreláltatásához be kell vezetni az ún. mederkitöltő vízhozam (*bankfull discharge*) fogalmát is. Ez akkora vízmennyiség időegység alatti szállítását jelenti, hogy a vízszint éppen elérje a folyó meredek partjának tetejét, de a víz még épp nem lép ki az ártérre⁶. Nyilvánvaló, hogy a folyó partromboló hatása a kanyarok külső ívén ilyenkor a legnagyobb (Leopold és Wolman, 1957); a kanyarfejlődés üteme (pl. 1 óra vagy 1 nap időtartam alatt vizsgálva) ilyen vízhozam mellett maximális.

A *hordalékhozam* a folyó adott szelvényen egységnyi idő alatt áthaladó, a víz által szállított hordalék (szárazanyag) összömege, amely a lebegtetett, a görgetett, a szaltáló és az oldott hordalék összessége. A lebegtetett hordalék víztérfogatonkénti mennyisége, az ún. hordaléktöménység mintavételezéssel, korlátozott pontossággal mérhető. A hordalék fontos jellemzője továbbá a *szemcsék méreteloszlása*, s ezt Wolman (1954) úgy javasolja egyetlen számmal jellemezni, hogy a hordalékszemcsék összömegeinek mekkora szemcseátmérőnél (D_N) finomabb része alkotja az

⁶ Lehetséges definícióit ld. Williams (1978).

össztömeg bizonyos (N) százalékát. Wolman (1954) a kísérletei alapján N=84-et javasol alkalmazni.

A *völgy lejtése* a folyóvölgy egységnyi távolságán bekövetkező terepszintcsökkenés, meghatározása topográfiai térképről lehetséges. A mederlejtés a völgylejtés és az előző pontban definiált kanyarfejltség hányadosa, teljesen egyenes meder esetén a kétfajta lejtés pontosan megegyezik. A mederesés csak az áradó és apadó folyószakaszok határán esik egybe a vízszint esésével: áradáskor a vízszint esése meghaladja a mederlejtést, apadáskor alatta marad.

A *meder érdessége* az áramló vízzel szembeni súrlódásnak a számszerűsített értéke. Leopold és Wolman (1957) kísérletekkel bemutatták, hogy a meder konfigurációja, a hordalékszemcsék elhelyezkedése is befolyásolja az érdességet. Ugyanők idézik Rouse (1950) vízmérnöki kézikönyvének egyik összefüggését, amely az érdességet meghatározó Darcy-Weisbach ellenállási koefficiens a nedvesített keresztmetszettel és a lejtéssel egyenes, a sebesség négyzetével pedig fordított arányosságba állítja. A *relatív érdesség* a szemléletesen a szemcseméret és a vízmélység hányadosaként írható le, amelynek reciproka a magyar mérnöki gyakorlatban inkább használatos relatív *simaság*. A mérnöki gyakorlatban az érdesség illetve a simaság egzakt definíciója a Chézy-képletből (lásd Starosolszky, 1970) következik, így a hidraulikai simaság mértékegysége: $m^{1/3}/s$, az érdességé pedig ennek a reciproka.

A folyó mélysége adott szelvény mentén változó, a sodorvonal(ak) közelében maximális. A szélesség a vízhozam függvényében változik; és mivel a folyók általában mederágyban folynak, a meder széleit e mederágy szélét alkotó meredek part tetején szokás kijelölni; a szélesség tehát ezek távolsága. Amikor a vízszint éppen eléri a meder szélét, a folyó pontosan a mederkitöltő vízhozamot szállítja.

Bár a fenti paraméterek közül a fizikai és a geometriai tényezőket egymástól függetlenekként definiáltuk, hamar belátható, hogy közöttük többféle összefüggés definiálható. Míg az egyes paraméterek a természetben előforduló szélsőértékeik közötti tartomány bármely értékét felvehetik, az előző pont elején definiált paraméterter nagy része a valóságban meg nem valósuló folyót reprezentál (tiltott zóna). Ez a tény maga is a tengelyeket meghatározó paraméterek összefüggés-csoportjára utal. Itt e tapasztalati összefüggések közül mutatom be a legfontosabbakat.

Inglis (1949) mutatta meg elsőként, hogy a folyók szélessége, ill. a meanderező folyók hullámhossza arányos ún. „domináns” vízhozamuk négyzetgyökével. Leopold és Wolman (1957) e „domináns” vízhozamot a mederkitöltő vízhozamként értelmezték, és ennek megfelelően ábrázolták Inglis (1940, 1949), Quraishy (1944), Friedkin (1945; újra kiadva: Schumm, 1972 könyvében), Brooks (1955) ill. saját adataikat A felhasználott adatok egy része (Friedkin-, Brooks- ill. saját adataik) modellkád-kísérletekből, míg a többi valódi folyókon végzett mérésekből származott. A nem meanderező folyók hullámhosszaként az előző pontban már ismertetett definíciót használták.

Eredményeik szerint a vízhozam-hullámhossz kapcsolat a hozam 8 nagyságrendjén át fennáll, leginkább a meanderező, kis hozamú, valódi folyók mutatnak a vártnál kisebb hullámhosszt. A hullámhossz ennél is szorosabb kapcsolatban áll a szélességgel, az illeszkedés itt az alaktípustól független. Míg az apró vízfolyások esetén a hullámhossz a szélességnek kb. a hétszerese, a nagy hozamú folyók esetén ez az arány 15-re emelkedik (Leopold és Wolman, 1957).

Modellkád-kísérletekre⁷ támaszkodva Schumm és Khan (1972) további összefüggéseket ír le, a lejtőszög és a vízsebesség, a vízmélység és a vízfolyás szélessége, illetve a lejtőszög és a hordalékszállító képesség között. Ezek az összefüggések mind folytonos függvényeket mutatnak, azonban a meredekség a különféle alaktípusú vízfolyások esetén más és más. Leírnak továbbá olyan összefüggést is, hogy a hordalék szemcseméretének csökkenésével (a lebegtetett hordalék megjelenésével) a vízfolyás szélességének és mélységének aránya csökken, a meder kimélyül – ez egybeesik Schumm (1960) szemiárid klímájú területek valódi folyóin végzett korábbi vizsgálatának eredményeivel.

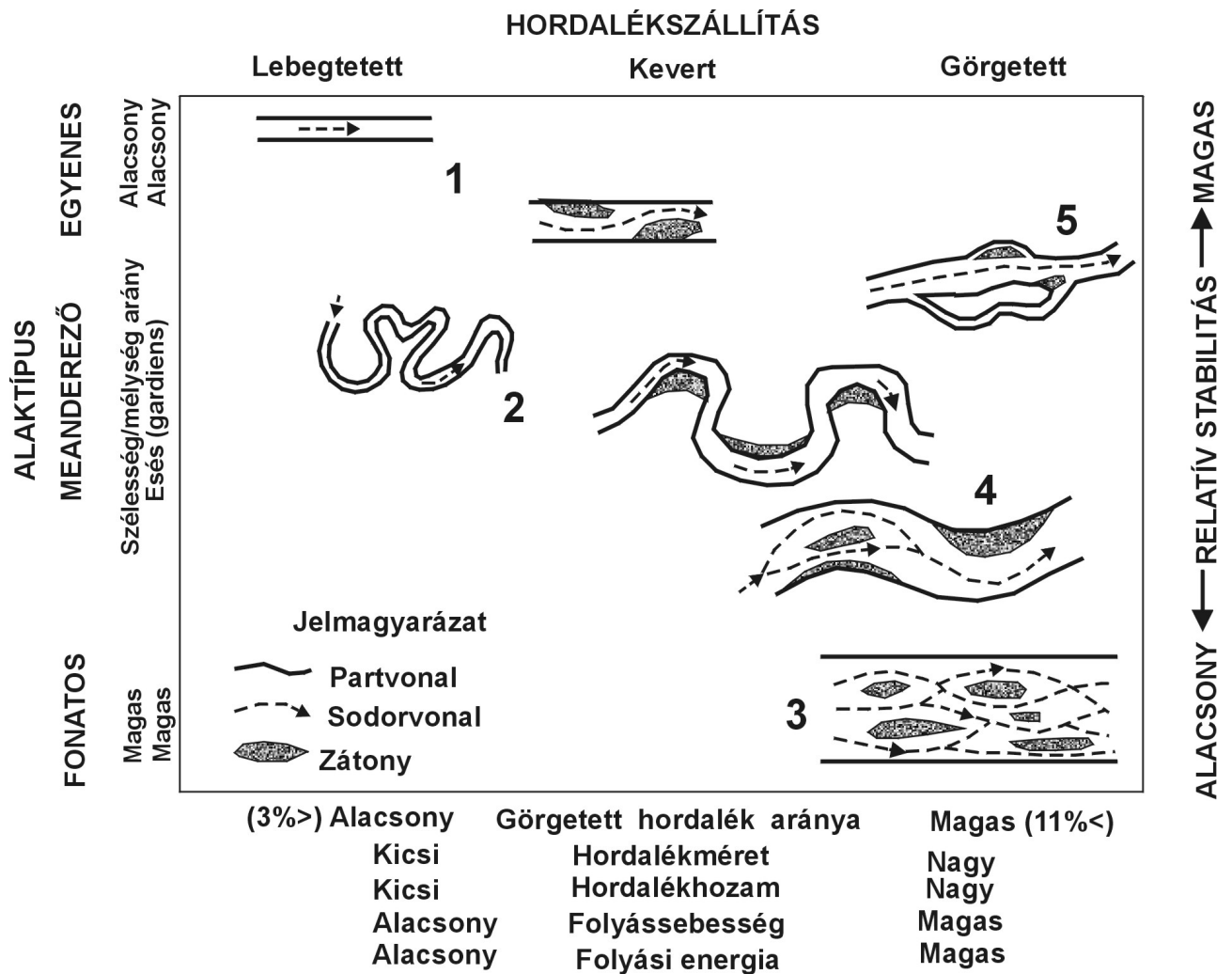
Nyilvánvalóan más paraméterek között is felállítható kapcsolat (pl. a Leopold és Wolman (1957) által javasolt 8 paraméter esetén a korrelációs mátrix 28 eleme vizsgálható), azonban már a bemutatott esetek is elegendők annak megállapítására, hogy a vízfolyások alakját befolyásoló tényezők korántsem függetlenek egymástól. Ennek alapján (a rendelkezésemre nem álló) megfelelően nagy adatbázisra támaszkodva javasolom a paraméterek absztrakt terében a főkomponens-analízis illetve statisztikai osztályozás elvégzését, és az említett korrelációs mátrix felállítását.

A mai folyók vizsgálata, ill. terepasztalmodell-kísérletek értelmezése nyomán Miall (1996) úgy véli, hogy az *alluviális folyók alaktípusa* leginkább *három tényező*, nevezetesen a *völgy lejtése*, a *vízhozam* és a *hordalékhozam*, *kisebb mértékben pedig a hordalék méret szerinti megoszlásának függvénye*.

Nemcsak a felsorolt paraméterek függvényszerű összefüggései érdekesek azonban, hanem az is, hogy értékeik hogyan befolyásolják a folyó alaktípusát, illetve az, hogy a különböző alaktípusok esetén a fenti összefüggések meg is változhatnak. Az I-8. ábra, amellyel, hogy összefoglalását adja a fizikai és geometriai paraméterek egymás közti összefüggéseinek, a folyó alakját ezek függvényeként adja meg.

Ha az egyes folyószakaszok lejtését a mederkitöltő vízhozam függvényében ábrázoljuk, feltűnő, hogy létezik egy határvonal, amely a meanderező és a fonatos típust elválasztja (Leopold és Wolman, 1957). Ezt a határvonalat mutatja be az I-9. ábra.

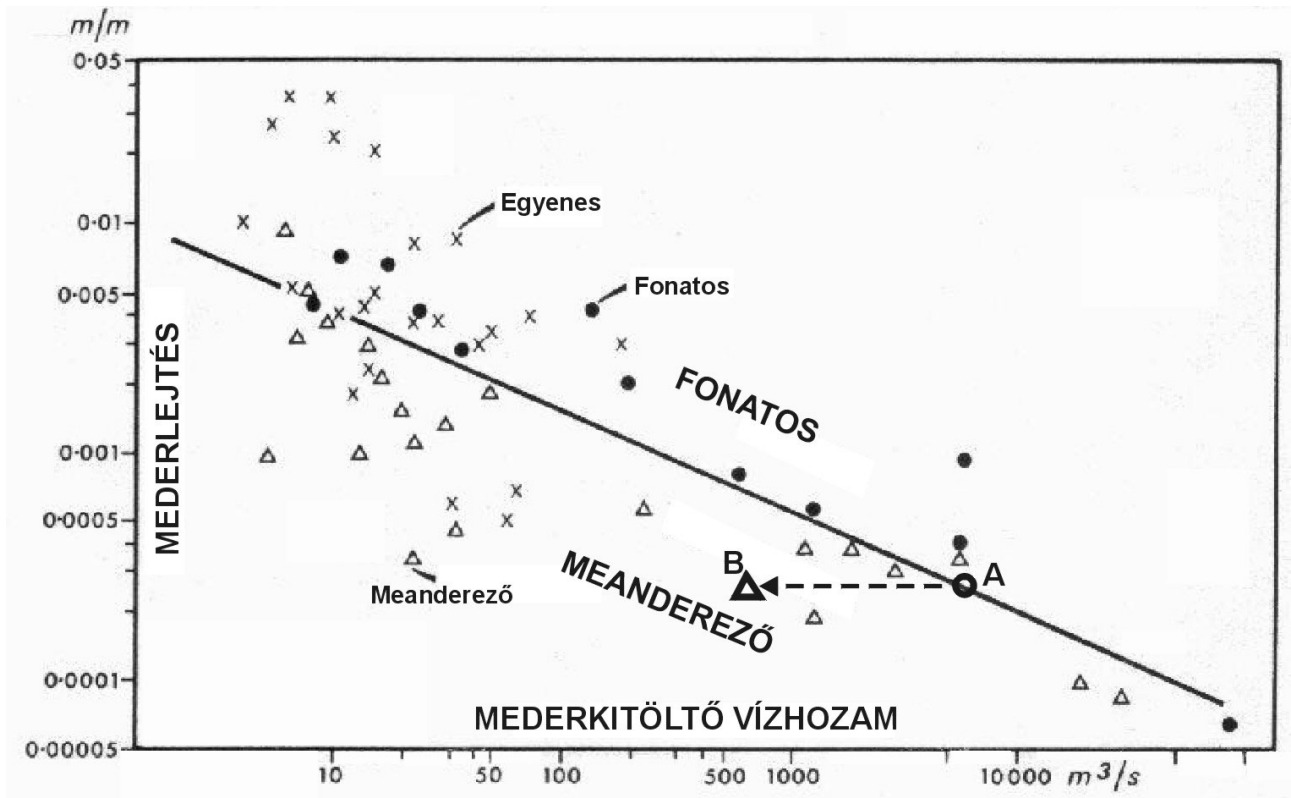
⁷ Hazai modellkád-kísérletek dokumentálását lásd Kádár *et al.* (1956) közleményében.



I-8. ábra. A folyó alakja a fizikai és geometriai paraméterek függvényében. Az alluviális alaktípusok elhelyezése Schumm (1981) szerint: 1=egyenes; 2=meanderező; 3=fonatos; 4=vándorló. A fattyúágas (5-tel jelzett) típus elhelyezését a szerző javasolja.

Az I-8. ábrán bemutatotthoz képest ugyanebben a koordináta-rendszerben, de némiképp eltérő választóvonalat állapított meg Lane (1957), mint a fonatos folyóalak előfordulásának alsó határát. Definiálta ugyanakkor az egyenes/meanderező határvonalat is, melyet később Ackers és Charlton (1971) pontosítottak

Vizsgáljuk meg most, hogy a fenti, általános feltételeken kívül mi szükséges a egyes alaktípusok kialakulásához.



I-9. ábra. Fonatos és meanderező folyókat elkülönítő választóvonal a vízhozam-lejtés koordinátarendszerben (Leopold és Wolman, 1957). Figyeljük meg, hogy az ábrázolt vonal széles nagyságrend-tartományban jól elkülöníti a fonatos és a meanderező folyókat. Ezzel szemben egyenes folyók is megjelennek a síkon: ezek bevágó, tehát nem alluviális vízfolyások. Az ábrán bemutatott példa: a Duna szigetközi főága (A-val jelölve) fonatos-vándorló típusú, míg a Mosoni-Duna (B-vel jelölve) azonos mederlejtés mellett, de kisebb vízhozamával meanderező.

A fonatos típus megjelenésének egyik alapkövetelménye a nagy hordalékhozam, ezen belül is a görgetett hordalék (Miall, 1996). Bár ez a típus megjelenhet akár homokon is (Germanoski és Schumm, 1993), nagyobb folyók esetén megjelenése a durva hordalék, legalább a kavicsfrakció hangsúlyos előfordulásához kötődik. A szakirodalomban hosszú vita folyt a fonatos alaktípus kialakulásának a fentiekben túlmenő feltételeiről. Miall (1977) elsősorban a nagy vízjátékot jelölte meg: a nagy vízhozam-ingadozás, amely nagy hordalékhozam-ingadozást okoz, azt eredményezi, hogy az idő nagy részében a folyó legalább a hordalék egy részét nem tudja mozgatni és lerakja. Ez állandó zátony- és szigetképződést, és így fonatos mintájú vízfolyást eredményez. Példaként a hegyvidékek, ill. a sarkvidékek folyóit és a száraz területek időszakos vízfolyásait nevezte meg.

Bridge (1985) rámutatott, hogy a terepasztalmodell-kísérletekben (pl. Ouchi, 1985) állandó vízhozam mellett is kialakul a fonatos minta, és megjelenését az átlagos csúcsvízhozam, illetve a maximális csúcsvízhozam kritikus értékeihez javasolta kötni, míg Miall (1996) szerint ez utóbbi elsősorban az átmeneti, vándorló minta kialakulásánál fontos. A legfontosabb tényezőket

összefoglalva elmondható, hogy adott hordalékhozam mellett nagyobb lejtőszög és vízhozam szükséges a fonatos minta kialakulásához (Leopold és Wolman, 1957; Schumm, 1981; 1985, lásd az I-8. ábrán). A sűrű növényzet megjelenése azonban csökkenti a minta előfordulásának valószínűségét; a sűrűn benőtt vízgyűjtő mellett a fenti szükséges fizikai kritériumok nem fordulnak elő, illetve a meder szigetein és zátonyain megtelepedő növényzet lassítja a folyóágak vándorlását.

Mindazon tényezők, amelyek a fenti paramétereket alakítják (a vízgyűjtő geológiai-kőzettani adottságai, éghajlata, ill. a folyószakasz tektonikai eredetű függőleges mozgása), döntően befolyásolják az egyes alaktípusok megjelenését, illetve az azok közötti váltást. Ez utóbbit előtérbe állítva az éghajlatváltozások jelentőségét kell kiemelni: az átlagos vízhozam változásán és a növénytakaróra gyakorolt hatásukon át uralják a típust meghatározó paramétereket. Sűrű növényzettel borított területen áthaladó folyó esetén a gyökerek összetartó ereje növeli a partállékonyságot, emellett a vegetáció felszívja a lökésszerűen jelentkező csapadékot is, és a lefolyó vizet csak adagolva engedi a főfolyók irányába, így a vízhozam jóval egyenletesebb lesz. Emiatt, ill. a növényzet talajt védő hatása miatt a sűrűn benőtt területről származó hordalék mennyisége is csökken. Ilyen környezetben gyakorlatilag nem alakul ki fonatos szerkezet, még ott sem, ahol egyébként a fizikai adottságok ezt valószínűsíték.

A fizikai tényezők (pl. lejtés, víz- és hordalékhozam) nem a folyók egészére, hanem egyes szakaszaikra jellemzők, így pl. a fonatos és meanderező típusok akár többször is válthatják egymást a vízfolyás mentén – ezért sem érdemes e típusokat szigorúan a felső- vagy középszakasz-jellegnek megfeleltetni. Amennyiben a folyóvölgy lejtése a felvízi szakaszhoz képest megnövekszik, a növekvő hordalékszállítással együtt a fonatos típusra áttérés valószínűsége is emelkedik. Miall (1996) új-zélandi példákat idéz erre a jelenségre, illetve kanadai példákat említ arra, hogy hasonló jelenség következik be, amennyiben a vízfolyás útja során növényzettel gyéren fedett régiókat vezet át. Szintén növeli a fonatosodásra való hajlamot a hordalék-, különösen a görgetett hordalék-többlet megjelenése bármi okból (pl. mellékfolyók beszállítása, vagy eolikus hatások, lásd I-10. ábra). Fontos megjegyezni azt is, hogy a felsorolt hatások nemcsak az alaktípusok közötti váltásra vannak befolyással, hanem az egyes típusokon belüli, kvantitatív jellemzőket is alakítják, így azokon keresztül nyomozhatók is.

Hasonlóképp vizsgálható a fenti tényezők időbeli változása is adott helyen. Meanderező vagy vándorló vízfolyások időszakosan fonatos típusra válhatnak pl. nagyobb árvizek idején, de ellenkező irányú változás is előfordulhat pl. emberi beavatkozásra, ha az eredetileg gyér vegetáció megnövekszik a folyópartok mentén.

Fontos kiemelni azt a tényt, hogy maga a fonatos minta önmagában nem utal sem a vízfolyás feltöltő, sem pedig bevágó voltára. Mint azt Germanoski és Schumm (1993) modellkádban végzett kísérletekkel megmutatták, a fonatos minta mind a hordaléktöbblettel



I-10. ábra. A Yukon kiszáradt fonatos mederágaiból a szél által kifújott üledék (NASA felvétel)

rendelkező, hordalékkúpépítő folyókon, mind a bevágódó vízfolyásokon megjelenhet; a kísérlet eredményeként megrajzolták e két típus jellemző fonatmintáit mind kavics- mind homok-dominálta hordalék esetén.

Végezetül egy érdekes példát mutatok arra, hogy a nagy csúcshozamú, de az év egy részében szinte kiszáradt, fonatos folyómeder az eolikus üledékek egyik forrása lehet. Az I-10. ábrán a Yukon egyik mellékága látszik, ahogy az erős szél a kiszáradt fonatos ágakból kifújja a homokot és a finomabb üledéket.

A meanderező típus megjelenéséhez a folyónak a Leopold és Wolman (1957) ill. a Lane (1957) által definiált vízhozam- és völgylejtés-értékeket kell felvennie, de ettől a vízfolyás nem feltétlenül veszi fel a klasszikus kanyargós formát. Schumm és Khan (1972) megmutatták, hogy a hordalékhozam, annak méreteloszlása, ebből következően pedig a hordalékszállítás módja jelentősen befolyásolja a kanyarok kialakulását. Az egyenes (egyébként a váltakozó oldali zátonyok között kanyargó sodorvonalú) folyó akkor válik meanderezővé, ha jelentős a lebegtetett hordalék töménysége. Mindezt jól példázza a Duna magyarországi szakasza: miközben Vác és Baja között a folyó esése nem csökken lényegesen, a klasszikus meanderezés csak Paks alatt jelentkezik; ott, ahol a hordalék iszaptartalma már megnövekszik annyira, hogy az övzátonyképződés megindulhasson. Vác felett a kavicsfrakció dominál⁸, Paksig a durva, majd egyre finomodó homok⁹. A viszonylag kevés lebegtetett hordalékot szállító Duna méltán kapta a „kék” jelzőt¹⁰: de Paks alatt a színe is

⁸ De a Leopold-Wolman összefüggésnek megfelelően csak a mintegy négyszer meredekebb szigetközi szakaszon alakult ki klasszikus fonatos típus.

⁹ Ez a helyzet az osztrák és bőszi dunai, valamint a Vágon emelt duzzasztók miatt megváltozott: a hordalék mennyisége is csökkent, előidézve a meder bevágódását, emellett összetétele is finomabb lett.

¹⁰ Johann STRAUSS (1825-1899) Bécsben kapott ihletet keringője címéhez: itt ez még inkább igaz...

megváltozik: hasonló lesz a színe és az alaktípusa is, mint a középső szakaszától lefelé már jellemzően lebegtetett iszapot szállító „szőke” Tiszáé.

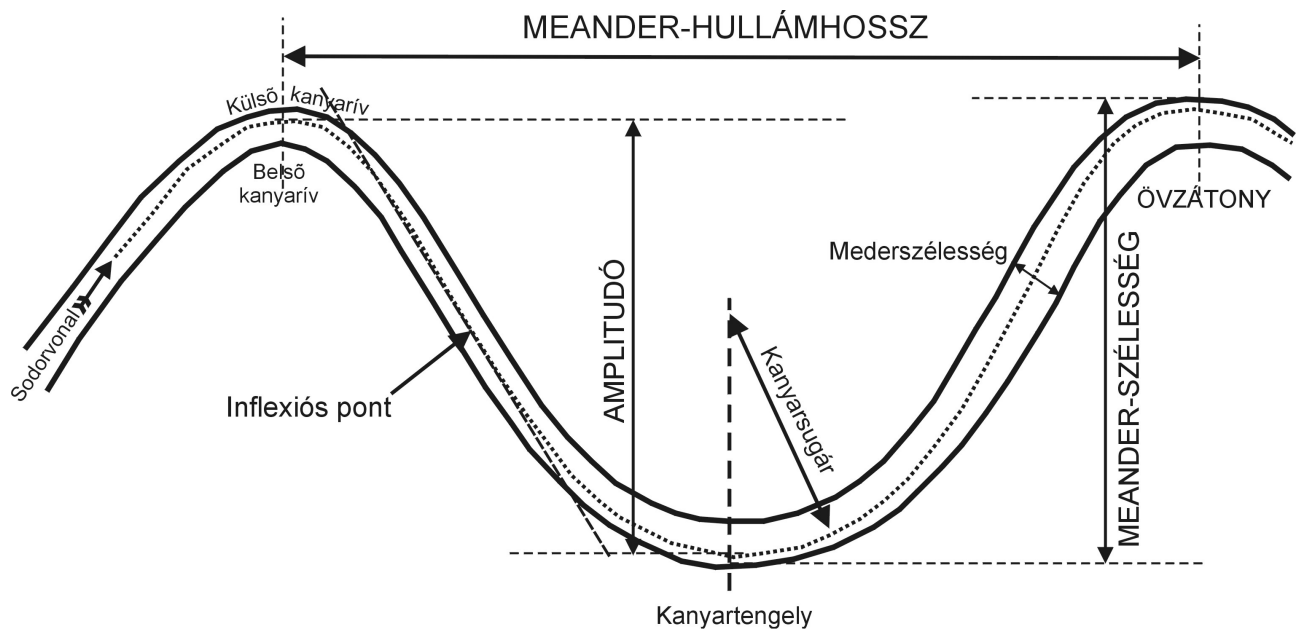
1.3. A meanderező folyók jellemzői

Mivel a tiszai alföld folyói túlnyomó részben meanderezők, és a jelen munka célja e folyók paraméterei és a neotektonika összefüggéseinek kutatása, szükséges, hogy a meanderező vízfolyások sajátosságaival, ill. a meanderezés fizikájával külön pontban foglalkozzam.

A meander a folyó vagy vízfolyás hosszában kialakuló, általában sorozatokban jelentkező, ellentétes irányú kanyarpár. Kialakulásuk megkezdődése a vízmozgás belső turbulenciájának következménye. Ha egy meander kialakulása már megkezdődött, az a külső kanyarív eróziója és a belső ív menti lerakódás miatt továbbfejlődést, és további kanyarok kialakulását is okozza. A meanderívek maguk a folyó mentén lefelé sodródnak (Cholnoky, 1907). A természetes folyóvizekben a folyó optimális utat választ, melyet a völgy lejtőszöge, a meder keresztmetszete és a vízhozamhoz viszonyított hordalékhozam határoz meg (Leopold és Wolman, 1960; Brice, 1974; Hickin, 1974). A meanderképződés növeli a folyó hosszát, ezzel csökkentve a meder lejtését és a vízfolyás sebességét, ezáltal a folyó egyenletes és csökkenő lejtést ér el, maximális vízhozamot minimális sebesség mellett szállít (Whitten és Brooks, 1972). Maga a *meander* kifejezés a törökországi Menderes, eredeti antik nevén Maiandros folyó nevéből származik.

Jefferson (1902) úgy találta, hogy a folyó *meanderöve* (a meanderívek szélső pontjait összekötő burkolók közötti terület) szélessége a folyó szélességének 18-szorosa. Stølum (1998) modellkísérletei szerint *szabadon meanderezőnek* tekinthető a vízfolyás, ha a domborzati viszonyok vagy az emberi beavatkozás által lehatárolt, előntható ártér szélessége meghaladja a folyó szélességének 30-50-szeresét.

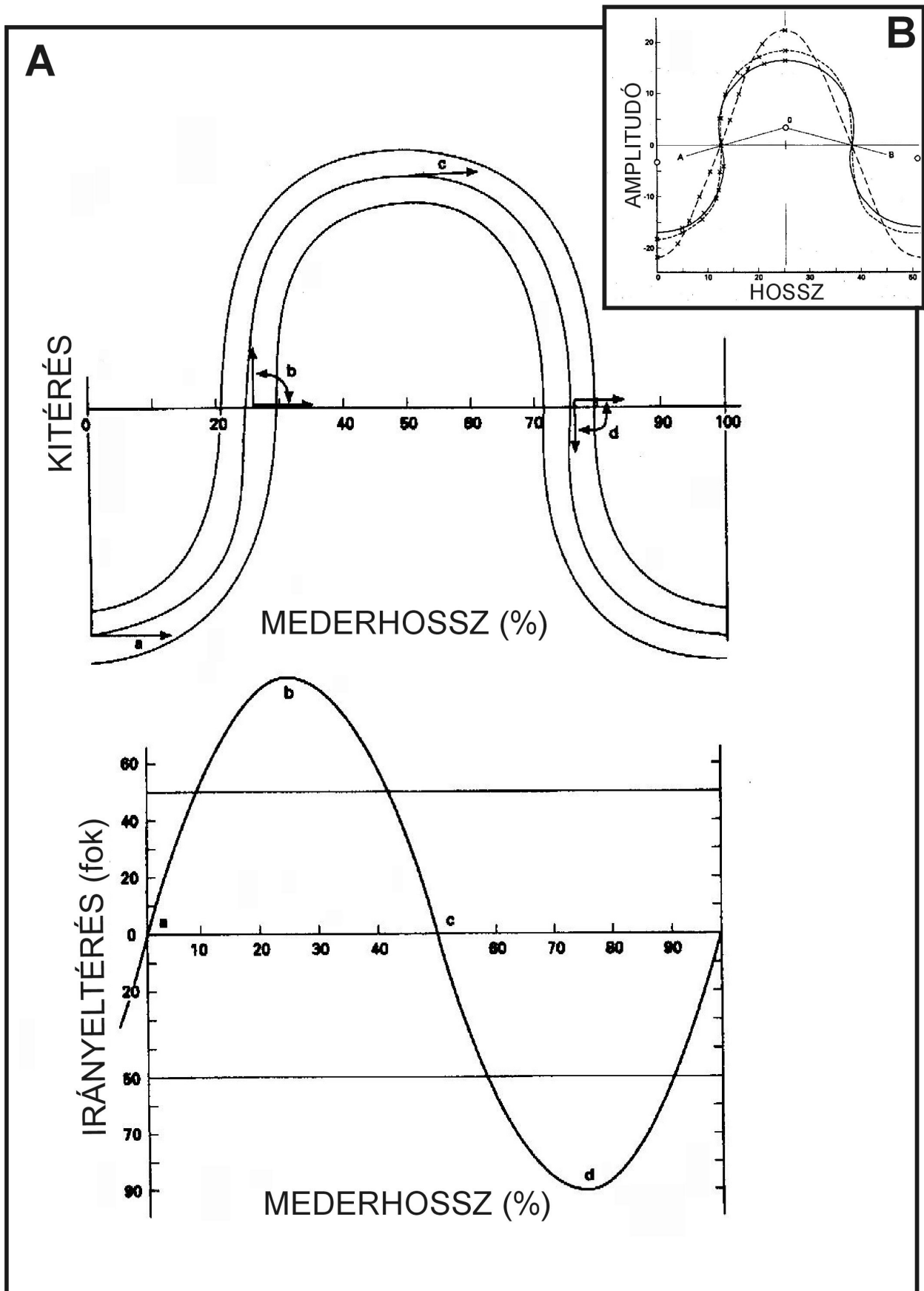
A meanderezés minden folyadékdinamikai rendszerben (tehát nemcsak folyókban, hanem pl. tengeráramlásokban is) felléphet (Einstein, 1926) a turbulencia, a belső súrlódás, ill. folyók esetében a meder anyagával való súrlódás következtében. Speciális esetként megemlíthető, hogy Nakagawa és Scott (1984) az üveglapon folyó víz, míg Walker (1987) az ablaküvegen lecsorgó esőcsepp meanderezését vizsgálta, de e jelenségek fizikai okai a folyómeanderezésétől különböznek.



I-11. ábra. A meanderív geometriai paramétereit (Gregory és Walling, 1973).

Megjegyzendő, hogy bár a meanderezés a turbulens, vagyis alapvetően kaotikus folyadékmozgás következménye, a szakirodalomban léteznek olyan fizikai modellek, amelyek annak dinamikai jellemzőit (parttal való súrlódás, ill. annak következtében a meder oldalirányú elmozdulásának sebessége) úgy becsülik, hogy a folyadékmozgás sebességterét időben állandónak, helyről helyre pedig folyamatosan változónak tekintik (Ikeda *et al.*, 1981; Parker és Andrews, 1986; Furbish, 1988; Liverpool, 1995). A korai munkákban ettől eltérő, már a turbulenciát is alkalmazó, a meanderezést másodlagos áramlásokra visszavezető gondolatmenetet ad Tanner (1960), később Stølum (1991) bevezeti a káoszelmélet definícióinak alkalmazását a folyódinamikában.

Mindenképp érdekes, hogy a fenti, kanyarfejlődést szimuláló fizikai és numerikus modellek állandó vízhozamot tételeznek fel, legfeljebb kiegészítik azt egy olyan minimális meandernyakhosszal, ami alatt már árvízi átvágással kell számolni (Howard, 1992, Stølum, 1996). Míg azonban a modellekkal korreláltatott folyók, pl. Stølum (1998) cikkében az Amazonas medence néhány bővizű mellékfolyója, vízjárása meglehetősen egyenletes (az éves átlagos maximális vízhozam kb. kétszerese a minimálisnak), s így e feltételezés gyakorlatilag alkalmazható, addig a Tisza és mellékfolyói esetében, ahol a nagyvízi hozam a kisvízinek több tízszerese, már nem. Bogaart és Van Balen (2000) a folyók klímaváltozásra adott válaszána modellezésekor már kalkulál a változó vízhozammal, s ezért ez már olyan modell, amely alkalmas lehet az Alföld vízfolyásainak vizsgálatára.



I-12. ábra. Szinuszoid görbe mint a meanderív geometriai alakja (Langbein és Leopold, 1966). (A) A szinuszoid görbe (meanderalak; felül) származtatása a szinuszfüggvényből. (B) Parabola, körcikkek, szinuszgörbe és szinuszoid görbe, azonos centrumok körül.

A következőkben először Langbein és Leopold (1966) gondolatmenetét követve bemutatom a meanderívek legvalószínűbb alakját. A legvalószínűbb alak vizsgálatához definiálni kell a völgy lejtőirányától való eltérés szögét a folyószakasz minden pontjára. Itt csak utalok arra, hogy Parker és Andrews (1986) levezeti: a meanderező folyók lokális lejtőiránya jó közelítéssel egybeesik a kanyarívek inflexiós pontjai által kijelölt egyenessel. Meanderív esetén a folyószakasz alakja szinuszoid (*sine-generated*) görbe lesz (Langbein és Leopold, 1966), és az irányeltérés szöge

$$\Theta = \omega \sin \frac{S}{M} 2\pi \quad (3)$$

ahol ω a maximális eltérési szög, S a medermenti úthossz, M pedig a meanderív összhossza. Az I-12/A. ábra felső része bemutatja a meander tipikus alakját, az alsó görbe pedig a lejtésiránytól való eltérés szögét a völgyvonalon (tehát nem a kanyargó folyásirány mentén!). A kanyar kezdőpontja itt a csúcsponthoz esik, itt a folyásirány megegyezik a lejtőiránnyal. A kanyarívhossz negyedénél érjük el a görbe inflexiós pontját, itt maximális a völgy gradiense és a meder irányának az eltérése.

A bemutatott szinuszoid görbének van egy érdekes tulajdonsága: ehhez az alakhoz tartozik az irányváltozás legegyszerűsebb eloszlása a görbe mentén. Hasonló formát vesz fel pl. egy meghajlított fűrészlap; ez esetben a mechanikai feszültség változik egyenletesen az ív mentén, az ív csúcánál maximális, az egyenes, hajlítatlan szakaszon nulla. Leopold (1994) bemutat egy képet egy „akaratlan kísérletről”; (I-13. ábra) egy vasúti szerencsétlenségről, egybehegesztett, 250 m hosszú sínszalakat szállító szerelvény kisiklásának következményeiről. Az összenyomódó/görbülő szállítmányban a feszültségváltozás egyenletes lett, a görbe szinuszoid, a meanderező folyókéhoz igen hasonló alakú.

Langbein és Leopold (1966) matematikai eszközökkel is bemutatják, hogy pl. a szinuszoid-, a szinusz-, a parabolagörbe és a körív közül (I-12/B. ábra) az előbbi adja az irányváltozás legegyszerűsebb megvalósulását. Felhívják a figyelmet arra is, hogy a természetben ezek a formák nem tökéletes pontossággal jelennek meg, hanem mint a legvalószínűbb alakok. Véggkövetkeztetésként megjegyzik, hogy a szinuszoid görbe két fő tulajdonsága:

- más, összemérhető hosszúságú és hullámhosszú görbékkel összehasonlítva a völgyvonal irányától való eltérés variációja minimális, illetve;
- alakja a két pont közötti véletlen bolyongások átlagát reprezentálja.

Számos korábbi vizsgálat egybevetésével Gregory és Walling (1973) megállapították, hogy a meanderező folyó kanyarainak mérete több paraméter együttes függvénye, a szabadon meanderező folyó kanyaramplitudóját a vízhozam, a völgylejtés, és a relatív hordalékhozam szabályozza. Hasonló megállapításokat találunk a vízhozam és a mederméterek összefüggésére

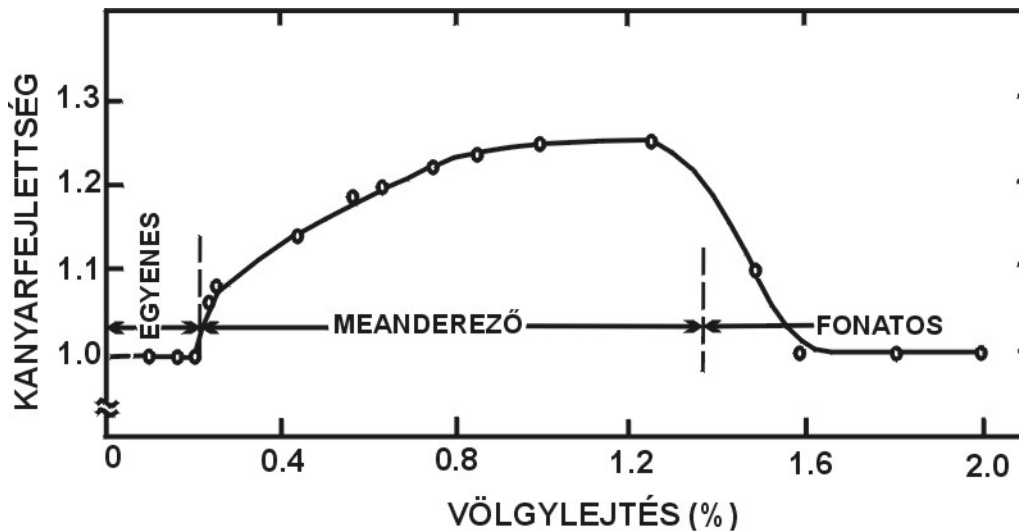


I-13. ábra. 250 m hosszú sínszalakat szállító vasúti szerelvény kisiklásának következményei, Goldsboro, USA. AP-felvétel, közli Leopold (1994). A deformáció egyenletes eloszlása miatt a sínszalak a meanderívekkel azonos alakra torzultak.

Carlston (1965) és Dury (1976) munkáiban is. Az Alföld folyóira Gábris (1986, 1987) alkalmazta ezeket az összefüggéseket. Az említett leírások alapján arra a következtetésre juthatunk, hogy állandó lejtőszög mellett, a hordaléktartalom növekedésével csökken a meanderek hullámhossza, míg szélességük és a kanyarok görbületi sugara növekszik; illetve létezik a hordaléktömeg felső határértéke, amely alatt a folyó meanderezik. Rögtön meg kell ismételnem Schumm és Khan (1972) kísérletileg igazolt eredményét: létezik a *lebegtetett* hordalékhozam alsó határértéke is, amely alatt viszont a folyó *nem* meanderezik.

A meanderező folyók paramétereit tárgyalva meg kell említenem Schumm és Khan (1972) eredményét a meanderező folyók kanyarfejlettségének a völgylejtéstől való függését (I-14. ábra). Schumm (1963) már korábban úgy találta, hogy azonos völgylejtés esetén a kanyarfejlettség és a hordalékhozam fordítottan arányos¹¹.

¹¹ Tiszai példa: a főfolyóhoz képest nagy hordalékhozamú és főleg durvább törmelékkel szállító Sajó, ill. Maros torkolata alatt a Tisza eredeti futásfejlettsége lecsökken.



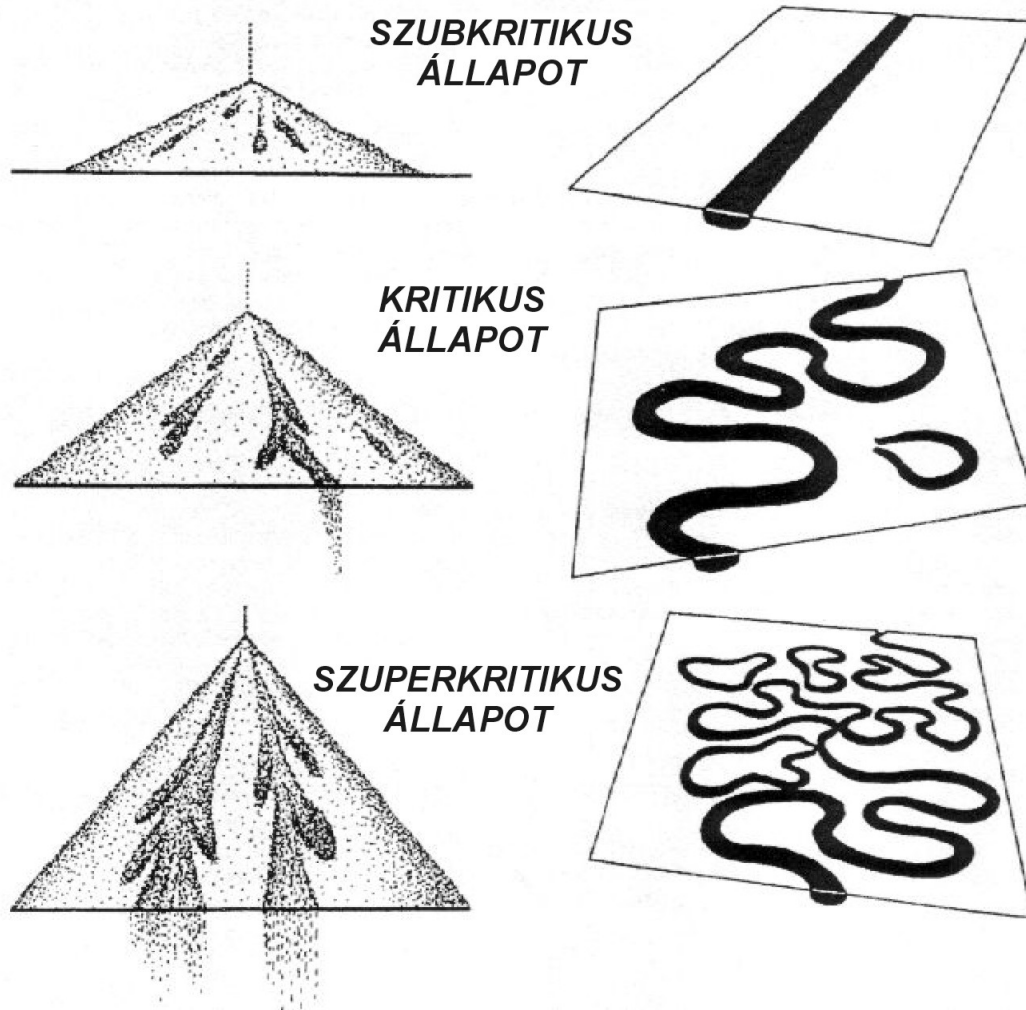
I-14. ábra. Alluviális vízfolyás alaktípusa, illetve a meanderező vízfolyás kanyarfejlettsége a völgylejtés függvényében, igen kis vízhozam esetén, modellkád-kísérletben (Schumm és Khan. 1972).

1.4. A meanderezés mint önszervező folyamat

Mint azt Schumm és Khan (1972) majd pedig Ouchi (1985) laboratóriumi kísérletei is igazolták, egy dőléstartományban a dőlés növekedése fokozza a kanyarfejlettséget (“kanyargósságot”), míg csökkenése a folyómeder kiegyenesedésének irányába hat, ilymódon a folyó fenntartani igyekszik a mederlejtést. Erre a legegyszerűbb fizikai magyarázat az, hogy a megnövekvő lejtés először a folyási sebességet növeli, ami az áramlás turbulens jellegét fogja erősíteni (vö. Tanner, 1960), és ez okozza a meanderívek megjelenését. Amennyiben pedig a vizsgált szakaszon már a dőlés növekedése előtt is voltak kanyarívek, vagy azok kezdeményeiként oldalzátányok (és a természetben ez mindig igaz), akkor a sebességnövekedés önmagában, a partrombolás gyorsításával ezek növekedését okozza.

Az ellenkező irányú folyamat, a folyónak a völgylejtés csökkenése miatti kiegyenesedése lassabb; önmagában a kisebb sebesség nem okozza a kanyarok “összeomlását”, viszont csökkenti fejlődésük ütemét. A bármely okból bekövetkező kanyarlevágódások (ill. esetleges mesterséges levágások) után azonban a kanyargós szakasz jóval lassabban, és a kisebb turbulencia miatt kisebb görbülettel alakul ki.

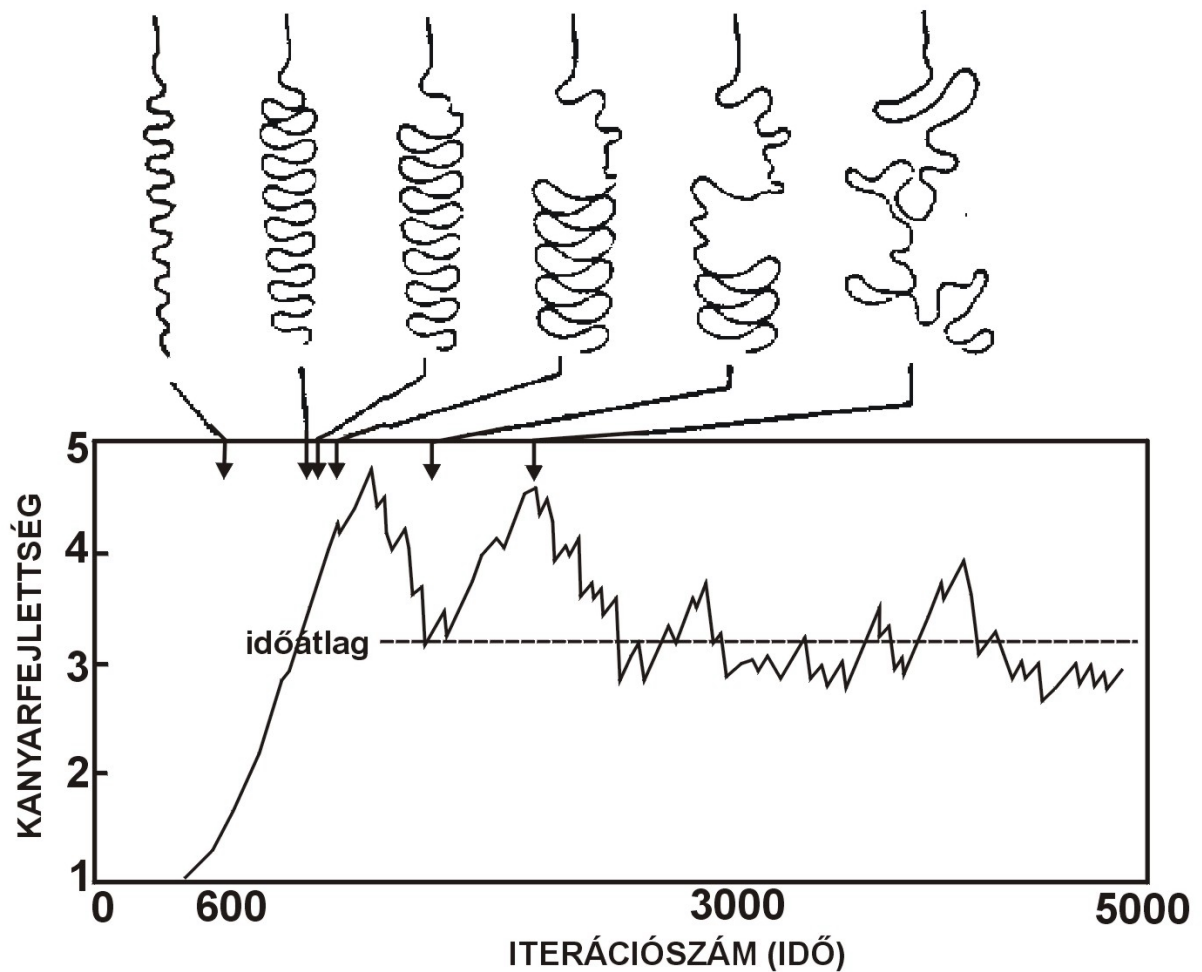
Az említett modell-kísérletek eredményeit összegző I-14. ábra alapján azt is gondolhatnánk, hogy adott vízhozamhoz és völgylejtéshez (állandó hordalékhozamot feltételezve) determinisztikusan adott kanyarfejlettség tartozik. Amint azonban azt Stølum (1996) bemutatta, ez a valóságban nem így van; ez a számítható “kanyargósság” csak egy várható, legvalószínűbb érték, amelynek fenntartására a rendszer törekszik, amelynek fenntartását mintegy megszervezi.



I-15. ábra. A kritikus érték körüli önszerveződés üveglapra pergetett homokból képződő domb és meanderező folyó esetén (Turcotte, 1992). A mért mennyiség, amelynek a kritikus értékét vizsgáljuk: a homokdomb esetén az üveglapon levő homok tömege; a folyó esetén a vizsgált szakasz kanyarfejltsége.

Az I-14. ábrán mutatott összefüggés, bár determinisztikusnak tűnik, az előző bekezdésben leírtakon túl sem statikus rendszert ír le. Egy folyószakasz adott kanyarfejltségét ugyanis végtelen sok konkrét folyóalak valósíthatja meg.

Az a folyamat, amely az I-14. ábra szerinti legvalószínűbb érték közelébe beállítja a folyó kanyarfejltségét, a fraktálméletből ismert ún. *önszervező kritikalitás* (*self-organized criticality*, *SOC*; Turcotte, 1992, I-15. ábra). Ez a disszipatív rendszerekben fellépő olyan tendencia, melynek eredménye egy időátlag körüli állandó fluktuáció, a kezdőfeltételektől (jelen esetben a folyó valamely adott kanyarfejltségi állapotától) függetlenül. A fluktuációkat időben és térben egyaránt csoportosuló diszkrét jelenségek ("lavinák") eredményezik, amelyek időben és térben fraktálstruktúrát eredményeznek (Montgomery, 1993).



I-16. ábra. Meanderező folyó kanyarfejlettségének időbeli változása szimulációs modellen (Stølum, 1996). A folyószakasz bármilyen kezdőfeltétel mellett idővel egy, a környezeti paramétereiktől függő kritikus érték körül oszcilláló kanyarfejlettséget vesz fel. Figyeljük meg, hogy a kanyarfejlettség *esése* mindig gyors, szinte pillanatszerű (kanyarlevágódások), míg a kanyarfejlettség *növekedése* időben egyenletes.

A folyamat konkrét lefolyását az I-16. ábra mutatja be. Látható, hogy adott tetszőleges időpillanatban a kanyarfejlettség kétféleképp változhat:

- az eltelt idővel közel arányosan növekedhet, vagy
- pillanatszerűen visszaeshet, kanyarátvágódás(ok) következtében.

A pillanatszerű visszaesés valószínűsége annál nagyobb, minél magasabb az adott időpontban az aktuális kanyarfejlettség. A SOC-folyamatokban a visszaesés időpontja és mértéke előre nem állapítható meg, azonban a visszaesés mértékére (a “lavina” méretére) statisztikai gyakorisági szabály állítható fel (Turcotte, 1992):

$$\log n = A - mB \quad (4)$$

ahol n az m -méretű (magnitúdójú) lavina-esemény bekövetkezésének gyakorisága, A és B pedig a rendszerre jellemző állandók.

Mint említettem, a folyó kanyarfejlettségének pillanatszerű visszaesése kanyarátvágódás(ok) formájában valósul meg. A nagyobb magnitúdójú visszaesések hosszabb folyószakaszt kapcsolnak ki az aktív mederből, és hosszabb morotvatavakat¹² (US *oxbow lake*; GB *horseshoe lake*) eredményeznek. Stølum (1998) az Amazonas-medence folyói mentén található morotvatavak hossz-eloszlásával igazolta a (4) összefüggést.

Stølum (1996), a Howard (1992)-féle matematikai szimulációs modellt – amely Ikeda *et al.* (1981), ill. Parker és Andrews (1986) fizikai, és Furbish (1988) heurisztikus modelljén alapul –, és valódi folyók, az Amazonas-medencében található Juruá, Purus és Madre de Dios adatait egybevetve a következő leírást adta: a kritikus állapot alatti kanyarfejlettséget szubkritikus vagy *rendezett*, az e felettit szuperkritikus vagy *kaotikus* állapotnak nevezzük. Egy kanyarátvágódás hasonló átvágások sorait indukálja (lavina-hatás), amelyek a kaotikus állapot rendeződését, vagy akár a rendezett (szubkritikus) állapot kaotikusba (szuperkritikusba) billenését eredményezik. Egy szimulált folyószakaszon a szubkritikus és szuperkritikus állapot idő- és térbeli eloszlása jól elkülöníthető (Stølum, 1996; I-16. ábra).

Stølum (1996), elsősorban saját szimulációs modellezési eredményeire alapozva, másodsorban Furbish (1988) modelljére hivatkozva kijelenti, hogy a kanyarfejlettség kritikus értéke az önszervező folyamatban π (3,14), ezt azonban nem bizonyítja matematikai vagy fizikai eszközökkel. Schumm és Khan (1972) eredményeire (I-14. ábra) hivatkozva állítását vitatom is; véleményem szerint a kritikus értéket a környezeti paraméterek határozzák meg. A gyakorlatban a nagyobb folyók kanyarfejlettsége ritkán haladja meg a 3,14 értéket – az I-16. ábra szerinti, kritikus értékek körüli önszerveződésük azonban enélkül is nyilvánvaló.

Az I-14. ábrán látható, hogy a völgy meredekebbé válásával a kanyarfejlettség elér egy, az adott vízhozamhoz tartozó maximumot és a még meredekebb dőléssel már csökkenő tendenciát mutat. Eszerint a meanderező tartomány (Leopold és Wolman, 1957) meredekebb részén, konkrétan az adott vízhozamhoz tartozó maximális kanyarfejlettséget eredményező lejtésnél meredekebb lejtőszögek esetén a meanderező folyó már nem tekinthető önszabályzó rendszernek.

¹² Eredete a latin *morte aqua*, holt víz kifejezés.

1.5. A folyómeder oldalirányú vándorlása

A folyók oldalirányú vándorlása (*lateral shift*) süllyedő területeken vagy a folyók hordalékkúppján szokványos jelenség; így valósul meg a terület feltöltése, ill. a hordaléktöbblet egyenletes lerakása. Bár kisebb kiterjedésű süllyedő területeken a főfolyó árvizeinek hordaléka is képes a térszín elegyengetésére, azonban épp az árvizek hordalékhozam-profilja az, amely az - elsősorban meanderező - folyók oldalirányú elvándorlásának a motorja.

Az oldalirányú vándorlás nem azonos azzal, és nem is egyedül annak a következménye, hogy a folyók alakja, pl. a meanderező meder vonala az eddigiekben leírt módon állandóan változik. Míg a meanderező medervonal állandó változásai folyamatosak (ld. pl. Goswami *et al.*, 1999; Hudson és Kesel, 2000), az oldalirányú elvándorlás során hirtelen mederváltozások is történnek, amelyek során egyes, jellemzően magasabb fekvésű területek hirtelen a folyó másik partjára kerülnek (Todd és Eliassen, 1940; Jones és Harper, 1998). A folyó helyzete egy ideig stabil, ezalatt a vízfolyás partjai mentén alacsony, de folyamatos természetes töltéssor alakul ki, ahogy a mederből kilépő, és az árvíz kezdeti szakaszában hordalékdús vízből, az ártéri kisebb sebesség mellett a hordalékanyag gyorsan, és még a folyó közelében lerakódik (I-17. ábra). A nagyobb árvizek nemcsak áthágják e természetes, alacsony folyóhátat, hanem képesek a másik oldalán olyan meder kialakítására is, amely később kisvízi mederként működik – a töltés azonban ekkor már megakadályozza a víz visszatérését az eredeti mederbe.

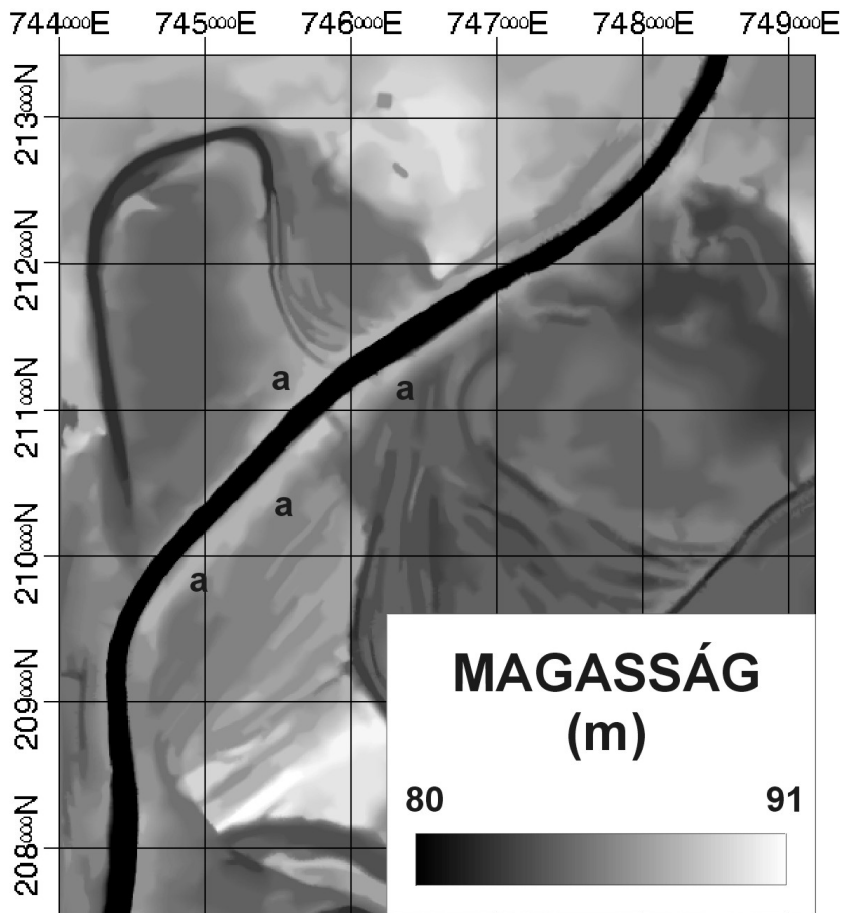
A leírt jelenség neve *mederkitörés (river avulsion)*. A jelenségre jó példa a kínai Sárga-folyó torkolata, amely egy óriási delta; ezen belül hol az északi, hol a déli ágon folyik le a víz legnagyobb része. A deltát azonban kettévágja a Santung-hegyvonulat, így a folyó hol e hegység északi, hol a déli oldalán ömlik a tengerbe. A kínai írott történelem több ezer éve alatt már négy ilyen irányváltást jegyeztek fel (Todd és Eliassen, 1940; Czaya, 1981). Jelenlegi példaként az egyébként is jól kutatott Rajna-Maas-delta (Hollandia) említhető, az ottani mederkitörések leírását lásd pl. Stouthamer és Berendsen (2000) ill. Stouthamer (2001) munkáiban.

Külön megemlítendő, hogy a folyó medre mentén kialakuló természetes töltéssor, a *folyóhát (natural levee)* jelölésére a szakirodalomban eltérő megnevezések is elterjedtek. Cholnoky (1907) *parti dűneként* említi. Legújabbban a vízügyi szakirodalomban (pl. Nagy *et al.*, 2001) hibásan (!) az *övezet* kifejezés terjedt el – ez utóbbi kifejezés viszont a geomorfológiában “foglalt”; a meanderív belső oldalán képződő ívelt formájú zátonysorozatot (*scroll bar*) jelenti.

Az oldalirányú vándorlás tehát

- a meanderező folyók tendenciózus, egy irányba mutató kanyarátvágódásain, és
- mederkitörési jelenségeken

keresztül valósul meg.



I-17. ábra.

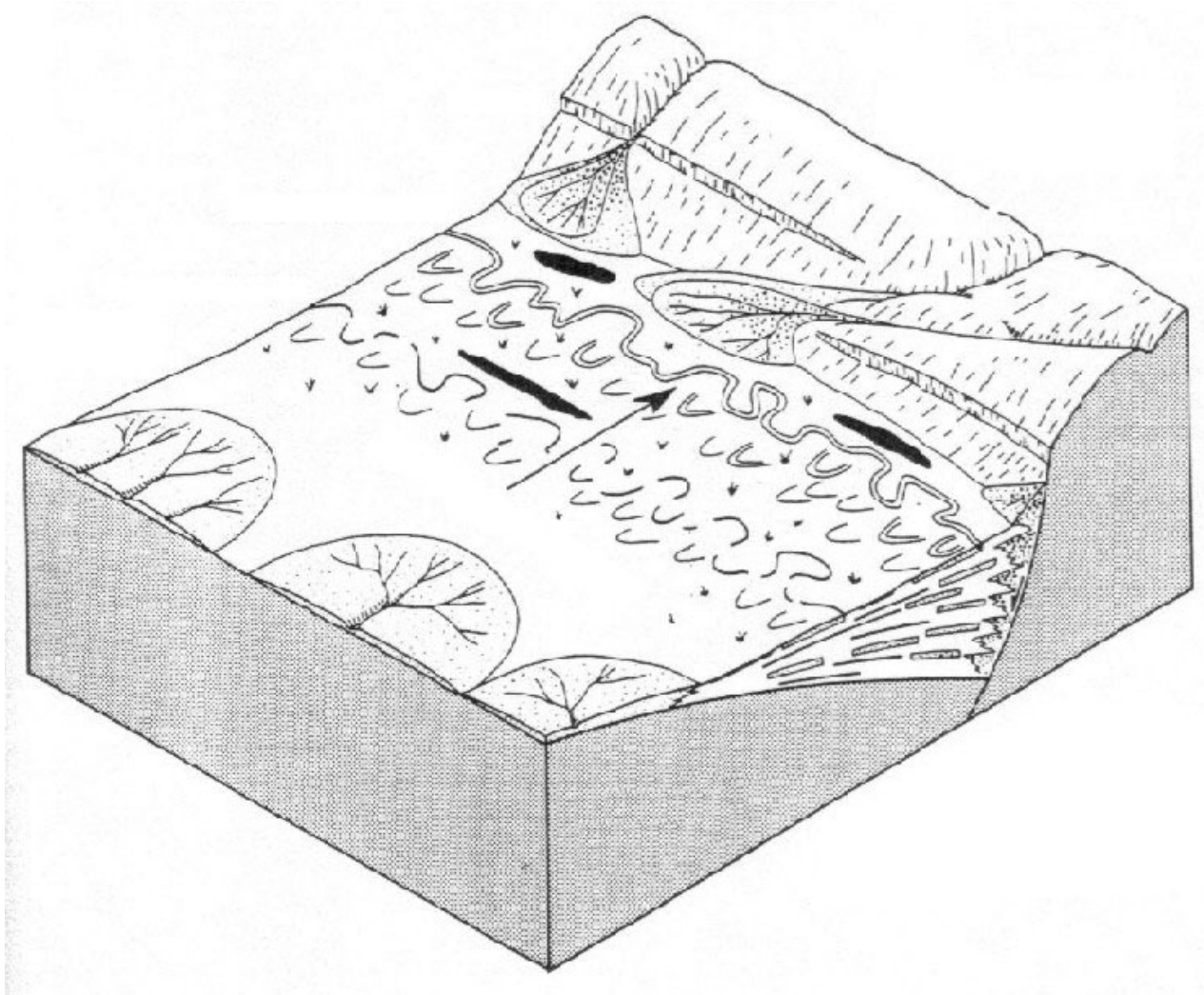
A Tisza-szabályozás óta kialakult folyóhátak Csataszög és Tiszapüspöki között („a” betűkkel jelzett világosabb sáv a folyó mentén).

A szerző által készített digitális domborzati modell.

Vetület: EOV.

A meanderező folyók folyamatos, oldalirányú vándorlása az ősi medernyomok érdekes struktúráját hagyja maga mögött. Az lefűződött, és a folyó aktív medre által akár messze maga mögött hagyott, feltöltött morotvatavak nyitott vége a folyó felé mutat (I-18. ábra). Ezt az egyszerű képet a valóságban az árnyalja, hogy a meanderező folyó képes hosszabb szakaszon hirtelen medervonalat váltani (Slingerland és Smith, 1998).

Látható, hogy az elvándorlás helye és időpontja nagyon sok tényező függvénye, kicsi és véletlenszerű események okoznak nagy és visszafordíthatatlan változásokat a folyó helyzetében (kaotikus rendszer), a jelenség hosszú távú szabályozását egyébként olyan lassú és nehezen észlelhető jelenségek is befolyásolják, mint pl. a folyóvölgy felszínének geodinamikai-tektonikai okokból történő megbillenése. Mike (1975) az alföldi folyók alább vázolt komoly vándorlásait épp ezzel magyarázza. Összességében megállapíthatjuk, hogy az oldalirányú vándorlás a mederre merőlegesen jelentkező szintkülönbség-változások következménye.



I-18. ábra. Folyómeder oldalirányú elmozdulása a tektonikus félárok megbillenése miatt (Pinter, 1996). A nyíl az elmozdulás irányát jelzi. Figyeljük meg a feltöltődő síkság felszínén a folyamatos vándorlás során megmaradó morotvatavakat és a hirtelen elmozduláskor kiszáradt medreket – előbbiek a jelenlegi meder felé nyitottak.

E pont végén meg kell említenem, hogy oldalirányú elmozdulást okozhat az is, ha a folyó valamelyik partja irányából beönlő mellékfolyók hordalékhozama lényegesen magasabb a másik irányból érkező vízfolyásokénál. Európai szinten alappélda a Pó, amelyet az északról, az Alpokból érkező mellékfolyók óriási hordalékhozama völgye déli peremére tölt. Oldalirányú elmozdulások vizsgálatakor elemezni kell ezt a lehetőséget is.

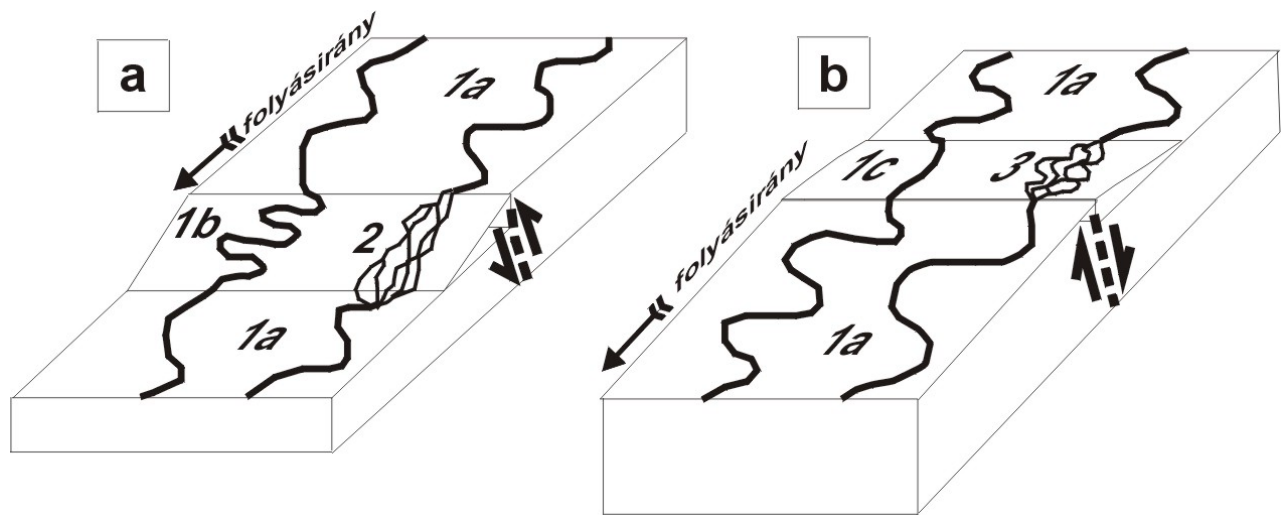
1.6. A kanyarfejltség mint a felszín függőleges mozgásainak folyómenti változásindikátora

A folyók mint kaotikus rendszerek, rendkívül érzékenyek a környezeti paraméterek csekély megváltozására is. A síkvidékek meanderező vízfolyásai esetén, ahol a szokásos mederesés tízezred vagy százezred nagyságrendű (azaz 3-30 cm/km), a meder menti függőleges mozgások érdemben képesek ezeket megváltoztatni. Magyarországon ezek mértéke néhány mm/év (Joó, 1992), de pl. Amerikában ismeretesebb 1 cm/év függőleges elmozdulású területeken áthaladó folyók is (Adams (1980). A völgylejtés általában meg is változik, a mederesést azonban a meanderező folyó, alakjának megváltoztatásával egy lejtőszögtartományon belül képes fenntartani. Amennyiben a függőleges elmozdulás mértéke a folyó mentén változó, ez jelentős hatással lehet a folyó alakjára, sőt, alak típusára is (Ouchi, 1985). Ezért a folyók – amennyiben morfológiai paramétereiket a meder mentén helyesen értelmezzük – olyan elmozdulások ill. elmozdulási különbségek észlelésére is alkalmasak, amelyek a legutóbbi időszakban is zajlottak, és más módon nem, is mutathatók ki (Pinter, 1996; Miall, 1996).

Schumm és Khan (1972) 30,5 m hosszú 7,3 m széles és 1 m mély, gyengén osztályozott homokkal töltött, dönthető terepasztalon végezték azóta is sokat idézett kísérletüket. Adott vízhozam mellett a dőlés két küszöbértékét határozták meg, amelyeket átlépve jelentősen megváltoztak a vízfolyás alakviszonyai és a hordalékszállítás jellemzői is. A csatorna egyenesnek adódott ($S=1$), 0,2% alatti lejtés esetén, a dölést növelve váltakozó oldalú zátonyok alakultak ki, és kanyargó sodorvonal ($S>1,25$) formálódott. 1,2%-os dőlésnél az oldalzátonyokat kezdte elmosni a gyorsuló víz, a medervonal kiegyenesedett, majd 1,4%-nál meredekebb dőlésnél, a meder további egyenesedése mellett megjelent a fonatos minta (I-14. ábra).

Megemlíthető még, hogy 0,2% és 1,2% közötti lejtőszögtartományban a dőlés növekedésével csökkenő mértékben, de monoton nőtt a kanyarfejltség is.

A kísérlet további fontos, de sajnálatosan keveset hivatkozott eredménye, hogy először sikerült modellkád-kísérlet során valódi meanderező vízfolyást előállítani. A homokkádra folytatott vízhez addig ugyanis (pl. Friedkin, 1945) csak homokot keverték hordalékként és az eredmény egy majdnem egyenes mederben kanyargó sodorvonal volt. Schumm és Khan (1972) kísérletük második részében kaolinit hozzáadásával lebegtetett hordalékot juttattak a vízfolyásba, és ennek hatására valódi meanderező meder alakult ki. A kis, kísérleti vízfolyások esetén a homok görgetett hordalékként jelenik meg, itt tehát kisebb szemcseméret szükséges a lebegtetett hordalék megjelenéséhez. Schumm és Khan (1972) azért választottak kaolinitot, mert más agyagfajták túl erős kohéziót mutattak: a kísérlet számára elfogadhatatlanul (és főleg mérhetetlenül) lassúvá téve a meder vándorlását.



I-19. ábra. Meanderező folyó kanyarfejlettségének és alaktípusának megváltozása a mederre merőleges vető hatására (Ouchi, 1985, táblázata alapján), a völgylejtés átmeneti növekedése (a) és csökkenése (b) következtében. A számkódok jelentése: 1a=meanderező folyó, normál kanyarfejlettség; 1b=meanderező alaktípus, magas kanyarfejlettség; 1c=meanderező alaktípus, alacsony kanyarfejlettség (esetleg egyenes alaktípus) 2=vándorló vagy fonatos alaktípus; 3=szövedékes alaktípus. Azt, hogy a meanderező folyónak csak a kanyarfejlettsége, vagy az alaktípusa is változik, az 1.2. pontban leírt környezeti paraméterek döntenek el. Figyeljük meg a vető alatt (a) illetve felett (b) bekövetkező hordaléklerakódást.

Adott állandó vízhozam és hordaléktartalom mellett tehát a folyó igyekszik állandó mederesést fenntartani. Ennélfogva a völgyvonal lejtésének (pl. tektonikus okokból történő) növekedését a vízfolyás a kanyarfejlettség növekedésével, kanyargósabb, hosszabb pálya kialakításával kompenzálja. A folyami rendszerek e válaszképessége a régió általános tektonikus aktivitásának és az erózióbázis szintváltozásának vizsgálatára is alkalmas. Az I-14. ábrán az is látszik, hogy ez a mechanizmus csak bizonyos lejtőszögtartományban, a kísérletben alkalmazott vízhozam esetén 0,2% és 1,3% között működik.

Az előbbi megállapítás talán meglepő, de Schumm és Khan modellkísérletei a kis mérettartományokban egyértelműen megmutatták, hogy bizonyos kritikus lejtőszögértékek között igaz. Emellett valódi folyókon elvégzett vizsgálatok (pl. Adams, 1980, Burnett és Schumm, 1983, vagy Marple és Talwani, 1993, 2000,) bemutatták, hogy a jelenség nemcsak laboratóriumi kísérletek során jelentkezik, és a tektonikai kutatás hasznos eszköze. Összességében megállapítható, hogy a kanyarfejlettség megváltozása az 1.4. pontban leírt mechanizmuson keresztül a mederrel párhuzamosan kialakuló szintkülönbség-változások indikátora.

1.7. Neotektonikai folyamatok hatása a folyóparaméterekre: kísérleti eredmények és gyakorlati példák

A folyók igen érzékenyek a külső hatásokra, így a térszín emelkedésére, süllyedésére és megdőlésére, amelyek leggyakrabban (bár nem kizárólagosan) tektonikus eredetűek. Tektonikailag aktív területeken a folyóhálózatot is közvetlenül befolyásolják a különféle szerkezetekhez kapcsolódó süllyedő és kiemelkedő zónák. A jelen értekezés által vizsgált terület szempontjából fontosabb, hogy a völgyvonal lejtésének megváltozása az áthaladó folyó alaktípusát is megváltoztathatja (Schumm, 1993), módosítja a meanderező típusú folyók geometriai paramétereit (Schumm és Khan, 1972), illetve hogy a lejtőirány megváltozása módosítja a folyásirányt, a meanderek oldalra mozdulását eredményezi, és folyólefejezéseket, kaptúrákat okoz. Az Alföld folyóinak a pliocén-pleisztocén óta történt mederváltozásait Mike (1975; 1991) a térszín megdőlésére vezeti vissza. Ezen túlmenően világszerte számos munka foglalkozik e jelenséggel.

Ouchi (1985) modellkád-kísérlete a folyó hossz-szelvénye mentén bekövetkező szinklinális és antiklinális gyűrődések hatását vizsgálta, és rámutatott, hogy az Egyesült Államok egyes területein, ahol a kéregmozgásos eredetű vertikális mozgások nagyságrendje akár a cm/év mértéket is eléri, a módszer alkalmazható.

A kísérlet során az adott, állandó dőlésű, homokos terepasztalon folyó vízfolyás útjában kiemelkedést, illetve süllyedést keltett, és vizsgálta, hogy miközben a folyó bevágódása, illetve a hordalékfeltöltés lezajlik, hogyan változik annak alaktípusa illetve geometriai paramétere a deformáció tengelyén, illetve attól felvízi és alvízi irányban (I-19. ábra).

Kiemelkedés esetén a tengelyen természetesen bevágódás történt, felette feltöltődés mellett szövedékes minta jelent meg, alatta pedig, a meredekebbé váló szakaszon növekedett a kanyarfejlettség, illetve – ha a lejtő elég meredekké vált – előállt a fonatos minta, és ezek az anomáliák addig tartottak, míg a víz el nem mosta a kiemelkedést. Az emelés fenntartásával a fenti anomáliák is állandóvá váltak. Süllyedés esetén a kanyargós, illetve fonatos minta a felvízi, míg a feltöltő, elágazó alak az alvízi oldalon fordult elő, a süllyedés tengelyében pedig feltöltődés történt. Megjegyzem, hogy a szövedékes alaktípus az alacsony lejtőszögtartományhoz tartozik, hasonlóan az egyenes mintához, és akkor alakul ki, ha a relatív hordalékhozam nagy. Ouchi (1985) vizsgálta a fonatos mintájú vízfolyások reakcióját is hasonló deformációkra: a kiemelkedési tengelyen teraszképződést, felette meanderező-fonatos átmeneti szerkezetet tapasztalt.

Burnett és Schumm (1983) a Mississippi-medencében található két szerkezet, a Monroe-i és a Wiggins-i emelkedő zóna hatását vizsgálta a folyók geometriájára. A Mississippi egyik, a Monroe-i kiemelkedő zónát harántoló mellékfolyóján elemezték a vízfolyás mélységét, a meder lejtését és a kanyarfejlettség változását az emelkedés tengelyén történő áthaladáskor. Tapasztalatuk

szerint a vízfolyás átlagmélysége megnő a kiemelkedés tengelye alatt, a kanyarfejlettség pedig jelentősen megnövekszik az alvízi szakaszon.

Magának a Mississippinek a kanyarfejlettség-változásait vizsgálta és vetette egybe geodéziai mérésekkel Adams (1980). A folyam St. Louis és Cairo közötti szakaszán 14 ponton mért függőleges szintváltozási adatokat vetítette a folyó hossz-szelvényére, így mutatott ki erős korrelációt az emelkedés mértékének folyásirány menti változása és a kanyarfejlettség között. Az említett korrelációs számítást megismételte a Mississippi-Missouri összefolyás környékén a két folyó további szakaszain is, ezáltal becsülte meg egy nagyobb terület megbillenésének mértékét.

Az általa is kimutatott korreláció ismét alátámasztja azt a megfigyelést, hogy a völgy tengelye mentén bekövetkező függőleges szintváltozásokat a folyó a kanyarfejlettség változtatásával kompenzálja, így a mederesés állandó marad – következésképp az eséssel együtt nő a kanyarfejlettség és viszont. A folyó azonban csak véges lejtőszög-tartományban képes erre a működésre.

Az eleve is kis esésű folyók esetében a további lejtőszögcsökkentés állandó elárasztást, elmocsarasodást, és szövedékes alakot eredményez (Smith és Smith, 1980). Az emelkedés és süllyedés tengelye mentén rendre bevágódás ill. lerakódás jelzi a hordalékszállítási egyensúly megbomlását.

A fenti következtetéseket alkalmazta Marple és Talwani (1993, 2000) a dél-karolinai, illetve az ettől északra elterülő parti síkság neotektonikai eredetű deformációinak bizonyításakor. Itt az emelkedő zóna felett a torkolathoz közeli, eleve is kis lejtésű folyók elmocsarasodtak és elágazó formát vettek fel, és emellett a saját árterük szélén futó folyóknak a megbillenés miatti oldalirányú elmozdulása is feltételezhető.

2. A TISZA ÉS VÍZRENDSZERE: KIALAKULÁS ÉS TERMÉSZETI KÉP

„Kevés nép olyan szerencsés, hogy hazáját a térképen akkor is megtalálja, ha azon a határok nincsenek kirajzolva”

(Prinz Gyula)

A tiszai vízrendszer, a folyók múltbeli és mai viselkedésének megértéséhez nélkülözhetetlen a vízgyűjtő és a hozzá szerkezetföldtani és éghajlati szempontból szorosan kapcsolódó Pannon-medence kialakulásának, földtörténetének, múltbeli és mai éghajlatának ismerete. Ez a fejezet a fentiek tömör összefoglalása mellett kitér a vízgyűjtő földrajzi és hidrológiai sajátosságaira, illetve a Tisza szabályozásának történetére és a szabályozás hidrológiai következményeire is.

2.1. A Pannon-medence kialakulása

Geodinamikai értelemben a Kárpátok felgyűrődésének, és így a Pannon-medence kialakulásának kiváltó oka a földtörténet középkora óta tartó, az európai és az afrikai litoszféralemezek ütközési folyamata és az ehhez kapcsolódó hegységképződés (pl. Royden és Báldi, 1988). Az európai lemez irányába délről mutató nyomás hordozója az adriai mikrolemez, az ún. Adriatis-tüske (Channel és Horváth, 1976).

A lemezütközésből származó kompresszió iránya e mikrolemeztől kifelé mutat, így a Keleti-Alpok térségében dominánsan délről északra, míg a Dinári-régióban inkább kissé északkeletre mutat, ill. mutatott a kárpáti ív kialakulása előtt (Tari *et al.*, 1995; Reinecker, 2000; numerikus modellezését lásd Bada, 1999). Ahhoz, hogy a kárpáti ív a miocénben (Bada *et al.*, 1999) a mai formájában kialakuljon, az orogén keleti frontján az erők eredőjében egy keleties komponensnek is meg kellett jelennie.

Ratschbacher *et al.* (1991) az alpi orogén gravitációs összeomlásából (Dewey, 1988) következő laterális extruzióval magyarázzák a keleties irányú vektorösszetevőt – mint az extruzió egyetlen lehetséges irányát. Horváth (1993; 1995) szerint ezt az anyagiáramlást a külső-kárpáti, kezdetben gyenge súrlódásos kapcsolódású (Uyeda és Kanamori, 1979) szubdukció következtében fellépő nyomáscsökkenés tette lehetővé, így a Pannon-medence ívmögötti, extenziós eredetű.

A kárpáti ív tágulása közben az alábukó lemez által formált Benioff-zóna egyre meredekebbé vált (Csontos *et al.*, 1992; Fodor *et al.*, 1998), illetve egyes részei, pl. a Vrancea-zónában, le is váltak arról (Gîrbacea és Frisch, 1998; Gvirtzman, 2002). E szubdukcióhoz kapcsolódóan, az egyre meredekebben alábukó lemez miatt annak frontjához egyre közelebb lejátszódott a belső-kárpáti vulkanizmus, kialakítva az Eperjes-Tokaji-hegységtől a háromszéki Nagy-Csomádig húzódó, délkelet felé fiatalodó vulkáni hegységeket (Szabó *et al.*, 1992). A pliocén végére a táguló kárpáti ív

elérte a konszolidálódott kelet-európai táblát, így a további keleti irányú kiterjedés nem volt lehetséges.

Az Alföld mai képe szempontjából fontos, hogy ezáltal a középső miocén extenziót és az azt követő termikus süllyedést kvarter kompresszió váltja fel, a Pannon-medencében tektonikai inverzió történik (Horváth és Cloetingh, 1996). A tágulás és a termális elvékonyodás (Dövényi és Horváth, 1988) során vastagságából vesztő Pannon-kéreg nyomás alá kerülve meggyűrődik, egyes részei (Lajta-hg., Bakony, Mecsek, Bihar-hg.) emelkednek, más részein, így az Alföldön, a Kisalföldön, a Bécsi-medencében ill. a Drávai- és Szávai-süllyedéken folytatódik, ill. felgyorsul a süllyedés (Horváth és Cloetingh, 1996) – kialakul az az emelkedési/süllyedési kép, amelynek jellege máig sem változott (vö. Franyó, 1992; Joó, 1992).

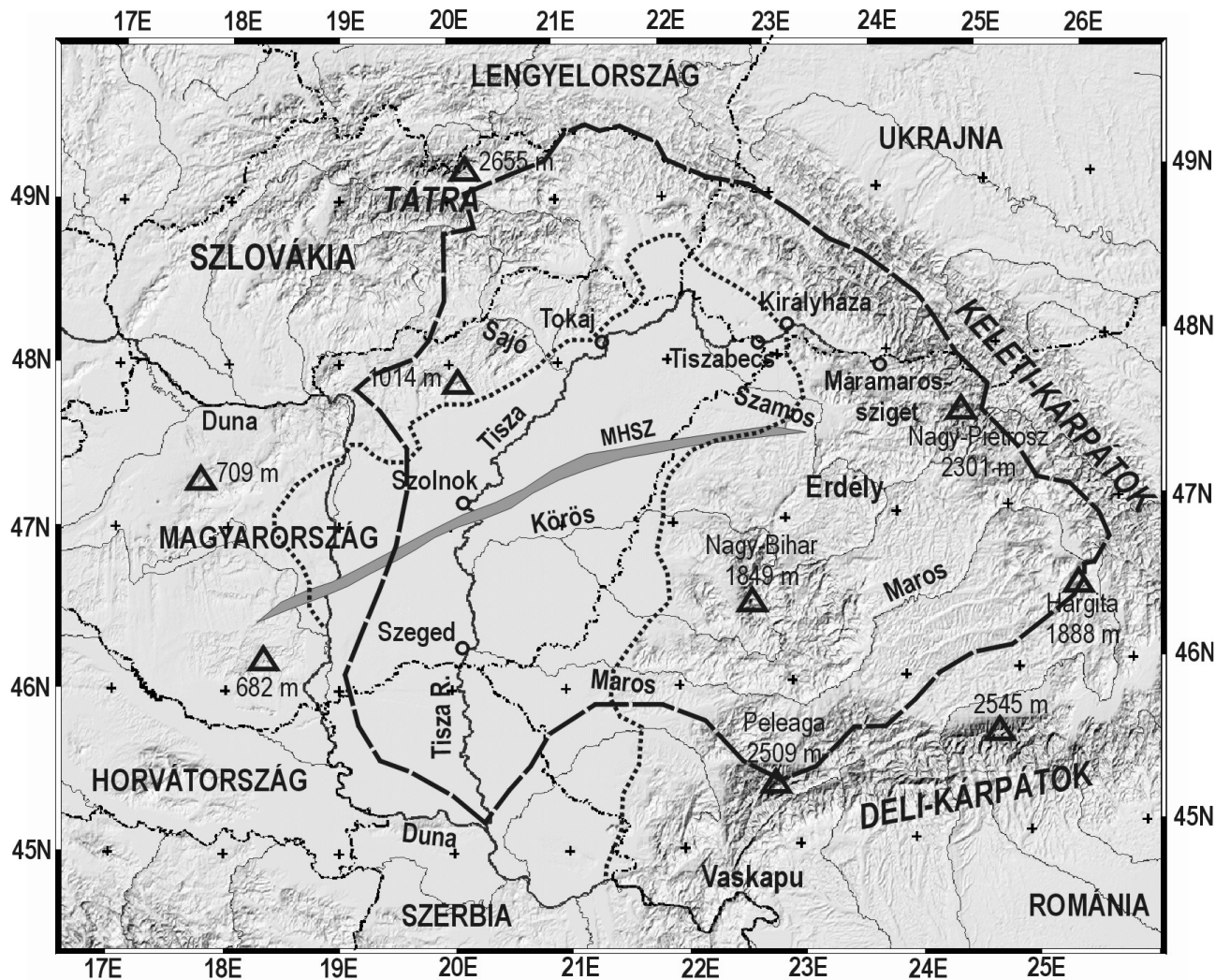
Az Alföld területén levő süllyedék ekkor még vízzel teltek. A Paratethysről a középső miocénban, épp a Kárpátok felgyűrődésével leválasztódott Pannon-tavat az előrenyomuló folyódelták fokozatosan feltöltik (Bérczi és Phillips, 1985; Kázmér, 1990; Vakarcs *et al.*, 1994), majd az Ős-Duna és a Kárpátokból érkező folyók üledékbehordása ellensúlyozza a további süllyedést. Ez a folyamat teremtette és teremti meg az Alföld markáns síksági jellegét.

A Pannon-medence belső szerkezete sem egységes. Channel és Horváth (1976) felismerték a medence északi és déli részének (az általuk Tatrída és Tisia¹³ mikrolemeznek, újabban Észak- és Dél-Pannon egységnek nevezett blokkoknak) az eltérő eredetét. A két blokkot az ún. Közép-Magyarországi (Zágráb-Zemplén) vonal (*Mid-Hungarian Line*; MHL) választja el egymástól. Míg az Észak-Pannon egység dél-alpi affinitású (Márton és Márton-Szalay, 1978; Kázmér és Kovács, 1985), déli párja európai, amelyek a MHL mentén több száz kilométeres eltolódással kerültek mai helyzetükbe.

A jelen dolgozat szempontjából mindenképp megemlítendő, hogy a medence tágulásának modellezéséhez a Dél-Pannon egységen belül egy köztes deformációs övet (Közép-Magyarországi deformációs zóna, *Mid-Hungarian Shear Zone*; MHSZ; lásd a II-1. ábrán) kell legalább időszakosan vagy megújulóan működőnek feltételezni (Csontos *et al.*, 1992; Bada, 1999; Bada *et al.*, 1999; Lőrincz *et al.*, 2002). Ez az öv szeizmikus szelvényeken (pl. Tóth T. *et al.*, 1997; Tóth és Horváth, 1998) is kutatható, illetve egyes részeinek földrengéses aktivitása is dokumentált (Tóth L. *et al.*, 1995).

Székely (2001) a litoszféramozgások teljesen új, és a lemeztektónikai elmélettel “felülről kompatibilis” modelljét adja; eszerint a litoszférában, természetesen a légkörinél sok nagyságrenddel lassabban, de a légkörből ismerthez három dimenzióban is hasonló “időjárás” zajlik. E modell értelmében a Kárpátok egy záródó okklúziós front analógiája.

¹³ A “Tisia” nevet, az akkor még egységesnek elképzelt “köztes pannon tömeg” elnevezésére Prinz Gyula (1926) vezette be.



II-1. ábra. A Tisza vízgyűjtőjének áttekintő térképe. A vízgyűjtőterület határát szaggatott, az Alföld határát pontozott vonal jelöli. Az MHSZ jelű szürke sáv a Közép-Magyarországi deformációs zónát (*Mid-Hungarian Shear Zone*) jelöli.

Az Alföld jellemző, leegyszerűsített rétegtani képét a medence aljzatát adó, délnyugat-északkeleti irányú pásztákba nyújtott (Tari *et al.*, 1999) mezozoós és idősebb kőzetek, ill. a rajtuk lerakódott, fiatalabb rétegek jelentik. E fiatalabb rétegek, amelyek a medence peremén akár gyűrt formákat is mutatnak (pl. Horváth, 1995) a medence közepén a süllyedési centrumokban vastagabb, a perem felé vékonyodó, de lokálisan lényegében párhuzamos szerkezetűek. Vastagságuk változó, ahol az aljzat a legmélyebben van (Békési-süllyedék) ez akár a 6 km-t is elérheti (Rónai, 1985) ami, figyelembe véve az erózióbázison lepusztult anyag mennyiségét (Kuhlemann, 2000), ill. a kompaktációt is, akár 14 km-es összesített felszínsüllyedést is jelenthet (Dövényi, 1994). Belső szerkezetük a pannon időszakot követően már a folyóvízi feltöltést igazolja (Sümeghy, 1939; 1944; Kreybig, 1944; Rónai, 1972; 1985; Bérczi és Phillips, 1985; Nádor *et al.*, 2001), a szeizmikus szelvényen több helyütt érdemi, vetőzónákra utaló deformációkkal (Tóth T. *et al.*, 1997; Lőrincz *et al.*, 2001).

Kretzoi és Krolopp (1972) az alföldi rétegsorok öslénytani vizsgálatával arra a következtetésre jutottak, hogy az aljzat süllyedésének sebessége a Pannon beltóban a pliocén-kvarter során is változó volt. Ez nem mond ellent Horváth és Cloetingh (1996) süllyedési modelljének. A két elmélet úgy foglalható össze, és a dolgozat további részében ezt így alkalmazom: az Alföld vizsgált központi része (a tiszai Alföld) a későharmadkorban és a negyedidőszakban helyről-helyre eltérő mértékben, időben változó sebességgel, de folyamatosan süllyed. A tektonikai eredetű süllyedést a Pannon-beltó feltöltődése után gyakorlatilag a folyók hordalékbeszállítása egyenlíti ki.

2.2. A tiszai vízgyűjtő természetföldrajzi képe

Az előző három pontban vázolt földtörténeti események következtében mára a tiszai vízgyűjtőn a következő kép alakult ki:

A Tisza vízgyűjtőterülete 157000 km², ez a Pannon-medence keleti felének nagy részét foglalja magában. A vízgyűjtő határai: a Tisza dunai torkolatától, Titeltől a Bácskában és a Duna-Tisza közén végighúzó homokhátság gerincvonalát követi, a két folyó között inkább a Dunához közelebb. Ezután a Gödöllői-dombság gerincén át fut, érinti a Vác feletti Naszály-hegyet (652 m), majd a Romhányi-hegyen és a Szandán át éri el a Karancsot (729 m), innen a Rima-Ipoly közötti vízválasztót követve eléri az Alacsony-Tátrában a Királyhegyet (1943 m; a vízgyűjtő nyugati felének legmagasabb pontja). A rövid Hernád-Vág vízválasztó után a tiszai vízgyűjtő határa egy szakaszon egybesik az európai fő vízválasztóval, ami egyben a dunai vízrendszer határát is jelenti. A Dukla-hágótól a Békás-szoros feletti Miklósvár-tetőig nagyjából az Északkeleti- és Keleti-Kárpátok gerincvonalát követi, áthaladva a Hoverla (2060 m) csúcson, a Radnai-havasok keleti peremén, az Ünő-kő (2278 m) keleti oldalán, majd a Kelemen-havasokon. A Gyergyói-medence déli peremét követve áthalad Marosfőn, a Görgényi-havasokon és a Hargita gerincén (Madarasi-Hargita, 1801 m), azután a Küküllő és az Olt, majd a Maros és a Zsil közötti gerincet követve a Retyezátban eléri a Déli-Kárpátok nyugati vonulatait. Innen a Temes folyótól nem sokkal délre futva, ezáltal a Bánságot kettéosztva ér vissza a titeli torkolathoz (II-1. ábra).

Megjegyzendő, hogy a vízgyűjtő kiterjedése a késői harmadkor és a negyedidőszak során valamelyest változott és változik ma is. A Keleti-Kárpátok déli vonulatán, illetve a Déli-Kárpátokon keresztül a Havasalföldre tartó folyók (Olt, Bodza, Zsil, Vulkán) kapturákkal áttörtek a főgerincen, és a nagyobb reliefenergiának is köszönhetően a medence délkeleti sarkát ezzel a tiszai vízgyűjtőről leválasztva vizeiket közvetlenül a Dunába vezetik. A Keleti-Kárpátok középső részének legmagasabb csúcsa, a Csalhó (1956 m) is kívül esik a tiszai vízgyűjtőn, jelezve, hogy a folyamat ott is zajlik.

A vízgyűjtőterület legmagasabb pontja a retyezáti Peleaga (2509 m), a közép-tiszai vízgyűjtőé pedig a Radnai-havasokban található Nagy-Pietrosz (2301 m). 2000 m fölé emelkedik még a Kelemen-havasok (Pietrosz, 2102 m) és a Fekete- és Fehér-Tisza összefolyása fölött emelkedő Hoverla. Majnem ilyen magas tőle délre a Nagy-Popiván (2022 m) és az Alacsony-Tátrában a Királykő. Feltétlenül megemlítendő még a Kárpátok vonalától távol eső, szintén jelentős magasságú Bihar-hegység (*Mti. Apuseni*; Nagy-Bihar, 1849 m).

A kárpáti gerincvonal mögött további, flis-jellegű üledékes képződményekből álló hegyvidékek találhatók a Kárpátalján (Rónahavas, Ruszkahavas), majd a hegyvonulat belső ívén húzódik az 1. pontban már említett belső-kárpáti vulkáni koszorú (leírását lásd Szabó *et al.*, 1992), nyugatról keletre haladva: Visegrádi-hegység., Börzsöny, Cserhát, Karancs, Mátra, Gömör-Szepesi Érchegység, Eperjes-Tokaji hegység, Szinyák, Borló, Nagyszőlősi-hegység., Avas, Kőhát, Gutin, Kelemen-havasok, Hargita¹⁴; a vonulatot lezáró Nagy-Csomád a Szent-Anna tóval már nem tartozik a Marosfőnél véget érő tiszai vízgyűjtőhöz. A kárpáti gerinc és a déli-nyugati előterében levő hegyvonulatok között medencék lánc is húzódik (Szepesség, Verhovina, Gyergyói-medence). A Naszály-Cserhát térségben, a Bükk-hegységben és a Gömör-Tornai karszt vidékén jelentősek a mezozoós üledékes kiemelkedések, emellett pl. az Upponyi-hegységben, a Bükk egyes részein és a Zempléni-szigethegységben igen idős, a földtörténeti ókorból származó kristályos kőzetek is a felszínre bukkannak.

Központi részén takarós szerkezetű, anyagát tekintve jelentős részben metamorf, helyenként pedig vulkáni kőzetek építik fel a Bihar-hegységet, amely a Kárpátok láncával együtt közrefogja az Erdélyi-medencét. E hegyvidék északi (szilágysági Bükk-hegység) és déli (Havas, Zarándi-hegység) leágazásai teszik teljessé a medence lezárását, amelynek vizei e láncot áttörve két úton, a Szamoson és a Maroson keresztül érik el a Tiszát.

Kiterjedt dombsági területek találhatók az Erdélyi-medencében, a Szilágyságban, a Csereháton és az Északi-középhegység déli nyúlványát képező Gödöllői-dombságban. A többi peremen a környező hegyvidékeket viszonylag hirtelen váltja fel az Alföld feltöltött síksága.

A tiszai alföld a világ egyik legszebben kifejlődött feltöltött síksága. Központi része, a Nagykunság és a Sárrét tökéletes síkság, de a többi területen is csak kis helyi magasságkülönbségek jelentkeznek. A Tisza titeli torkolata 75 m tszf., míg az Alföld legmagasabb pontjai a nyírségi homokháton a Hoportyó (188 m) és a Duna-Tisza közti Ólom-hegy (184 m) sem érik el a 200 métert – mindeközben az Alföld vízszintes kiterjedése ÉÉK-DDNY irányban eléri a 300 kilométert. A Tisza völgye különösen sík: a kárpátaljai és erdőhát-tiszaháti hordalékkúpját elhagyva a folyó 100

¹⁴ill. emellett az alföldi peremen: Tarbucka, Helmecei-hegy (Bodrogköz), Tarpai-, Kaszonyi- és a beregszászi Nagy-hegy (Beregi-síkság).

m tszf. magasságú térszínre ér, innen a torkolatig tehát a völgy (illetve inkább a sík) lejtése 10 cm/km alatt marad!

A tiszai vízrendszer folyóhálózata a következő részekből áll:

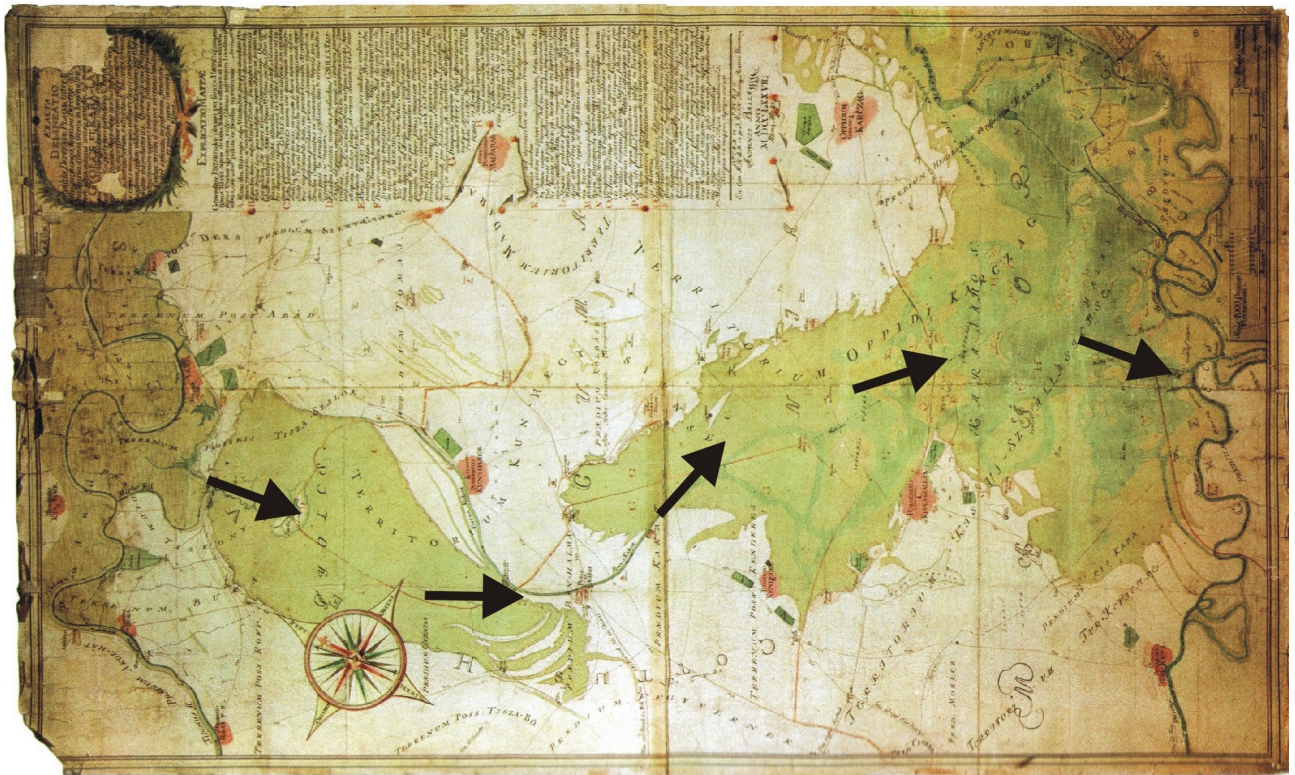
- Felső-Tisza (Fekete- és Fehér-Tisza, Iza, Visó, Tarac, Talabor, Nagyág);
- Bodrog (Latorca, Ung, Laborc, Ondava, Tapoly);
- Sajó (Hernád, Rima, Bódva);
- Szamos (Nagy-Szamos, Kis-Szamos, Beszterce, Lápos, Kraszna);
- Körös (Berettyó, Sebes-, Fehér-, Fekete-Körös);
- Maros (Nagy-Küküllő, Kis-Küküllő, Homoród, Aranyos, Nyárad);
- Zagyva (Tarna, Galga, Tápió, Hajta);

Megemlítendő, hogy a medence központi részei helyenként annyira sík felszín alkotnak, hogy a szabályozás előtti folyók nem is meghatározott mederben, hanem elmocsarasodott, helyenként elágazó szerkezetben folytak. A Berettyó Nagyrábé és Ecsegfalva közötti régi medrét¹⁵ a régi térképeken (ld. 3.1. pont) jó darabon nem is lehet követni a sárréti mocsárvilágban (II-2. ábra).



II-2. ábra. A Berettyónak a Nagy-Sárrét mocsárvilágában nem volt egyértelmű medre. Az Ó-Berettyó csatorna maga is mesterséges. (A Habsburg-birodalom második katonai felmérésének részletes térképe, K-8. szelvény.)

¹⁵ A mai, a Sebes-Körösrel egyesülő Berettyó-meder a szabályozáskor kialakított mesterséges csatorna.



II-3. ábra. Egy természetes árapasztó csatorna, a Mirhó ábrázolása, Balla Antal kamarai mérnök térképe 1777-ből (Papp-Váry és Hrenkó, 1990; az északi irányba tájoláshoz mintegy 60 fokkal az óramutató járása szerinti irányba elforgatandó). Az ábra bal szélén a Tisza, jobb szélén az Öreg-Berettyó kanyargós medre látszik. A zöld színnel jelölt részek a rendszeresen elöntött területeket, a nyilak az időszakos vízátfolyás irányát jelölik

Ugyanígy említést érdemel, hogy a jól meghatározott medrek mellett, elsősorban a Nagykunságban a vidéket át- meg átszelték azok a természetes csatornák, amelyek a folyók, főleg a Tisza árvizeit teljesen más irányba, pl. a Mirhó-fokon és az Öreg-Berettyón keresztül a Körösbe vezették (II-3. ábra).

A természetföldrajzi kép lényeges eleme a természetes és a mai növénytakaró bemutatása. A vízgyűjtő természetes növénytakarója magassági övezetessedést mutat. Tetőszintjén, főleg északi kitétség mentén megjelennek a havasi rétek, ill. 1800 m magasságig a törpefenyves jellemző. Ezt a magasságot azonban a területnek csak kis része éri el. Kb. 1100 méter felett fenyveseket találunk, ezek jellemzik a magasabb hegyvidékeket. Az alacsonyabb, alföld-peremi hegységekben kb. 5-600 m felett bükkösök, ezalatt gyertyános-tölgyesek és tölgyerdők a jellemzők (Jakucs, 1981). Az Alföld központi része eredetileg mocsaras volt, alacsonyabb és szárazabb területei ligetes sztyepp jellegű, míg nedvesebb területein összefüggő tölgyesek is előfordultak¹⁶. A síksági folyókat ártéri galériaerdők kísérték. Összességében megállapítható, hogy a tiszai vízgyűjtő természetes

¹⁶ Maradványaik ma is megtalálhatók pl. Kunfehértó mellett, vagy az Erdőhát és a beregi Tiszahát több pontján.

növénytakarója nagyobb részét erdő volt, és még a sík alföldi területek erdősültsége is magas volt (Jakucs, 1981; Willis *et al.*, 1999).

Ez a helyzet mára gyökeresen megváltozott. Az Alföldön már alig találni erdőfoltokat (jelentősebb kiterjedésben csak Debrecenről északra a homokháton, a Duna-Tisza-közi hátság egyes részein, illetve a beregi és a szatmári síkon), és az erdők fajtaállománya is sok helyütt elűt a természetestől. Nagyobb területeken csak a folyók menti galériaerdők ill. a futóhomok megkötésére tájidegen elemként ültetett és gyorsan szaporodó akácok maradtak mutatónak.

Szintén jelentős az erdőterületek csökkenése a dombvidékeken, és újabban, elsősorban 1945 után, a hegyvidékeken is¹⁷. Mára a hegyvidékeken még az eredeti erdőterületek kb. fele, a domboságokban kevesebb, mint a negyede maradt meg (Frisnyák, 1988; Medzihradszky, 1996).

2.3. A tiszai vízgyűjtő éghajlati-hidrológiai adottságai

A vízgyűjtőterület természetföldrajzi jellemzéséhez tartozik, de a folyók viselkedése szempontjából különös jelentőséggel bír az éghajlat, illetve az éghajlati elemek (különösen a hőmérséklet, a csapadék és ezek éves változása) térbeli eloszlása.

A tiszai vízrendszer a mérsékelt kontinentális klímazónába esik. Évi középhőmérséklete az Alföld déli peremén 11 °C felett van, míg a legmagasabb régiókban akár 4 °C alá csökkenhet – a vizsgált szélességen jelenleg a hóhatár kb. 2700 m magasságban van. Az éves hőingás, tehát a legmelegebb és a leghidegebb hónap átlaghőmérsékletének különbsége mintegy 12 °C. A vízgyűjtő magasabb területein, kb. 1200 m tszf. magasság felett az állandó fagy kb. november elejétől március végéig tart.

Sokkal nagyobb, és a hidrológia szempontjából érdekesebb különbségeket mutat az évi csapadékmennyiség területi eloszlása (Réthly, 1947; Andó, 2002). A terület messze legcsapadékosabb része a Felső-Tisza, vagyis a Fekete- és a Fehér-Tisza, a Talabor és a Visó vízgyűjtője, ahol az évi csapadékmennyiség megközelíti a 2000 mm-t is. Még ehhez hasonlóan magas értékekkel sem találkozhatunk másutt a vízrendszerben. Viszonylag magas a csapadékátlag a Bihar-hegységben (1000-1300 mm/év) és a Felvidéknek a tiszai vízgyűjtőhöz tartozó magasabb hegyein (800-1000 mm/év), illetve ennél alig alacsonyabb a Mátra- és Bükk-hegységben. Kifejezetten száraz terület az Alföld (központi részén az éves csapadékmennyiség 500 mm alatt marad) és a hegyvidékek csapadékmennyiségében elhelyezkedő Erdélyi-medence (600 mm körül).

A magasabb területeken a téli csapadék jellemzően hó formájában hull, és a tavaszi olvadásig általában meg is marad. A tiszai vízgyűjtőn hó formájában tárolt vízkészlet tavaszra átlagosan 3

¹⁷ A Kárpátalján 1945-47 között a vasút-újraépítések és a terület nem rendezett államjogi státusa kapcsán adódó rablógazdálkodás miatt hirtelen lecsökkent az erdőállomány; az emiatt meggyorsult lefolyás 1947-ben rögtön árvízkatasztrófát is okozott.

km³, de rendkívüli években ennek többszöröse is lehet (1998/99: 8 km³; 1999/2000: 9 km³; forrás: VITUKI, 1998-2003).

Leginkább a csapadékmennyiség eloszlását követi, de ezenfelül a növényborítottságtól és párolgási viszonyoktól is függ az évi átlagos lefolyási tényező (az egységnyi területről egységnyi idő alatt lefolyó vízmennyiség; hazai eloszlását lásd Lászlóffy, 1954) területi változása. Fontos megjegyezni, hogy a *pillanatnyi* lefolyási tényezőt jelentősen megnöveli a fagyott vagy vékony, olvadó jéggel borított talaj jelenléte, ami a hóolvadási árvizek összegyülekezését veszélyesen felgyorsítja. A vízrendszeren belül az egyes mellékfolyók középvízhozamát döntően az éves átlagos lefolyási tényező és a részvízgyűjtő nagysága együttesen határozza meg. Ennek következménye, hogy bár a Szamos vízgyűjtőjének kiterjedése lényegesen meghaladja a Felső-Tiszának a Szamos-torkolatig terjedő vízgyűjtőjét, a Tisza átlagos vízhozama a lényegesen nagyobb csapadék és lefolyási tényező miatt kétszerese a Szamosénak (adatokat lásd Pécsi *et al.*, 1989). Ez a különbség az árvízi csúcsvízhozamok között már nem jelentkezik: mind a Tisza (2001-es), mind a Szamos (1970-es) csúcsvízhozama valamelyest 4000 m³/s felett (!) van az összefolyási szelvényben – szerencsére e vízhozamcsúcsok, legalábbis a rendszeres hidrológiai mérések megkezdése óta nem egyszerre jelentkeztek.

A vízrendszer folyóinak hordalékhozamáról lényegesen kevesebb adat áll rendelkezésre, mint a vízhozamokról (adatokat lásd Radó *et al.*, 1967). Kvalitatíve megemlítenéd, hogy a mellékfolyók tiszai torkolatánál a Sajó, a Körös és a Bodrog hordalékhozam-többlete jelentős, és érdemben növeli a főfolyóét is. A Maros hordaléktöménysége a torkolatnál kb. a Tiszáéval egyezik meg, míg a Zagyva víz- és hordalékhozama jelentéktelen a befogadó folyóéhoz képest.

2.4. Negyedkori éghajlatváltozások nyomai a tiszai vízgyűjtőn

Bármilyen éghajlat vagy éghajlatváltozás jellemzését a hőmérsékleti viszonyok leírásával érdemes kezdeni. A negyedidőszak átlaghőmérsékletének meghatározására globális lehetőséget nyújtanak a vizsgált időszakban képződött, és azóta folyamatosan szilárd halmazállapotban maradt jégben levő izotóparány-vizsgálatok (Petit *et al.*, 1999). Egy adott terület, így esetünkben az Alföld esetén alkalmazható a különböző hőmérsékleten gyakoribb *Mollusca*-fajok gyakoriságvizsgálatán alapuló ún. malako-hőmérő (Szöör *et al.*, 1991) módszer. A hőmérséklet mellett már a csapadékviszonyokra is utalnak a vizsgált kor növénygyakoriságát kutató pollenanalízis és faszén-vizsgálati módszerek (Willis *et al.*, 1999). Mindezen eljárások eredményeinek összegzésekor az a kép rajzolódik ki, hogy

- a negyedidőszakban az eljegesedések és a melegebb időszakok (interglaciálisok) váltakoztak;



II-4. ábra. A jég felszínalakító munkája által kialakított formák a Radnai-havasokban, a Nagy-Pietrosz (2301 m) északi oldalán (a szerző felvétele).

- a Kárpát-medencében az interglaciálisok átlaghőmérséklete a maihoz hasonló, a jégkorszakoké annál mintegy 8 fokkal hidegebb volt;
- a vizsgált terület holocén klímaváltozásai a jégkorszakok okozta ingadozásoknál lényegesen kisebbek voltak (vö. Gábris, 1998).

Annak ellenére, hogy a negyedkori jégkorszakok idején az imént említett hőmérsékletkülönbség következtében a vízgyűjtő magasabb részein az évi átlaghőmérséklet fagypont alá esett, a mai tiszai vízgyűjtőn folyamatos és összefüggő eljegesedés, belföldi jégtakaró nem alakult ki (Nagy, 1995). Ennek alapvető oka, hogy az évi átlagos csapadék nem volt elegendő az összeérő gleccserekből álló hegyvidéki jégtakaró kialakulásához. A vízgyűjtő alföldi részén számos olyan mederformával találkozhatunk, amelynek kialakulása feltehetően egy legalább egyszeri, extrém magas vízhozammal hozható kapcsolatba, amely magas vízhozam nem magyarázható sem egy bármennyire is csapadékos interglaciális éghajlattal, sem a vízgyűjtő esetleges nagyobb kiterjedésével. Egyszeri extrém vízhozam megjelenése rendszerint a jégtakarók elolvadásának következménye (lásd pl. Mokhtari, 2001).

Ha nem is összefüggő jégtakaró, de helyi eljegesedések nyomaival viszont több helyen találkozhatunk. A vízgyűjtő legmagasabb részén, a Radnai-havasokban található kárfülkéket és gleccserekhez kapcsolható végmorénákat (II-4. ábra) már Cholnoky (1926) leírja, míg Nagy (1995) részletesen ismerteti a Kelemen-havasok és a Hoverla-Popiván csoport kisebb eljegesedéseit ill. az Északkeleti- és Keleti-Kárpátok gerincvonalán található egyéb kisebb jégkorszaki eredetű formákat is. Eszerint e hegyvidékeken 1800-1900 méteres tengerszint feletti magasság felett mindenütt

találhatunk jégkorszaki eredetű felszíni alakzatokat, ezek egy részét a nyáron el nem olvadó, bizonyos mértékig tömörödött, vékony, ezért firnné nem vált hó alakította ki.

A tiszai vízrendszerben a magashegyi régióktól az Alföld felé haladva az éghajlatváltozások következő nyilvánvaló példáját a folyóteraszok jelentik (Cholnoky, 1925; Bulla, 1941; Pécsi, 1959; összefoglalást lásd Gábris, 1997). Jól kutatottak a Felső-Tisza és az Erdélyi-Maros teraszai (Cholnoky, 1926; 1936-37; Bulla, 1941), de a kisebb mellékfolyók mentén is hasonló, ha nem is ennyire kifejtett terasz-morfológia található. E folyóteraszok kialakulását Cholnoky (1926) tisztán éghajlati okokra vezeti vissza, ezzel több egymást követő jégkorszak-eseményre találva bizonyítékot. Vandenberghe (1995) nyugat-európai példákon részletesen bemutatja a csapadék, a növénytakaró, a párolgás, a lefolyás és a hordalékképződés komplex rendszerét, amely a folyószakaszok bevágódását bármely irányú éghajlatváltozáshoz köti.

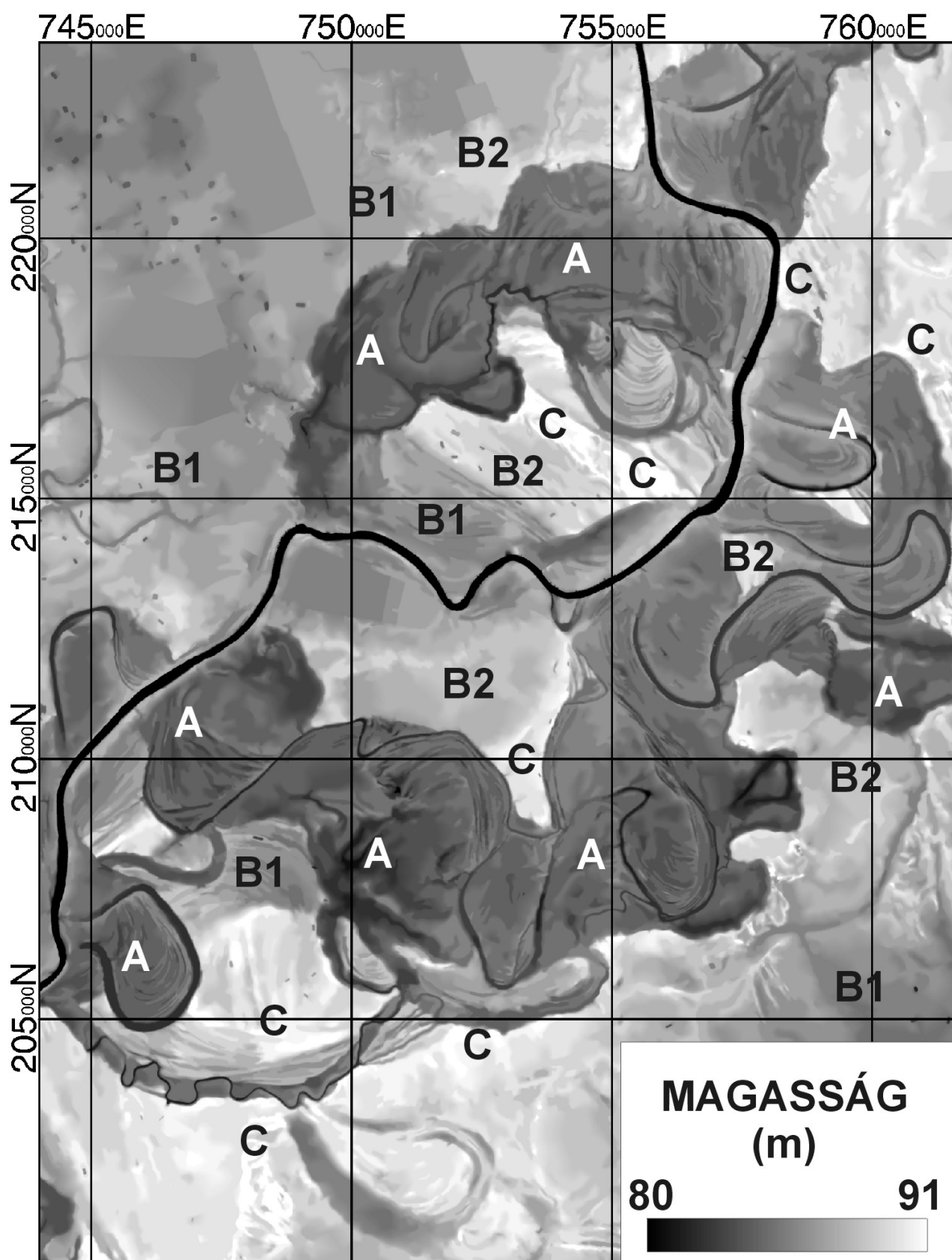
A Tisza mederváltozásainak és medermorfológiájának vizsgálata szempontjából még érdekesebb magának az Alföldnek a morfológiája. A tiszai Alföldön a folyók közelében több jellemző terepszint jelenik meg, hasonló szinteket különböztet meg Pécsi (1959) a Duna mentén. Gábris (1998; 2001) részletesen leírja e szintek kiterjedését és lehatárolását a Tokaj és Szolnok közötti Tisza-szakasz térségében és a Hortobágy területén. E folyami szintek jellemzően (Gábris, 1995):

- az alacsony ártér (az éves átlagos nagyvíz előnti);
- a magas ártér (nagyobb árvizek előntik);
- az ármentes szint (előntés nem tapasztalható).

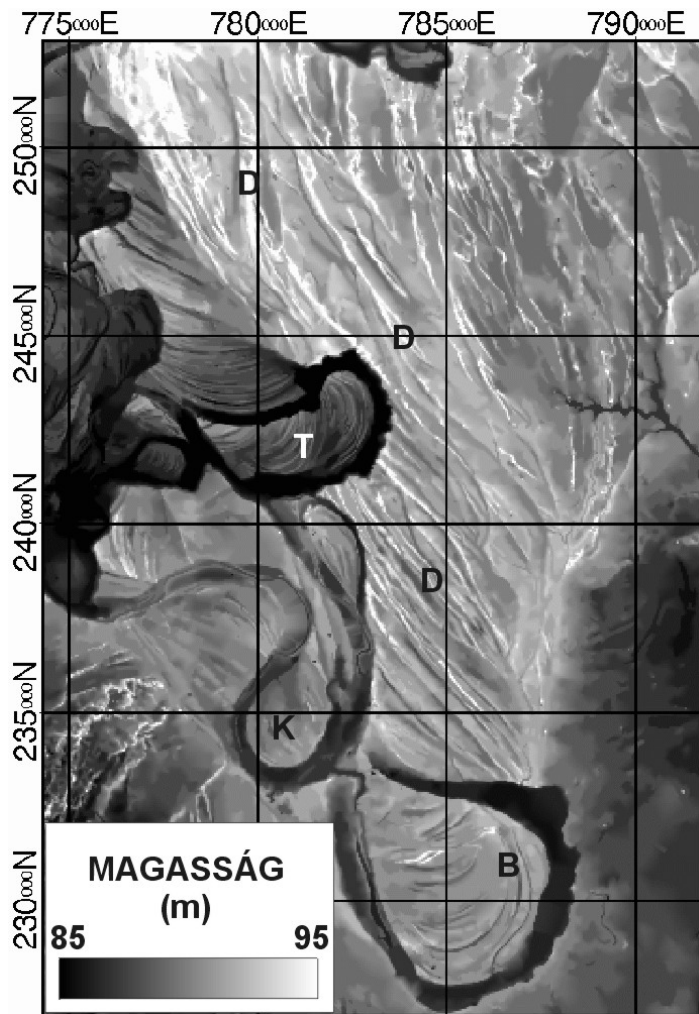
E folyami szintek különösen jól tanulmányozhatók megfelelő felbontású digitális domborzati modelleken (3. fejezet), ahol néhány területen (II-5. ábra) a magas ártér több alszintre szétválását is észrevehetjük. Az alacsony ártér a meanderező Tisza esetén gyakorlatilag az ún. meanderöv, amelynek szélessége változó, általában 1-5 km körüli (Horváth és Ódor, 1975a), ennek szélén, különösen ahol a kanyargó folyó közvetlenül a magas ártér peremébe mart, markáns eróziós peremek jöttek létre¹⁸.

A fent leírt folyami szintek morfológiája nagyon emlékeztet a klasszikus folyóteraszokéra, ezért a hasonló kialakulás is feltételezhető. Amiért a magyar szakirodalom mégsem használja e szintekre a *terasz* elnevezést, az a következő: folyóterasznak (Cholnoky, 1926; Bulla, 1934; 1956) nyomán azt a folyót kísérő nagyjából sík térszint tekintjük, amely a folyó saját hordalékából áll és a folyó legnagyobb árvizei sem érik el. Ez utóbbi kritériumnak a tiszai ármentes szint meg is felel,

¹⁸ A helyi tájnyelv nem véletlenül nevezi e peremeket "mart"-nak, ez őrződött meg pl. Martfű, illetve a több Duna- és Tisza-parti -vörösmart, -veresmart szóvégű település nevében is.



II-5. ábra. Az alacsony árterek (A), a magas árterek (B) és az ármentes szintek (C) elhelyezkedése Nagykovács-Fegyvernek térségében. A magas ártér maga is alacsonyabb (B1) és magasabb (B2) alszintekre oszlik. A szerző által készített digitális domborzati modell. Vetület: EOV.



II-6. ábra

A Nagykunság északi részének fonatos folyószerkezetre utaló partidűne-hálózata (D) digitális domborzati modellen.

A kép nyugati szélén a Tisza meanderöve, délkeleti sarkában a hortobágyi sík látszik. A homokból álló parti dűnék nyugati és déli szegélyén a tiszaoörsi (T), kunmadarasi (K) és berekfürdői (B) óriásmeanderek jelennek meg.

Vetület: EOV

azonban magát a hordalékot - a következő pontban leírt oldalirányú medervándorlások miatt - nem tartják tiszai eredetűnek¹⁹.

A mai Közép-Tisza ármentes szintje hordalékanyaga “nem-tiszai” eredetének a *nevezéktanban* való ilyen hangsúlyozását zavarónak tartom. A nem-tiszai eredet ebben az esetben ugyanis nem jelent mást, minthogy a Kárpátok számos völgye közül annak a lefolyása, amelyből ma a forrásánál is Tiszának nevezett vízfolyás ered, nem a mai Közép-Tisza felé zajlott akkor, amikor a folyami szintek hordaléka a mai helyén lerakódott. Ez a hordalékanyag pl. Mike (1991) és Nagy (2001) szerint a mai Bodrog mellékvölgyeiből ill. a Sajó és mellékfolyóinak völgyéből induló vízfolyások hordaléka. Ezen völgyek lefolyása azonban ma is a Közép-Tisza felé zajlik, tehát az ármentes folyami szint teraszkénti megjelölése lenne helyes, emellett ez utalna a szintek kialakulásának a teraszok esetén már megismert módjára is.

A fenti nevezéktani vitánál érdekesebb azonban, hogy az eltérő magasságú szintek felszínén más-más folyóalaktípus nyomai jelennek meg. Az alacsony ártér jellemzően meandernyomokkal van tele, a magasabb térszínnek, részben az Alföld pereme felől érkező vízfolyások ősei hordalékanyagán (Nagy, 2001), részben az Alföld belsejében, pl. a Hortobágy nyugati előterében

előfordulva, fonatos alakzatokat mutatnak (II-6. ábra). Cholnoky (1907, 1910) e homokhátaikat a magas ártérből kiemelkedő, és szél által a meder közeléből elfújta anyagból képződött folyóparti dűnékkel azonosítja. Meg kell viszont jegyezni, hogy jellemzően idős meandernyomok a magas ártér részeiként az ármentes szintbe vágódva, akár magán az ármentes szinten (Timár *et al.*, 2001; Somhegyi, 2002; II-5. ábra) is megjelenhetnek. A klasszikus fonatos nyomok azonban mindenütt az ármentes szinthez kapcsolhatók.

Gábris (2001) elsősorban a Tiszadob-Polgár közötti tiszai, és a Mezőcsát-Emőd környéki, az Ős-Sajó által rajzolt medernyomok (Gábris, 1970; Nagy 2001) alapján az alak típusok illetve azokon belüli morfológiai jellemzők vizsgálatával pontosította korábbi (Gábris, 1998), az utolsó 15000 év alföldi éghajlatváltozásait leíró modelljét.

Éghajlati szempontból külön említést érdemelnek azok az óriásmeanderek és a területileg velük érintkező fonatos rajzolatú terület, amelyek a Hortobágy nyugati peremén, Tiszaörs, Kunmadaras ill. Berekfürdő térségében helyezkednek el (II-6. ábra). E meanderek mérete akkora, hogy az őket kialakító vízfolyás vízhozama a mai tiszai nagyvizeket három-hat-, vagy akár tízszeresen meg kellett, hogy haladja. Arra egyelőre semmilyen magyarázat nem született, hogy ez az ősfolyó honnan jutott ennyi vízhez, mindenesetre leírok egy, a keletkezésük magyarázatára alkalmas hipotézist.

A II-6. és az 1/a. ábrákon látható szerkezetek formailag nagyon hasonlóak, és a nyugat-hortobágyi homokdűnék fonatos folyóvízi eredetét indikálják²⁰. Ez esetben azonban a szerkezetet létrehozó folyónak legalábbis egy geológiai pillanatban óriási vízhozamúnak kellett lennie. Hasonló következtetésekre juthatunk a homokhátaik nyugati peremén elhelyezkedő mega-meanderek méreteiből. Dury (1976) összefüggései, illetve Gábris (1987) adatai is arra utalnak, hogy az ezeket kialakító vízfolyás vízhozama a jelenlegi tiszai csúcsvízhozam többszöröse, és a fonatos struktúra megteremtéséhez ennél is nagyobb víztömegre lehetett szükség.

Ez a vízhozam nyilvánvalóan nem lehetett *állandóan* jelen, vagyis amennyiben elfogadjuk e formák folyóvízi eredetét, e csúcsvízhozam egyszeri megjelenését kell feltételezzük. Ez pedig véleményem szerint mindenképp egy – feltehetően az utolsó – jégkorszak végi elolvadáshoz kapcsolható.

Mint azt a korábban Nagy (1995) munkája alapján már említettem, a tiszai vízgyűjtő eljegesedése igen alacsony szintű volt, tehát a jégkorszak végi elolvadás sem feltétlenül lenne önmagában elegendő sok tízezer m³/s vízhozam kialakulásához. Megfontolandó viszont a “Balti

¹⁹ Az említett “klasszikus” folyóterasz-definíció szerint is van az alföldi Tiszának terasza: Szegedtől a torkolatig a jobb parton végig, a bal parton pedig foltszerűen (Cholnoky, 1929).

²⁰ Hasonlóan ahhoz, ahogy Nagy (2001) az Ős-Sajó hordalékkúp egy részét ilyen eredetűnek minősíti. Borsi (1968) mindazonáltal felhívja a figyelmet a nagykunsági homokhátaik futóhomok-formáira is. Horváth és Ódor (1975b) a parabolabuckák meglétét légifénykép-interpretációval is alátámasztják.

jégtó”-analógia²¹: a mai Balti-tenger helyén elterülő tavat a pleisztocén végén hatalmas jégtorlasz illetve jégdugó duzzasztotta fel, amelynek átszakadásakor óriási, a többméteres görgetegeket is könnyen megmozgató vízhozam lépett fel (Mokhtari, 2001). Hasonló, bár jóval kisebb amplitudójú jelenség a Tisza mentén is felléphetett, amennyiben a vízgyűjtő kisebb eljegesedett darabjai jégzajlás kíséretében és gyorsan olvadtak el, létrejöhettek olyan jégdugók, amelyek a folyó völgyben komoly méretű tavakat duzzasztottak fel. A jeges duzzasztás átszakadása kapcsán pedig a fent említett extrém vízhozamok fellépte már egyáltalán nem zárható ki!

2.5. Alföldi medernyomok: az alföldi folyók laterális vándorlása

Régi térképeket nézve azonnal szembeötlik, hogy az Alföld szinte egész területe (a homokdűnékkel takart nyírségi és kiskunsági vidéket leszámítva) medernyomokkal, ősi folyók hagyatékaival tarkított. Ezek elemzésével Cholnoky (1910) arra a következtetésre jutott, hogy a medernyomok oldalirányban elvándorló, és a süllyedő területet így folyamatosan feltöltő folyók maradványai. Mike (1975) szerint az alföldi folyók oldalirányú vándorlása a síkság tektonikus eredetű megbillenésének következménye.

A pleisztocén végén az Alföld folyóhálózata a maitól meglehetősen eltérő képet mutatott. A Felső-Tisza, a Szamos és a Kraszna vízrendszerének folyói az Alföld keleti peremén, az Érmellék és a mai Ér és Berettyó vízfolyások vonala mentén lefolyva a nyírségi homokhátat keleti irányból kerülték meg (Sümeghy, 1944). Az Ős-Zagyva, Ős-Sajó, Ős-Bodrog, és feltehetően az Ung és a Latorca vize is az Alföldre kijutva kb. észak-déli irányban, a mai Közép-Tiszánál lényegesen kisebb együttes vízhozammal folytak, és az Ős-Tiszával külön-külön egyesültek a mai Nyírbátortól nagyjából a Körös jelenlegi torkolatáig (Sümeghy, 1955; Borsi, 1989; Gábris, 1998).

A vízrendszer akkori és mai képe között ez a legjelentősebb különbség. Máig nem tisztázott a Tisza mai, a csap-záhonyi kanyar felé fordulásának az oka²², e váltás idejét Gábris (1998) a pleisztocén végére teszi.

A mai Nagykunság területén olyan közepes méretű meandernyomok találhatók, amelyek semmiképp sem magyarázhatók a Tisza valamely fattyúágának ősmédrével, ugyanakkor kisebbek a mai Közép-Tisza meandereinél. Ebből Sümeghi *et al.* (2000) arra a következtetésre jutnak, hogy az Ős-Bodrog és a Sajó vízrendszerének folyói ekkor még ott, a mai Tiszától keletre, a Hortobágy vonalán folytak le.

Jelentős folyóhálózat-szerkezeti változást említ Sümeghy (1944): a Délkelet-Alföld üledékösszleteinek vizsgálatából arra a következtetésre jut, hogy az Erdélyi-Maros megjelenése a

²¹ Az angol szakirodalomban ennek *Baltic Ice Lake*, a kiterjedt német irodalomban pedig a kifejezőbb *Baltischer Eisstauee* az elnevezése.

²² A Tisza e medervándorlásának okai lehetnek: erőteljes süllyedés az új alvízi szakaszon, a folyó völgy tektonikai eredetű megbillenése, kaptura, ill. esetleg jégelolvadás vagy jégtorlasz-áttörés keltette katasztrofális vízhozam.

Dél-Alföldön viszonylag új jelenség, a pleisztocén elején a mai felső- és középső Maros-medence vizei északi irányban, a mai Szamos mentén folytak le, és ez időben a mai Maros helyén érkező vízfolyás (Alföldi-Maros) lényegesen alacsonyabb vízhozamú volt és hordalékanyaga és - mennyisége is eltért a későbbi Erdélyi-Marosétól. Sümegei *et al.* (1999) a kardoskúti Fehér-tó vizsgálatával támasztják alá ezt a hipotézist.

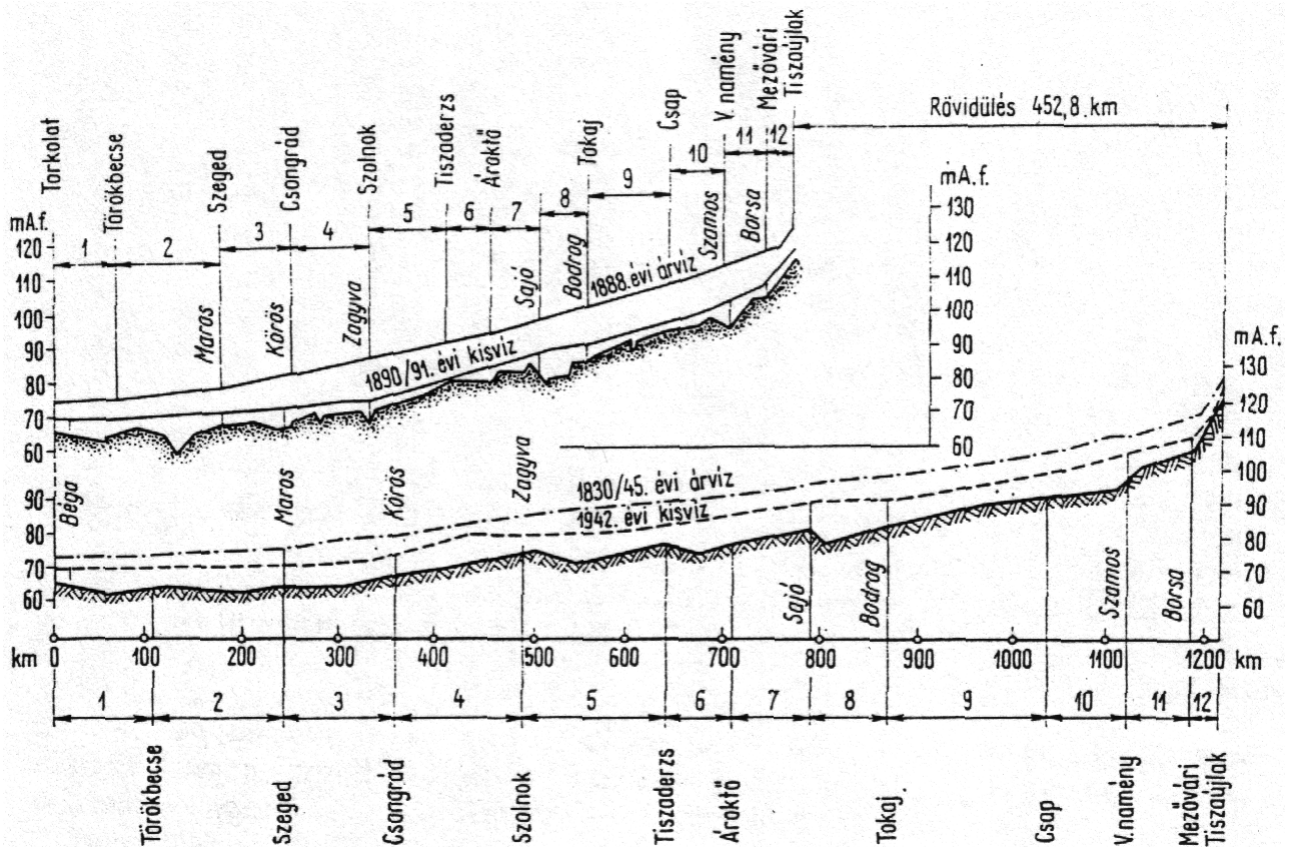
2.6. A Tisza hidrológiai jellemzői és szabályozása

A Tisza hossz-szelvénye (Bogdánfy, 1906; Lászlóffy, 1982) nagyjából megfelel a kiegyenlített (Dury, 1966) formának. A Felső-Tisza két ágának, a Fehér- és a Fekete-Tiszának a forrása 1520 és 1275 méterrel van a tengerszint felett (Kárpáti, 1915), maga a folyó a fenti két ág összefolyásától, Rahótól (446 m tszf.) viseli a Tisza nevet (II-7. ábra).

A szűk, bevágódó folyóvölgy Nagybocksó-Máramarossziget (290 m tszf.) között szélesedik ki, és a Visó torkolata alatt a Tisza a torkolatáig alluviális, a saját hordalékanyagán folyik. Jobbról a Talabor, a Tarac és a Nagyg vizének felvétele után Huszt alatt az Avas és a Nagyszőlősi-hegység közötti királyházi kapun (140 m tszf.) lép ki az Alföldre. Az alluviális szakasz Királyháza felett fonatos, alatta Tiszabecsig a fonatos és meanderező típus közötti átmenetet képező vándorló (*wandering*) formát veszi fel (I-6. ábra).



II-7. ábra. A Fekete- (balról) és a Fehér-Tisza (jobbról) összefolyása Rahó felett (a szerző felvétele).



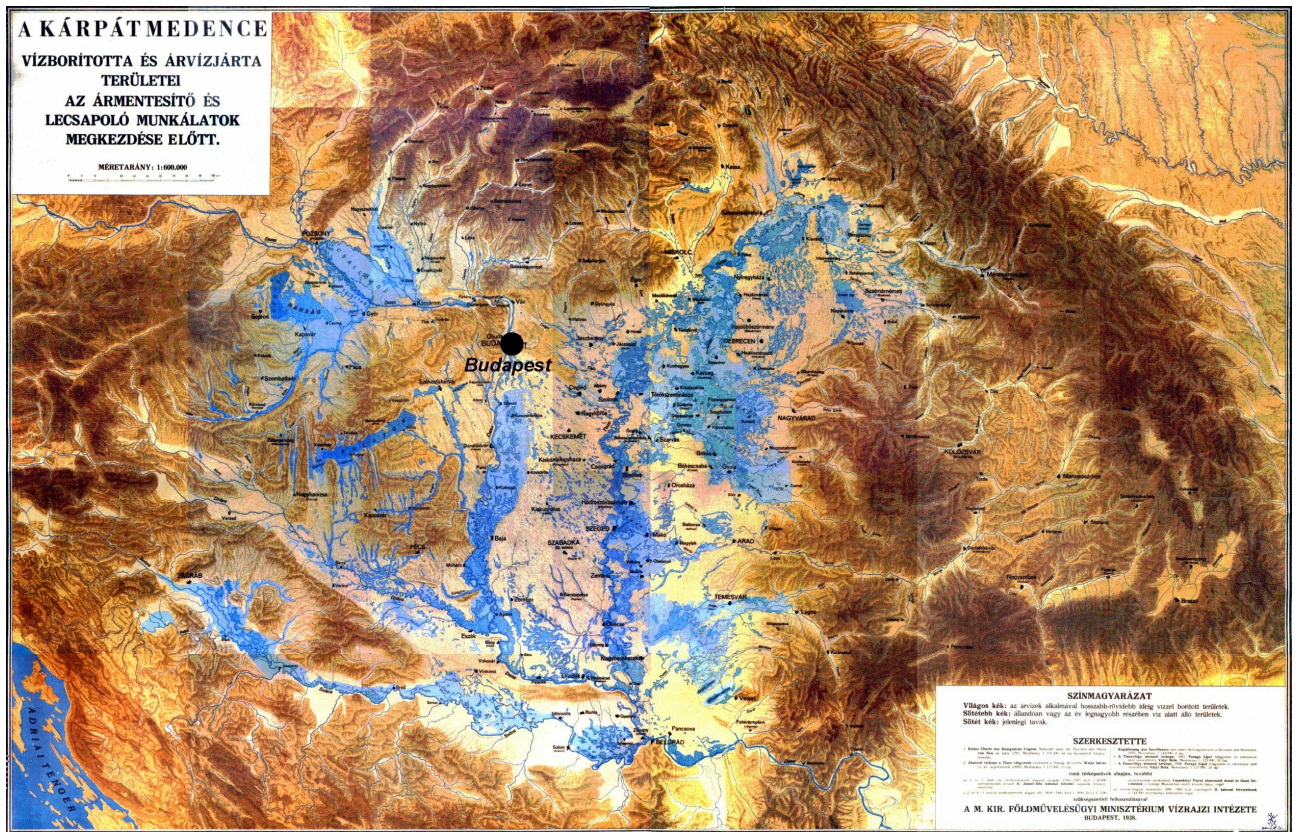
II-8. ábra. A Tisza alföldi, meanderező szakaszának hossz-szelvénye, alul a szabályozás előtti, felül az azt követő állapot (Bogdánfy, 1906, nyomán közli Lászlóffy, 1982).

Tiszabecstől (a II-8. ábrán Tiszaújfaloktól) a torkolatig a Tisza meanderező folyó (I-3. ábra). Tiszabecsnél a lejtése még kb. 1 m/km, ez Vásárosnaménynál (Szamos-torkolat) 10 cm/km, Záhonyánál 8 cm/km, Tokaj (Bodrog-torkolat) alatt jellemzően 6 cm/km vagy ennél is kevesebb. Természetes (szabályozás előtti) mederlejtése ennél is alacsonyabb, a Közép-Tiszán 4,4 cm/km (Somogyi, 1967; Lászlóffy, 1982), Szeged és a torkolat között pedig még ennél is kevesebb volt.

A Tisza alluviális szakaszának hossz-szelvénye (II-8. ábra). szabályos, az alvíz felé fokozatosan csökkenő lejtésű, megfelel a Dury (1966) által kiegyenlítettnek (*graded*) nevezett szelvényformának. A Polgár feletti kisebb, illetve az alvízi oldalon meredekebb lejtést Lászlóffy (1982) a Sajó magas hordalékhozamával hozza kapcsolatba. Ettől a szakasztól eltekintve a kisvízi és árvízi vízszínesés egyenletesnek, ill. egyenletesen csökkenőnek mondható.

A Tisza vízjárása erősen változó, a felső szakaszon kifejezetten szeszélyes. A nagyvizek hozama az alsó szakaszon (Szeged) kb. hússzorosa, a középső szakaszon (Szolnok) harmincszorosa, míg a felső szakaszon (Tiszabecs) több mint százszorosa a kisvízinek.

A tiszai árvizek közül a legjellemzőbb tavaszi, hóolvadási árhullám általában a teljes folyószakaszt érinti. A nagyobb helyi csapadékaktivitás a vízgyűjtő kisebb részein komoly vízszintemelkedést okozhat (pl. az 1998 novemberi és 2001 márciusi árvíz) azonban az így lehulló



II-9. ábra. A Pannon-medence vízrajzi képe a vízrendezési munkákat megelőzően (FMVI, 1938). Az árvizek a világoskékkel jelölt területeket időszakosan, a sötétebbel jelölteket rendszeresen elöltötték.

víz mennyiség ritkán elegendő a teljes szakaszra kiterjedő árhullám kiváltásához (Tornay, 2001). Komoly árvizeket okozhat viszont az inkább a nyár elejére jellemző, elhúzódó, és a vízgyűjtő nagy részére kiterjedő intenzív záportevékenység (zöldár). Az alsó szakaszon a legmagasabb árvízszintet az elhúzódó hóolvadási árvíznek a zöldárral való összetalálkozása okozta 1970-ben (Breinich *et al.*, 1970; Andó, 1972)²³.

Különösen érdekes ebből a szempontból az, hogy az egyes mellékfolyók árhullámai milyen ütemezésben követik egymást (Vágás, 1974; Gauzer és Bartha, 2001). A mellékfolyókon jelentkező árhullám, amennyiben a Tiszán alacsonyabb vízszintet talál, még az ár „hátrálását” is kiválthatja (Vágás, 2000).

A Tisza, mivel az alföldi szakaszának téli átlaghőmérséklete fagyponthoz alacsony, évente biztosan zajlik, és legtöbbször be is fagy (Lászlóffy, 1982). Mivel a tavaszi enyhülés előbb jelentkezik az alvízi szakaszon, mint a vízgyűjtő magasabb, tél végén még hóval borított területein, ezért a rendszeres befagyás ellenére is alacsony a jeges árvizek kockázata (Kovács és Szei, 1974).

²³ Emellett ugyancsak veszélyes árvízi szcenárió, amikor a vízgyűjtő hegyvidéki részén a hirtelen enyhülés meleg esővel érkezik, felolvasztva az esetleges extrém hó mennyiséget. A rendkívüli árvizek kialakulásához vezető európai időjárási helyzeteket részletesen leírja Starkel (2001).

A vízrendezési munkákat megelőzően a Tisza éves, vagy évente többszöri árhulláma az alacsony árteret rendszeresen, a magas árteret pedig időközönként elöntötte. Az 2.1. pontban leírt geodinamikai eredetű folyamatos, de térben eltérő ütemű süllyedés miatt a környezetüknél mélyebbre kerülő területek elöntése gyakoribbá vált, az elöntés során a medret elhagyó víz hordalékanyaga szinte teljes egészében lerakódott az ártéren, ezáltal tartva lépést a süllyedéssel.

A szabályozási munkák előtt a Tisza és mellékfolyói az Alföldön kb. 20000 km² területet öntöttek el rendszeresen vagy időszakosan (II-9. ábra). A vízrendezés elsődleges célja e területek nagy részének ármentesítése, és az árvizek gyors és biztonságos levezetésének megoldása volt. A Tisza és a mellékfolyók szabályozásának fő eszköze a túlfajlett meanderívek levágása és az ártér töltésekkel való lehatárolása volt. A továbbiakban a vízügyi gyakorlatnak megfelelően az ártérnek a folyómeder és az árvízvédelmi töltés közötti részét *hullámtérként*, míg a töltéseken túli területeit *mentett oldalként* említem.

A szabályozási munkák műszaki alapját a Mikoviny Sámuel- Huszár Mátyás-, Lányi Sámuel- és Vásárhelyi Pál-féle térképezések (Huszár, 1823; Vásárhelyi, 1827; térkép-reprodukciók: Sugár, 1989; Papp-Váry és Hrenkó, 1990)²⁴ jelentették. A folyószabályozásokat rendszeresen az alsó szakasz felől célszerű megkezdeni²⁵, azonban a gazdasági körülmények, mindenekelőtt a törvény folyományaként létrejött vízrendezési társulatok pénzügyi erőkülönbsége miatt a munka ténylegesen Tiszadob térségében kezdődött meg először (Ihrig *et al.*, 1973).

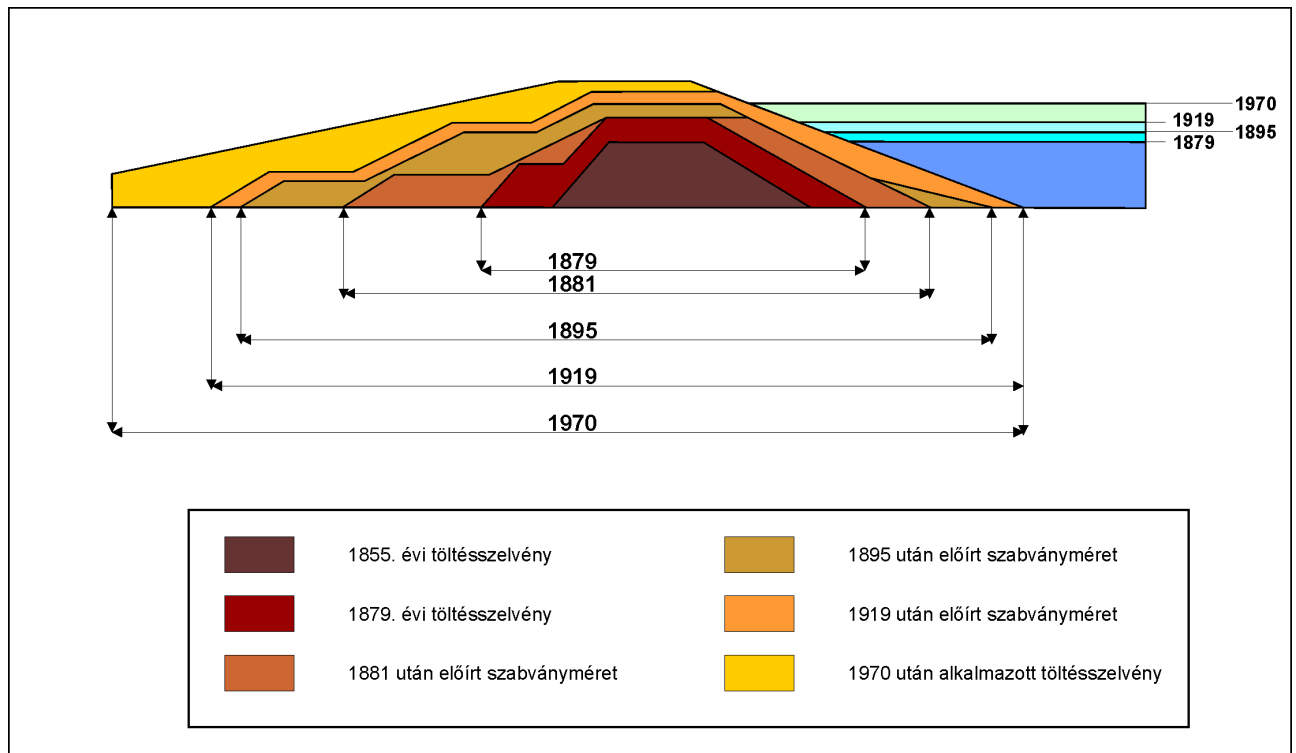
Vásárhelyi koncepciója az volt, hogy a szabályozás utáni kisvízi és a nagyvízi meder szélesség-mélység aránya egyforma legyen, ezáltal feltételezte, hogy a hordalékszállítás egyensúlya a vízszint változása mellett is megmarad (lásd még Kvassay, 1899). Ezért viszonylag keskenyebb hullámteret, emellett számos kanyarátvágást tervezett. A tervek véleményezésére felkért olasz Pietro Paleocapa ezzel szemben szélesebb hullámteret és a folyómeder futásába csak kevesebb beavatkozást javasolt (Paleocapa, 1846). A meder futásirányát illetően nagyrészt Paleocapa²⁶, míg a hullámtér szélességének meghatározásában Vásárhelyi elképzelései érvényesültek (Cholnoky, 1929).

A vízrendezési munkák a XIX. század második felében és a XX. század első harmadában folyamatosan tartottak. A kanyarátvágásokat vezérárkok mélyítésével kezdték, a part anyagától függően a folyó ezeket hol kimélyítette a saját medrévé, hol további, esetleg többszöri szélesítéssel kellett az árkot mederré alakítani (Sümegegy, 1947). A kanyarátvágások következtében a folyó

²⁴ Összefoglaló leírásukat lásd Deák (1996).

²⁵ Ellenkező esetben a már szabályozott felvízi szakaszból gyorsan lefolyó vizek a szabályozatlan szakasz határára érve nem tudnak gyorsan továbbfolyni. Érdekes példáját nyújtja e jelenségnek a Visztula, amely az I. világháború előtt 3 ország, az Osztrák-Magyar Monarchia, Oroszország és Németország területét érintette. A szabályozott Monarchia-beli és a (gyakorlatilag azóta is) szabályozatlan orosz szakasz határától lefele emiatt a nagy mennyiségben érkező és szétterülő hordalék fonatos folyóalakot alakított ki, amely ez esetben teljesen mesterséges (Starkel, 1983).

²⁶ Vásárhelyi elképzeléseinek jó példáját adja a Tiszadob-Sajó torkolat közötti teljesen egyenes szakasz, amely az eredeti, kanyargós Tisza-medret (ma a Takta és a Sajó folyik benne) hosszú szakaszon teljesen levágja.



II-10. ábra. A Közép-Tiszavidék mértékadó árvízszintjei és szabványos gátkeresztmetszévényei (Ihrig et al., 1973; Lászlóffy, 1982).

hossza az alföldi szakaszon mintegy 37%-kal csökkent, az egyes szakaszokon nagyjából egyenletes mértékben. A szabályozás a Tisza teljes alföldi szakaszára kiterjed, az utolsó mentesített terület 1930-ban a dél-borsodi öblözet volt (Ihrig *et al.*, 1973).

A keskeny hullámtéren korábban sosem látott magasságban vonultak le az árvizek (a folyamat elemzését lásd Bogdánfy, 1916). A legmagasabb vízszint (LNV) fokozatos emelkedése egyre nagyobb próbára tette a gátakat, emiatt szükségessé vált a gátak keresztmetszetének ismételt növelése (II-10. ábra) és helyenként a gátak áthelyezése is, elsősorban a hullámtéri szűkületek felszámolása érdekében. A szegedi árvízkatasztrófa (1879. március) után hozott törvény (Kovácsy és Kvassay, 1886) már kimondta, hogy a hullámtér minimális szélessége 760 méter legyen (Kvassay, 1907), ennek ellenére a mai napig vannak 3-400 méteres szűkületek (Lászlóffy, 1982).

A keskeny hullámtér másik érdekes és már középtávon veszélyes következménye az ártér gátak közötti részének gyors feliszapolódása. A jelenségre már Cholnoky (1936-37) felhívta a figyelmet a kínai Jangce példáját bemutatva, ahol a gátépítések után több száz évvel a folyómeder már méterekkel a mentett oldal fölé emelkedett. Hasonló, jól leírt jelenséget mutat Európában a Pó (Benini *et al.*, 1979). A Tisza esetében a hullámtéri feliszapolódás mértéke helyenként a több métert is elérheti (Schweitzer, 2001; Nagy *et al.*, 2001) – vagyis a gát menti hullámtér helyenként érdemben a mentett oldali térszín fölé emelkedik. A feliszapolódás mindazonáltal elsősorban a hullámtérnek a folyóhoz közelebbi részén jelentkezik a 2.5. pontban leírtaknak megfelelően (I-17.

ábra). A hullámterek feliszapolódása pl. a Közép-Tisza egyes szakaszainak árvízi átbocsátóképességét akár 100-200 m³/s-mal is csökkentheti (Kovács és Váriné, 2001). A feliszapolódás mértéke még jelentősebb a Felső-Tiszának a hordalékkúpra eső, eredetileg azt oldalirányban vándorolva építő szakaszán.

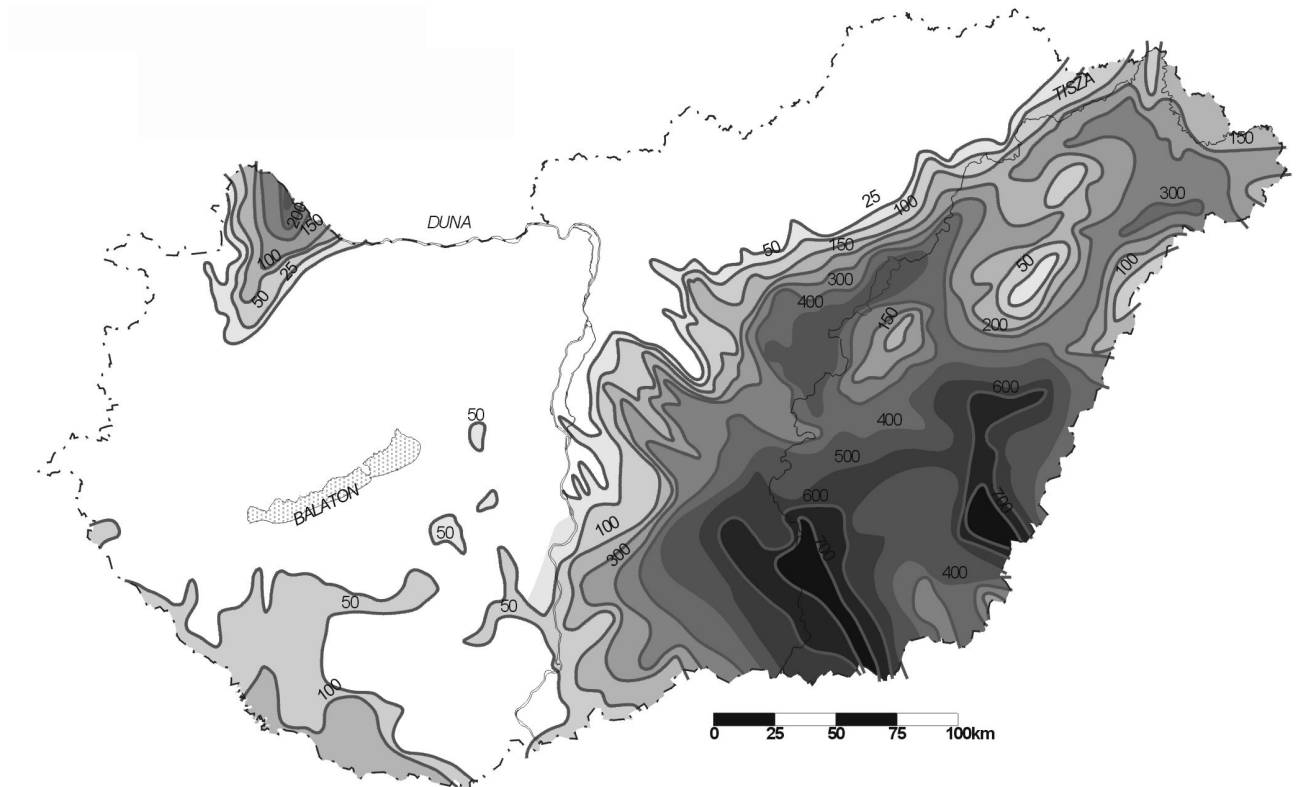
Az 1999-es és 2000-es hóolvadási árvizek levonulása részben az említett feliszapolódás, részben az értekezés 5. fejezetében részletezett hossz-szelvényi torzulások miatt lényegesen eltért az 1970-estől, és azonos vízhozam mellett a korábbi LNV-t 1 méterrel is meghaladó vízállásokat eredményezett (Szlávik, 2000; Tornay, 2001). Mivel a gátak további magasítása az elhárítandó víznyomás további emelkedése miatt nem jöhet szóba, a tiszai folyószabályozás koncepciójának részbeni megváltoztatása vált szükségessé, ami a „Vásárhelyi-Terv Továbbfejlesztése” (VTT) nevet viseli (KVM-VITUKI, 2001). E koncepció szerint az Alföldön, nagyrészt a tiszai hullámtérrel érintkező mentett oldali területeken síkvidéki árvíz tározókat (szükség tározókat) kell kialakítani, amelyek egyesített befogadóképessége minimum 1,5 milliárd köbméter (majdnem 1 Balatonnyi) víz kell legyen. A tározók szabályozott megnyitásának az 1999-2000-eshez hasonló árhullámok csúcsvízszintjét 1 méterrel kell tudnia csökkenteni. A szükség tározók helyének kijelölése megtörtént, a tározóterek jövőbeli gazdasági hasznosításának és tulajdonviszonyainak politikai rendezése után az építés megindul (Korm. 2255/2000). A tározók elhelyezésének néhány szempontjára és azok kritikai elemzésére az 5. fejezetben térek ki.

2.7. Süllyedési anomáliák az Alföldön a negyedidőszakban és a legutóbbi évtizedekben

A földtani-földrajzi bevezető végén röviden tekintsük át az Alföld területére jellemző, a 2.1. pontban említett kompressziós eredetű süllyedés (Horváth és Cloetingh, 1996) területi eloszlását és mértékét, továbbá a jelenlegi süllyedés sebességét és lehetséges okait.

Az Alföld negyedkori süllyedéséről a következő forrásokból szerezhetünk információkat:

- öslénytani vizsgálatok (Kretzoi és Krolopp, 1972);
- fúrások alapján történő szediment-sztratigráfiai vizsgálatok (pl. Sümeghy, 1944; Rónai, 1972, 1977, 1985; Nádor *et al.*, 2001);
- fúrások alapján végzett magnetosztratigráfiai vizsgálatok (Rónai, 1985);
- a vízgyűjtőterületen az adott időszakban bekövetkezett összes lepusztulás és az üledéktranszport vizsgálata (Kuhlemann, 2000);
- a kvarter üledékek vastagságának eloszlása (Franyó, 1992; a Felső-Bodroghöz adatait lásd Vaškovský, 1977), illetve

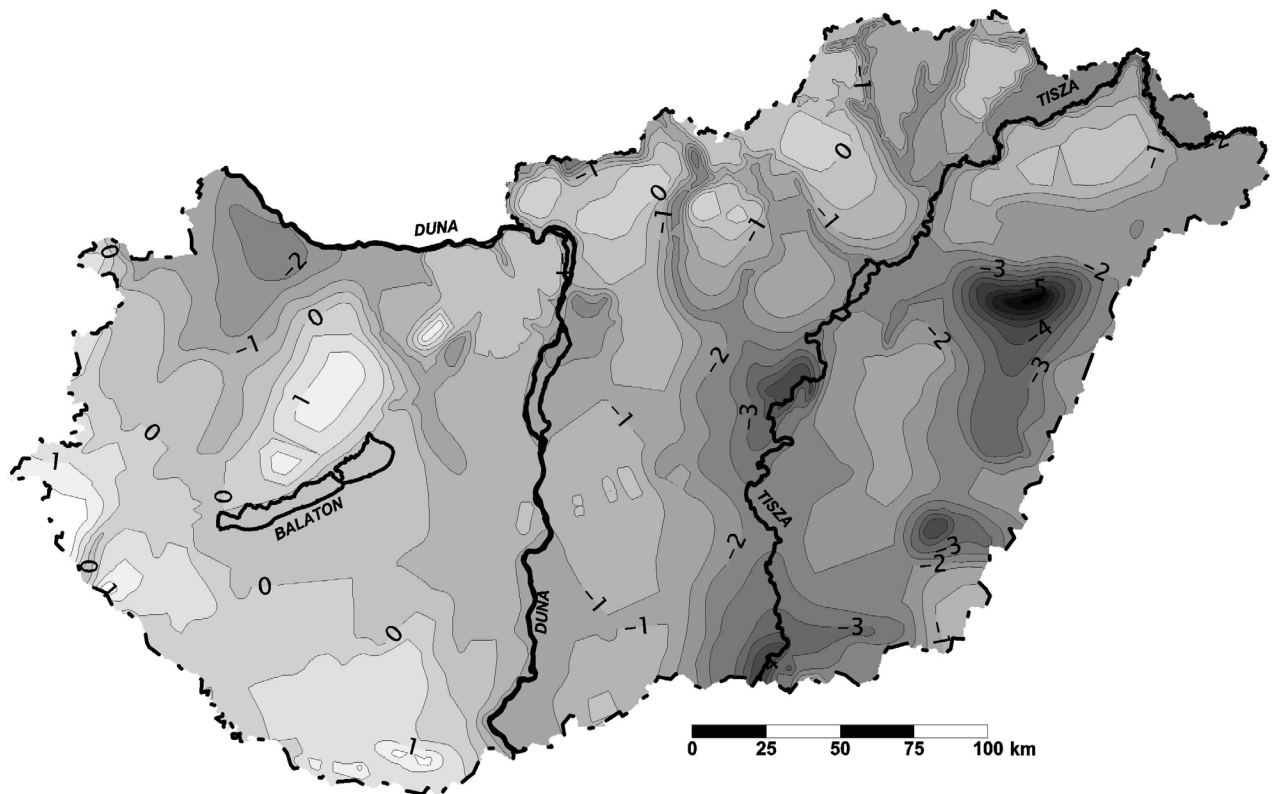


II-11. ábra. Negyedidőszaki üledékek vastagsága Magyarországon (Franyó, 1992).

- a jelenlegi vertikális mozgások vizsgálata
 - hagyományos geodéziai módszerekkel (Bendefy, 1958; Joó, 1992, 1996, 1998),
 - űrgeodéziai módszerekkel (a Pannon-térségre lásd Fejes és Pešec, 2000; Grenczy *et al.*, 2000) és
 - radar-interferometriás távérzékeléssel (Ferretti *et al.*, 2000).

A fentiek közül a legátfogóbb képet a negyedidőszaki üledékek vastagságának eloszlása (II-11. ábra) mutatja. A Franyó (1992) által közölt adatok megbízhatóságával kapcsolatban el kell mondani, a harmad- és negyedidőszaki rétegek elkülönítése máig nyitott vita témája, (nemzetközi összefoglalását lásd Partridge, 1997). Az térképen bemutatott adatok használhatóságát mindenképp növeli, hogy esetünkben néhány fúrásból (Vésztő, Dévaványa) jó magnetosztatigráfiai kontroll áll rendelkezésre (Rónai, 1985). Megjegyzendő, hogy az alföldi pliocén-kvarter határt gyakran a tavi és folyóvízi üledékek határához kötik, a tavi környezet szárazföldivé válása azonban a területen nem azonos időpontban történt (Kázmér, 1990).

Nem könnyű megbecsülni, hogy adott negyedidőszaki rétegvastagsághoz az adott területen mekkora összesített felszínsüllyedés, és ebből következően mekkora átlagos negyedidőszaki süllyedési ráta tartozik – az üledéktömörödés (kompakció) miatt bizonyosan több, mintha az



II-12. ábra. A földfelszín recens magassági szintváltozásai Magyarországon, Joó (1992, 1996, 1998) adatai alapján, 1950 és 1980 körül elvégzett, ismételt szintezési eredmények szerint, mm/év egységekben. A pozitív értékek kiemelkedést, a negatívak süllyedést jelentenek.

üledékvastagságot elosztanánk a kvarter időtartamával. Dövényi (1994) felállít egy kompációs modellt, ennek alapján azt a nagyon durva becslést tehetjük meg, hogy az Alföld legnagyobb kvarter üledékvastagságú területeinek átlagos negyedidőszaki felszínsüllyedési üteme mintegy 1 mm/év értékre tehető.

Vizsgálataim szempontjából kiemelendő szerkezetek a következők:

- a Tisza a kvarterben leggyorsabban süllyedő területeken folyik keresztül; mindazonáltal a maximális süllyedési tengely nyugati oldalán;
- a közép- és alsó-tiszai süllyedési centrumot egy lassabban süllyedő, északkelet-délnyugati csapású zóna választja el, amely helyileg egybeesik a Csontos *et al.* (1992), Bada (1999) és Lőrincz *et al.* (2002) által leírt közép-magyarországi deformációs zóna (MHSZ, lásd 2.1. pont) déli oldalával.

A kvarter vastagságból becsülhető süllyedési ütemet a jelenlegi felszínsüllyedés mértéke lényegesen meghaladja. Ismételt geodéziai-szintezési mérések alapján már Bendefy (1958) felhívta a figyelmet az Alföld egyes területeinek gyors süllyedésére. Joó (1992) a geodéziai szolgálat által 1950 körül és 1980 körül elvégzett szabatos szintezések eredményeinek összevetésével elkészítette

Magyarország jelenlegi vertikális mozgásainak térképét²⁷. Későbbi műveiben (Joó, 1996, 1998) az alföldi süllyedési centrumokat egybevetette geofizikai mérések eredményeivel is. Adatai alapján az Alföldön négy jelenlegi fő süllyedési centrum található: Debrecen (6,7 mm/év), Szolnok (4,3 mm/év), emellett Szeged és Békéscsaba 3,5-4 mm/év értékekkel²⁸. Érdekes, hogy a közép-magyarországi deformációs zóna déli oldalán ebben az adatrendszerben is megjelenik egy kisebb süllyedésű zóna (Tiszakécske, 1,3 mm/év). Az adatokat térkép formájában a II-12. ábrán mutatom be.

Joó (1992) jelenlegi felszínsüllyedési adatai olyan mértékben meghaladják a Franyó (1992) térképe és Dövényi (1994) kompakciós modellje alapján becsülhető átlagos kvarter süllyedési ütemet, hogy arra a következtetésre kell jutni: a jelenlegi süllyedés lényegesen felülmúlja a negyedidőszakban fellépő átlagos értéket. A majdnem nagyságrendnyi különbség azt a lehetőséget is kizárja, hogy esetleg a negyedkorban is felléptek ilyen extrém értékek, de az átlagsüllyedés mégis kisebb volt²⁹. A jelenlegi gyors felszínsüllyedés okait máshol kell keresnünk.

A XIX-XX. század fordulója óta egyre gyorsuló ütemben az rétegvíz (artézi víz) kiemelése járult hozzá a vízrendezések és a növekvő mezőgazdasági termelés bázisán növekvő népesség ivóvízellátásához (Cholnoky, 1929). A XX. század közepétől folyamatosan zajlik az alföldi szénhidrogén-telepek kitermelése is. A jelenlegi gyors felszínsüllyedés okát tehát a rétegvíz- és kisebb részben a szénhidrogén-kitermelés által kiváltott, indukált kompakcióban lehet megtalálni. Ezt támasztja alá az a fenti megállapítás is, hogy pl. a közép-magyarországi deformációs zóna menti kis süllyedésű terület a jelenlegi, indukált süllyedési képen is megjelenik.

Mínt hogy az 5. fejezetben az imént leírt gyors és térben egyenetlen felszínsüllyedésnek az árvízi biztonságra gyakorolt negatív hatásait elemzem, meg kell említeni, hogy az indukált kompakció a folyószabályozások idején még nem lépett fel, ezért azt a tervezés során nem is lehetett figyelembe venni. Ma azonban más a helyzet: a VTT tervezésekor erre a folyamatra is gondolni kell!

²⁷ A vizsgálatba bevonta a közép-európai térség országainak hasonló adatait, így a térképsorozat az egész régió adatait tartalmazza.

²⁸ A nagy pontosságú GPS-mérések több éve folyó programja (Fejes és Pešec, 2000; Grenczy *et al.*, 2000) ma 1 mm/év határpontosságot biztosít és a közeljövőben új geodinamikai adatbázist hoz létre.

²⁹ Az is ellentmond ennek, hogy ez esetben időnként az erózióbázishoz képest *emelkedésnek* is történnie kellett volna, viszont az alföldi fűrésokban erre utaló eróziós diszkordanciafelszínt sehol nem találtak.

3. A TISZA-VIDÉK TERMÉSZETES KÖRNYEZETI ÁLLAPOTA ÉS A FOLYÓ EREDETI MEDERMORFOLÓGIÁJA

„A térkép, drága Betty, az országok fehéreneműje”

(„Az angol, aki dombra ment föl, de hegyről jött le” c. filmből)

A Tisza mai medre, a folyót kísérő ártéri síkság mai képe teljesen eltér az eredeti, szabályozás előtti környezeti állapottól. Amennyiben akár a a meder morfológiai jellemzőit, akár a folyó környezetének jellemzőit szeretnénk bevonni neotektonikai vagy más jellegű változások kutatásába, úgy a vízrendezések előtti, ún. utolsó természetes állapotot kell vizsgálnunk. Ennek az állapotnak a megrajzolásához a régi térképek, a légifényképek és űrfelvételek, ill. a folyó környezetét bemutató digitális domborzati modellek együttes alkalmazása kínál lehetőséget.

A felsorolt eltérő adatrendszerek együttes alkalmazása térinformatikai rendszer(ek) (GIS) alkalmazását, és az adatok egységes rendszerbe konvertálhatóságának igényét veti fel. A fejezetben áttekintem a felsorolt adatok térinformatikai felhasználhatóságának sajátosságait, az adatbázisba történő integrálás során felvetődő problémákat és azok megoldását.

3.1. A Tisza és környéke szabályozás előtti állapota régi térképeken

A Tisza-vidék utolsó természetes állapotának vizsgálatában a korabeli térképek nyújtják a legközvetlenebb megközelítést. Lázár deák térképén, ill. az azt még geodéziai és komolyabb térképészeti alapok nélkül követő XVI-XVIII. századi térképeken már nyomozhatók a tiszai alföld környezeti viszonyai, elsősorban az állandóan, ill. az év egy részében víz alatt levő területek, mocsarak (III-1. ábra), emellett azonban a folyóhoz közeli, az ármentes szintet elérő természetes kiemelkedések is kutathatók a már akkor is lakott folyóparti települések segítségével.



III-1. ábra. Részlet Magyarország 1760-ból származó térképéről. Figyeljük meg a kiterjedt tiszántúli mocsárvilág ábrázolását: még ilyen felbontás mellett is feltűnő, hogy a Tisza a lápvidék nyugati peremén fut.

Dolgozatomban a Habsburg-monarchia első két katonai felmérésének térképeit vontam be a vizsgálatba, e pontban ezek ismertetésére térek ki. Nem részletezem az említett művek térképtörténeti leírását, megadom viszont a térképek térinformatikai alkalmazásának módszereit. A térképtörténet jó összefoglalását adja az első felmérésről Borbély és Nagy (1932), Strenk (1985), Vagács (1999) és Varga (2000a), míg a második felmérésről Hofstätter (1989), Jankó (2001), Strenk és Varga (1986), illetve Varga (2002). Tekintve, hogy az említett régi térképek egymástól és a modern térképektől is különböző geodéziai és vetületi alapon állnak (ha ugyan az első felmérés esetén egyáltalán lehet ilyenről beszélni), az egységes térinformatikai alkalmazás a közös geodéziai és vetületi alapra illesztést jelenti.

Már előljáróban meg kell említsem, hogy a medermorfológiai vizsgálatok elvégzéséhez nem szükséges a teljesen pontos vetületi illeszkedés, sőt bizonyos analízisekhez, pl. a kanyarfejltség-vizsgálathoz akár a 200 méternyi (tehát Tisza-szélességnyi!) vízszintes hibájú illesztés is megfelelő lehet, amennyiben ez nem jár a folyóalak eltorzításával.

Az első katonai felmérés

Az első vagy jozefiánus³⁰ felmérést a korabeli Magyarország területén 1763-87 között végezték el. A térképmű 1:28800³¹ méretarányú szelvényeken ábrázolja a felmért területet, az egyes térképlapok térképi tartalmának fizikai mérete 63,21 x 42,14 cm², terepi mérete 18206,2 x 12137,5 m² (Vagács, 1999).

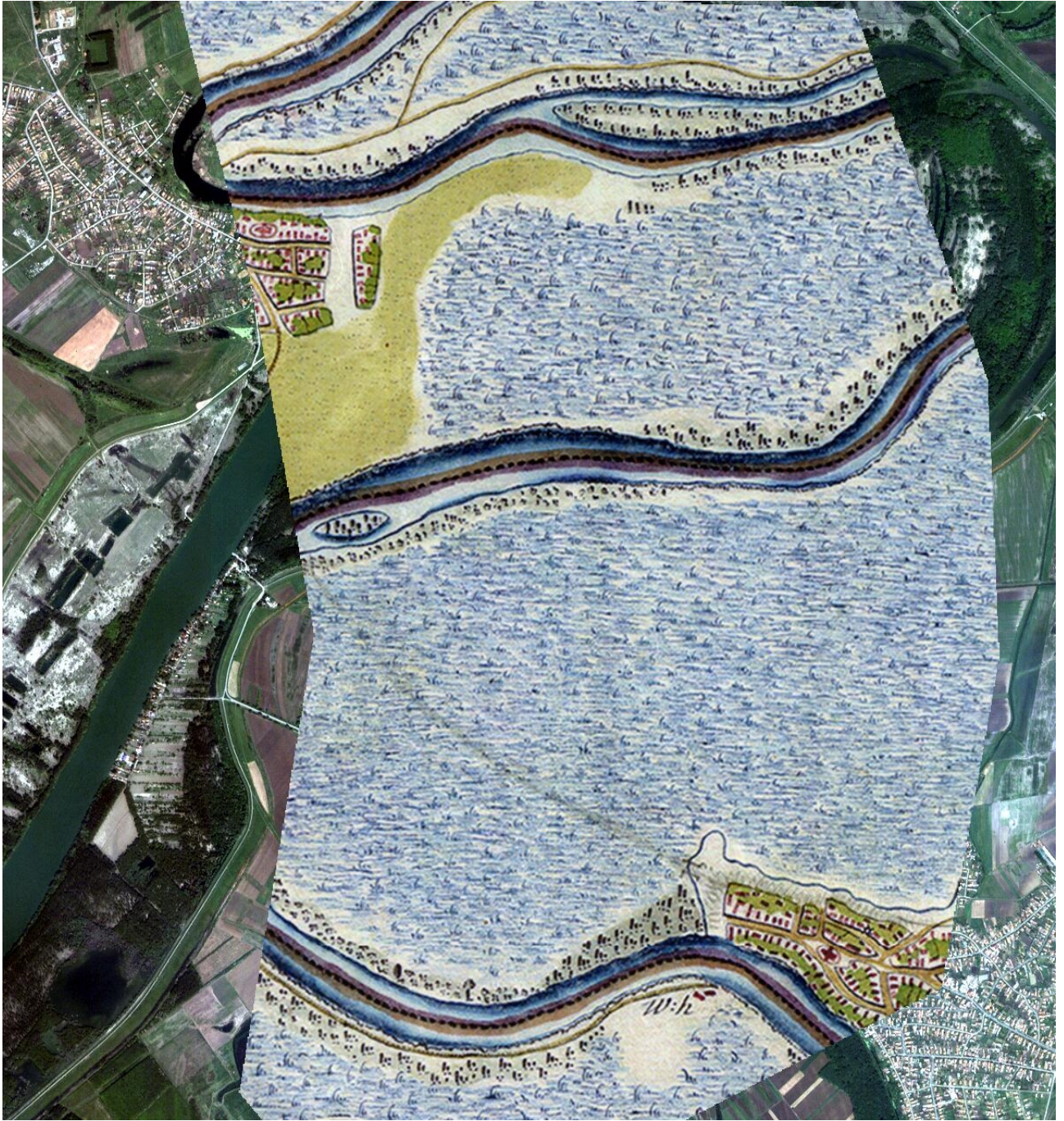
Bár a felmérés készítését megelőzően, illetve azzal egyidőben már történtek geodéziai-háromszögelési munkálatok Magyarországon (Homoródi, 1953), a térképmű készítése során ezeket nem használták fel (Bod, 1982). Ennek a ténynek az ismeretében különösen szép teljesítménynek kell tartanunk, hogy az I. felmérés térképei bizonyos pontossággal, Vagács (1999) szerint maximum 200 méter eltéréssel illeszkednek egymáshoz, és a térképi tartalom szelvényhatár-menti elcsúszása sem haladja meg ezt az értéket.

A geodéziai alap hiányából következően a térképműhöz szabatos vetület nem rendelhető. Strenk (1985) felveti, hogy a térképezési utasítás – amely feltehetően megegyezett az ugyanakkor, illetve kicsit korábban végzett Cassini-féle francia felmérésével – közelítően Cassini-Soldner³² vetületű térképhez vezet.

³⁰A felmérést II. József császár és király (1780-1790) rendelte el, ezért az osztrák szakirodalomban *Josephinische Landesaufnahme* néven említik.

³¹A térkép eredeti méretarány-megjelölése szerint 1 bécsi hüvelyk (2,634 cm) aránylik 400 bécsi ölhöz (1,89648 m), így a számított dimenziótlan méretarány valóban 1:28800.

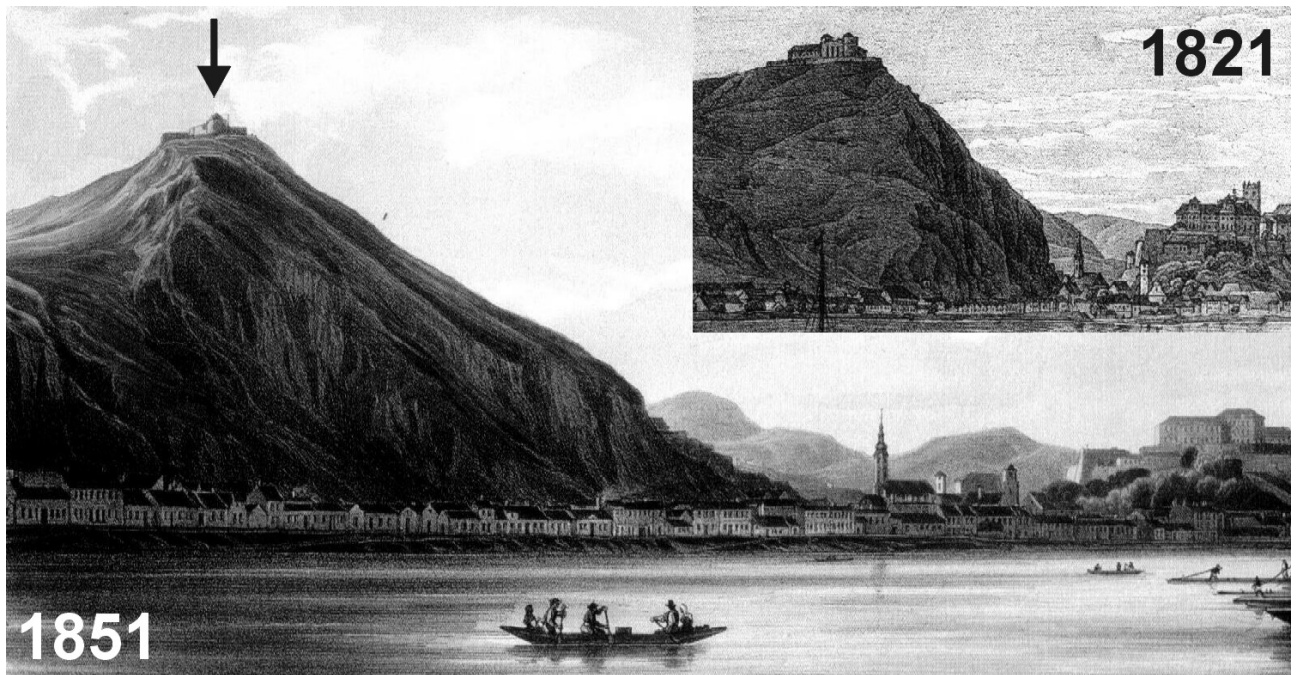
³²A Cassini-Soldner vetület az ún. Soldner-koordináták (ld. pl. Varga, 2000b) síkkoordinátaként értelmezését jelenti. A magyar térképtörténeti munkákban, némiképp pontatlanul, sokszor *négyszögletes hengervetület*ként említik.



III-2. ábra. Az I. katonai felmérés tiszacsegei (Col. XXII, Sect. XVII.) szelvénye egy kivágatának illeszkedése EOJ-vetületbe átmintavett 4 x 4 m² felbontású Ikonos űrfelvételhez. Az illesztés maximális elvi hibája 200 méter, a konkrét esetben viszont 40 méter alatti!

A fentiek folyományaként a térképek illesztése modern és szabatosnak tekinthető vetületi rendszerekhez (pl. EOJ, Gauss-Krüger vagy UTM) csak illesztőpontok segítségével lehetséges. A gyakorlatban a megfelelő számú illesztőpont kiválasztásához célszerű lehet több, pl. 2 x 2 szelvény együttes geokódolása.

Egy, az első felmérésből származó szelvény illesztési eredményét mutatja a III-2. ábra.



III-3. ábra. Jakob Alt két metszete Budáról, két időpontban. A metszeteken látszik, hogy bár a gellérthegyi csillagda Buda 1849-es ostromakor elpusztult, de a nyíllal jelzett keleti torony ezután is állt (Homoródi, 1953, szerint egészen 1867-ig), tehát a második felmérés geodéziai munkái alatt végig látható volt (a reprodukciókat közli: Gönczi és Winkelmayer, 2002).

A második katonai felmérés

A második, vagy franciskánus³³ felmérést a korabeli Magyarország területén 1819-1869 között végezték el (Jankó, 2001), azonban megemlítendő, hogy a térképmű geodéziai alapját jelentő háromszögelési és számítási munkák végrehajtási utasítása 1810-ből datálódik, a háromszögelési munkálatokat pedig 1806-1861 között végezték el (Homoródi, 1953). A térképmű többféle méretarányban készült, a korabeli környezeti állapot legjobban a felmérési szelvényeken látható, míg a folyók morfológiai elemzése az általános térképlapok tartalma alapján is elvégezhető. A felmérési szelvényeken ábrázolt terület mérete és térképi méretaránya megegyezik az első felmérés térképeivel, míg az általános térképek 3 x 3 felmérési szelvény tartalmát ábrázolják, összesen 54618,6 x 36412,5 m² terepi kiterjedéssel és 1:144000 méretarányal.

A felmérés a korabeli technológiának megfelelő geodéziai alapon, háromszögelési hálózat felhasználásával készült. A *háromszögelési hálózat* kezdőpontja³⁴ 1821-től a gellérthegyi csillagda keleti tornyának tengelye volt (Homoródi, 1953; Bod, 1982; III-3. ábra). Abban, hogy a háromszögelés, és az alappontok kitűzése milyen ellipszoidon történt, a fellelt szakirodalmi adatok

³³ A felmérést az elvégzésére 1806. április 2-án kiadott kabinetparancsa nyomán I. Ferenc (1806-1835) császár után nevezik így (az osztrák szakirodalomban *Franzische Landesaufnahme* néven), bár a térképezési munka I. Ferdinánd (1835-1848) és I. Ferenc József (1848-1916) uralkodása alatt is folytatódott.

³⁴ Bár ebben a fejezetben erre kitérek, már itt meg kell említenem, hogy a vizsgált területen a térképmű *vetületi középpontja* (a bécsi Stephansdom) ezzel nem esik egybe.

(az előbb említettekén túl pl. Mugnier, 1999) ellentmondanak. A jelen vizsgálatban Bod (1982) adatait fogadom el, aki leírja, hogy a háromszögelési utasítás 1845-ben véglegesített adatai szerint az alapfelület egy, a Zách-ellipszoid lapultságával és az Oriani-ellipszoid nagytengelyével jellemzett ellipszoid, és a korábban felvett adatokat ebbe a rendszerbe átszámították.

Amennyiben a térképeket földi-terepi illesztőpontok keresése nélkül szeretnénk térinformatikai rendszerbe illeszteni, úgy meg kell határozzuk az alapfelület (dátum) transzformációs paramétereit (Biró, 1990; összefoglaló jellegű leírást lásd Timár *et al.*, 2002), és a térkép vetületét illetve szelvényezését is.

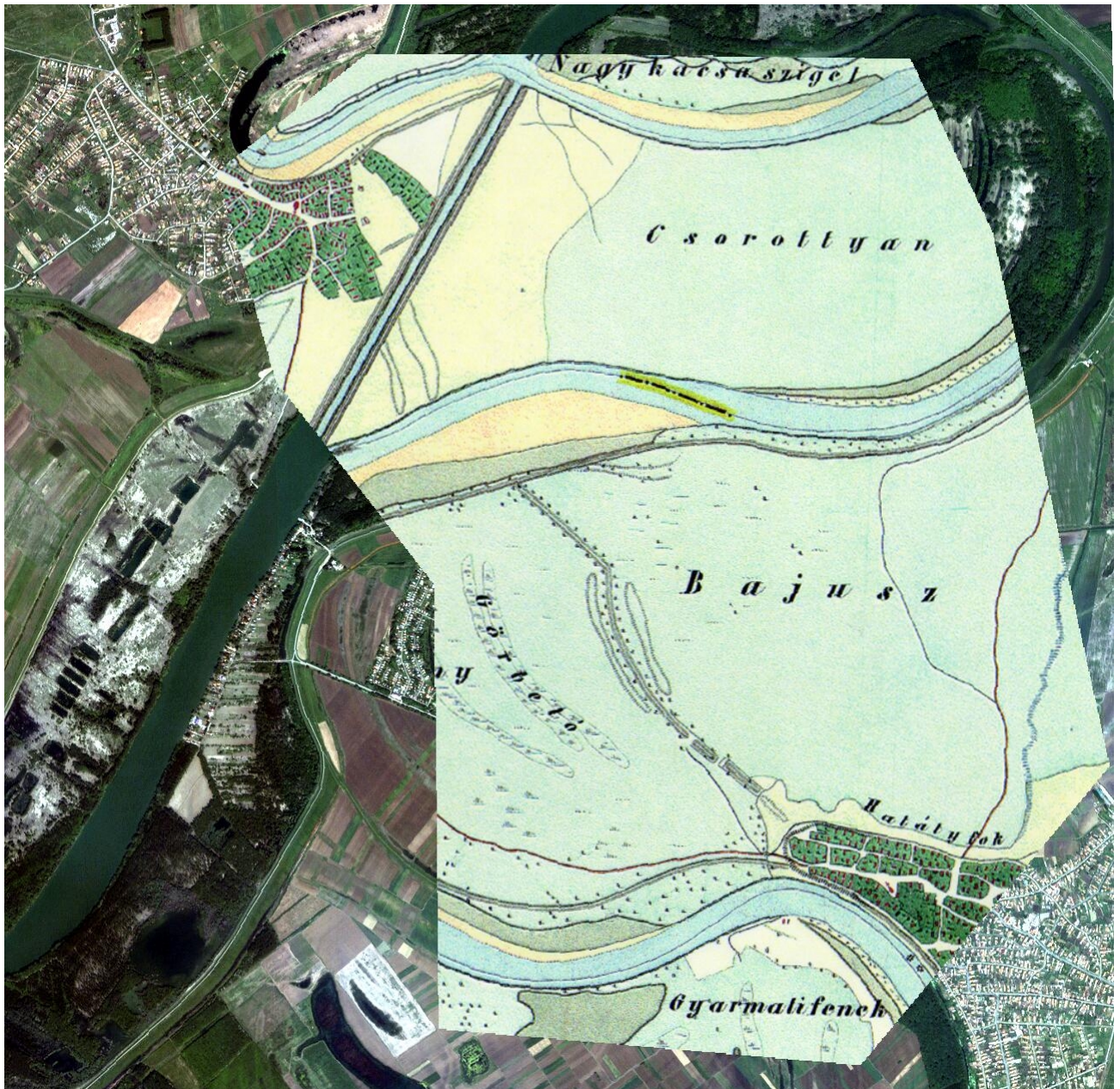
A térkép geodéziai dátumát Mugnier (1999) Vienna-1806 néven megemlíti ugyan (a jelen értekezésben én a Buda-1821 nevet fogom használni, utalva a geodéziai kezdőpontra és a tényleges helymeghatározás időpontjára³⁵), de más vonatkoztatási rendszerekhez, így pl. a WGS84-hez (DMA, 1986) viszonyított paramétereit az irodalomban nem ismertek. Az I. Mellékletben megadom e paraméterek kiszámítását, azonban meg kell jegyezni, hogy részben a hálózat valószínű kiegyenlítetlensége, részben pedig az alkalmazott vetület pontatlanságai (Varga, 2002), ill. a kezdőpont alapfelületi koordinátaiban tapasztalható ellentmondások (Homoródi, 1953) miatt az automatikus átszámítás akár 200 méter hibával is terhelt lehet. Strenk és Varga (1986) szerint a kiegyenlítést kísérletező módon (empirikusan) végezték, ami semmiképp nem tekinthető szabatos eljárásnak. Emiatt a függővonalelhajlás helyi változásai érdemi (több szögmásodperces, vagyis akár 100 métert is meghaladó) vízszintes torzulásokat eredményezhetnek a térképi tartományban.

A térkép vetületét többen, pl. Mugnier (1999) illetve Jankó (2001) Cassini-Soldner vetületként adja meg. Varga (2002) szerint azonban

“a háromszögelési pontok síkkoordinátáit úgy számították, hogy a pontokat a kezdőpontból kiinduló sokszögvonalakba foglalták, azután a síkhosszakból és az azimutokból számították az oldalak meridián irányú és arra merőleges összetevőinek hosszát. Ezeknek az összegzésével nyerték az egyes pontok *M*-mel (*Meridiane*) és *P*-vel (*Perpendickel*) jelölt síkkoordinátáit. Mivel a hosszakat minden irányban redukció nélkül vitték át a síkra, az ábrázolásnak ez a módja nem tekinthető Cassini-féle vetületnek és nem is egyértelmű, mert a különböző útvonalakon számított koordináták között igen jelentős ellentmondások adódtak. Egy 600 km hosszú geodéziai vonal bizonytalansága kerekén 1 km volt.”

A fentiek miatt jelentkezik a térképek helyenként 200 métert is elérő torzulási hibájának nagy része. Mugnier (1999) szerint a vetületi középpont, a bécsi Stephansdom koordinátái az alapfelületen: $\Phi=48^{\circ} 12' 34''$; $\Lambda_F=34^{\circ} 02' 15''$ (Ferrotól; lásd az I. Mellékletet). A korabeli Magyarország területén a II. felmérés összesen három vetületi középponttal készült el; Erdélyben

³⁵ Annyiban a Mugnier (1999)-féle elnevezésének is van alapja, hogy a Gellérthegy alapfelületi koordinátáit geodéziai úton valóban a bécsi Stephansdom koordinátáiból vezették le (Homoródi, 1953).



III-4. ábra. A II. katonai felmérés tiszacsegei (Sect. 48, Colonne XL.) szelvénye egy kivágatának illeszkedése EOJ-vetületbe átmintavett $4 \times 4 \text{ m}^2$ felbontású Ikonos űrfelvételhez. Az illesztés maximális elvi hibája az alföldi területeken 80-100 méter, a konkrét esetben viszont 30 méter alatti.

vízaknai (Mugnier, 2001), a korábbi Temesi Bánság, tehát a történeti Torontál, Temes és Krassó-Szörény vármegyék területén gellérthegyi, minden más helyen bécsi középponttal. A mai Magyarország területén a kicsiny csonka-Torontált leszámítva mindenütt a bécsi Stephansdom volt a vetületi középpont.

A térképrendszer, így a felmérési és általános térképek szelvényezése a Jankó (2001) által közölt térképek alapján azonosítható: a bécsi középpont az általános térképeken a C-5 szelvénynek,

míg a felmérési térképeken a 44. sor 21. oszlopában³⁶ levő szelvénynek a geometriai középpontja. Ennek alapján bármely, szelvénytárazással ellátott térképlap keretének Cassini-Soldner koordinátái a térképlap méretének felhasználásával kiszámíthatók. Arra figyelemmel kell lenni, hogy az általános térképeken nincs "J" oszlop; az "I"-t a "K"-oszlop követi. Ily módon a térkép sarokponti koordinátáit megkapva, a sarkokat használhatjuk földi illesztőpontként. A sarokpontok közül az északkeleti (jobb felső) sarok általában jól definiált, azonban a másolt és reprodukált térképek bal oldali és alsó szegélye korábbi hajtogatások miatt nem egyértelmű. Ezért alkalmazható a szkennelt térkép felső szegélyvonalának a rastersorokkal párhuzamos helyzetbe hozásán, majd a szkennelt kép felbontásának ismeretében a pixelek valódi méretének meghatározásán alapuló geokódolás is.

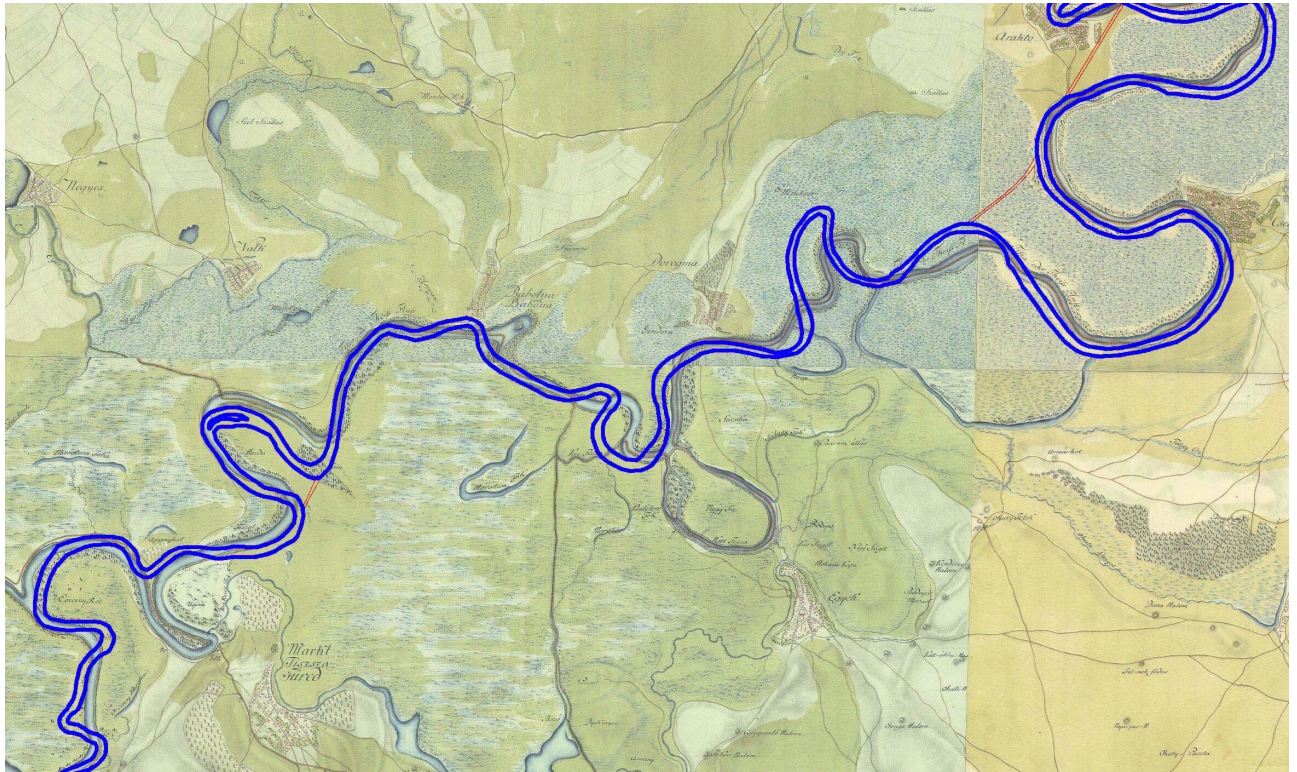
Érdemes megemlíteni, hogy kisebb területek, főleg a felmérési térképek darabjai az automatikus illesztés után pontosabban is illeszthetők egy, és csak egy tényleges, pontosan definiálható földi illesztőpont segítségével. A II. felmérés egy szelvényének illesztésére mutat példát a III-4. ábra.

Megemlíthető, hogy a későbbi, már komolyabb geodéziai alappal készülő térképművek és térképrendszerek tisztán vetületi-alapfelületi bázison történő illesztése a modern térképekhez lényegesen pontosabban megoldható, viszont a Tisza szabályozása ezen térképek készítésekor már nagyrészt befejeződött, így a térképi tartalom a természetes mederállapot megjelenítésére már nem alkalmazható.

Természetesen a térinformatikai alkalmazás kapcsán felvetődik a kérdés, hogy az adatokat milyen közös térképi koordináta- ill. vetületi rendszerbe integráljuk. Ahol erre szükség volt, ott közös rendszerként az EOV-t (Egységes Országos Vetület; MÉM OFTH, 1975) használtam. Az EOV, és geodéziai alapfelülete, a HD-72 (Hungarian Datum 1972) a térinformatikai rendszerekben általában, így az általam használt ER Mapper[®] szoftverben sem volt paraméterezve. Az ER Mapper[®]-ben szükséges paraméterek kiszámításáról a részletek megtalálhatók Busics (1996), Timár *et al.* (2002) illetve Molnár és Timár (2002) dolgozataiban. A kanyarfejltségi vizsgálatokat vetületi konverzió nélkül a II. felmérés térképeinek Cassini-Soldner vetületében digitalizált medervonal-adatbázison végeztem, kihasználva azt a tényt, hogy a vetületi torzítás a középmeridiántól ilyen távolságra sem haladja meg az 1:1000-et (Snyder, 1987), tehát a medermorfológiai számításokat érdemben nem befolyásolja.

Az értekezésben leírt vizsgálat szempontjából a vázolt régi térképek alkalmazása a Tisza szabályozás előtti, természetes mederállapotának felvázolása miatt jelentős. Ez teremti meg a lehetőséget a 4. fejezetben részletezett medermorfológiai elemzéshez. A mai térképi koordináta-rendszerekhez illesztett térkép segítségével lehetségessé válik a szabályozás előtti Tisza-meder

³⁶ Térképi megírása szerint: "Sectio 44 Colonne XXI".



III-5. ábra. A Tisza 1786-os medervonala Ároktő és Tiszafüred között az I. felmérés térképlapjain (háttérkép) és a II. felmérés térképeiről digitalizált 1859-es medervonal (kék vonalpár) közös koordináta-rendszerben. Jól megfigyelhető a Tisza medrének szabályozás előtti, természetes változása.

digitalizálása (Timár, 2003; II. Melléklet) és egyéb adatbázisokkal történő közös, integrált alkalmazása. Bár az értekezésben erre részletesen nem térek ki, az első és második katonai felmérés térképeinek *együttes* használatával nemcsak a Tisza utolsó szabályozatlan állapotának, hanem az 1786-1850 közötti utolsó szabályozatlan medervándorlásának vizsgálata is lehetséges (III-5. ábra).

Érdeemes megjegyezni, hogy a vízügyi szakirodalomban több mű foglalkozik a Tisza mederváltozásaival (pl. Károlyi, 1960; Mike, 1991). E publikációk térképmellékletei 4 vízügyi felmérés (1838-42, 1890-91, 1929-30 és 1960) időpontjának mederállapotát tükrözik. A két katonai felmérés korának mederadatait ebbe az adatbázisba bevonva a vizsgálható időszak kezdete gyakorlatilag mintegy 60 évvel korábbra tolható.

3.2. A szabályozás előtti mederállapot nyomai űrfelvételeken

A terep aktuális, felvételtkori állapotának áttekintésére kitűnő lehetőséget kínálnak a légi- és űrfelvételek. Mivel a környezet aktuális állapota – a korkülönbséggel csökkenő mértékben – tartalmazza korábbi állapotának nyomait is, e felvételek megfelelő alkalmazása és értelmezése e nyomok feltárása által a környezetkutatás fontos segédeszköze.

Különösképpen igaz e megállapítás a folyómedrek és –ágak korábbi helyzetének megállapítására irányuló kutatás esetén. A folyómedrek helyzetének akár folytonos akár hirtelen változása esetén mindenképp megmaradnak a korábbi állapot nyomai. A Tisza középső és alsó szakaszához hasonló meanderező vízfolyások mesterséges vagy természetes módon levágott kanyarulatai sokáig vízzel, később mocsaras növényzettel borított felszínek maradnak, amelyek mindenképp elűnnek környezetüktől. A vizsgált területet bemutató légi- vagy űrfelvételen e medernyomok rendkívül árulkodóak (III-6. ábra).

Mindemellett általában is igaz, hogy az űrfelvételeken az eltérő vegetációjú területek jól elkülönülnek. Amennyiben az eltérő növényzettípus különböző környezeti körülményeket (eltérő vízellátás, különböző alapkőzet, más talaj) jeleznek, akkor az űrfelvételen ezek a különbségek jól nyomozhatók.

Az itt leírt vizsgálatok során légifelvételeket nem, csak digitális űrfelvételeket használtam, ezen belül a Tisza majdnem teljes magyarországi szakasza mentén alkalmaztam a Landsat-5 TM adatokat, illetve Tiszacsege környékén megvizsgáltam a Space Imaging® Ikonos 4 x 4 m²-es felbontású felvételek felhasználási lehetőségeit is a folyót kísérő ártér és jelenlegi hullámtér vizsgálatára, illetve a korábbi mederállapotok térképezésére.

A Landsat-5 TM-adatok (a II. Melléklet térképeinek háttere) pásztázó-letapogató technikával készült hétcsatornás digitális képek (részletesen lásd pl. Mather, 1989; Lillesand és Kiefer, 2000). A képek pixelmérete (felszíni felbontása) 30 x 30 m², a használt felvételek előzetes geometriai korrekciója eredményeképp azokat a NAD83 geodéziai dátumon értelmezett UTM vetületbe (a vizsgált terület elhelyezkedése alapján annak 34. zónájába) átmintavételezték.

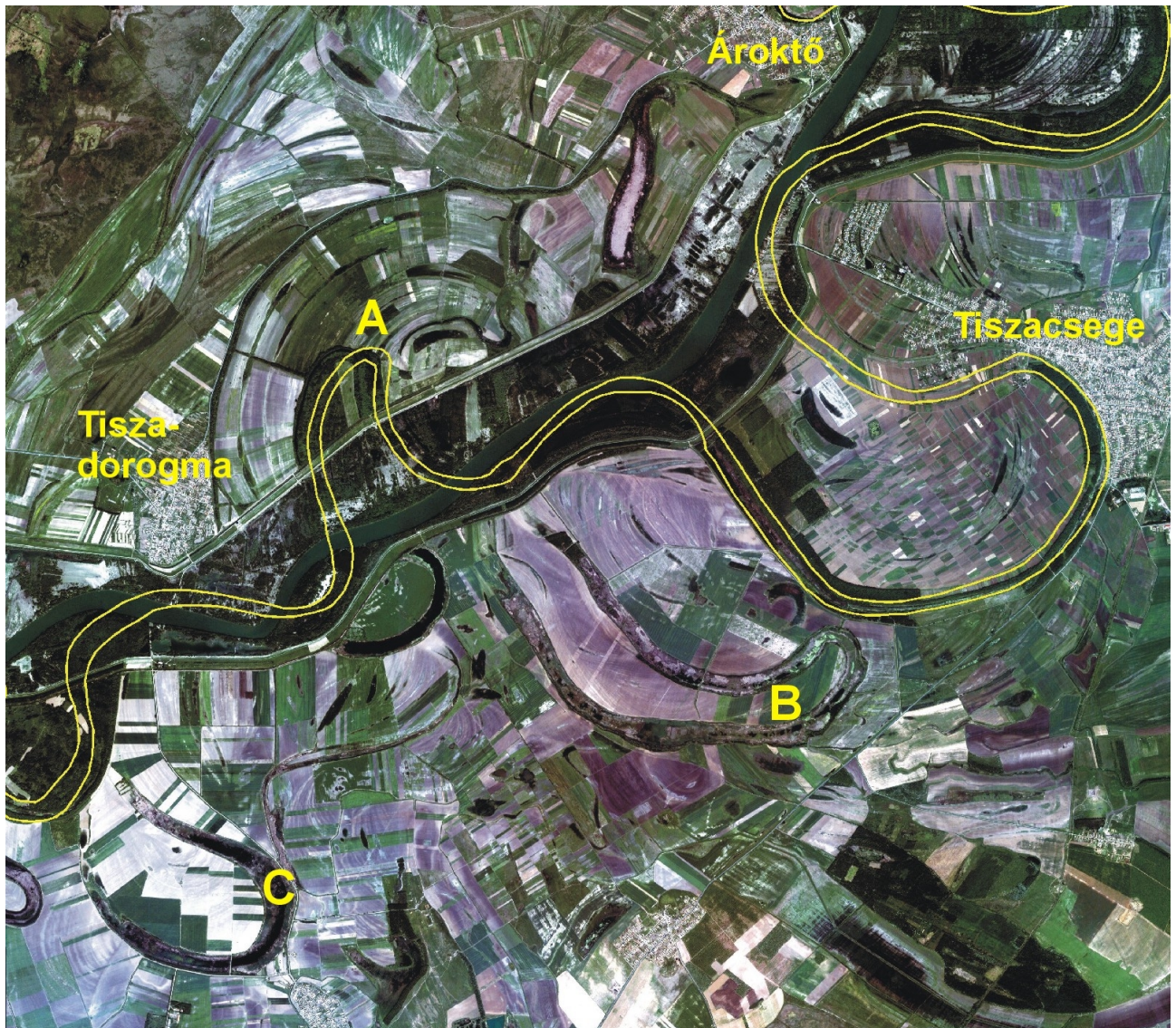
Az Ikonos-képek kétféle szín- és térbeli felbontásban készülnek: 1 x 1 m²-es felbontású egycsatornás („fekete-fehér”, azaz pánkromatikus) és 4 x 4 m²-es felbontású háromcsatornás („színes”, azaz multispektrális) változatban. A Tiszacsege környékét ábrázoló Ikonos kép az utóbbi változathoz tartozik, WGS84 geodéziai dátumon, UTM vetületben (III-6. ábra).

Összességében megállapítható, hogy az űrfelvételek alkalmasak

- a növényzetben megmutatkozó különbségek;
- a felvétel készítésének pillanatában a talajnedvességben mutatkozó különbségek illetve
- a területhasználat

bemutatására, azonban (a sztereo űrfelvétel-párokból származtatható digitális domborzati modellek esetét nem tekintve) kevésbé vagy egyáltalán nem alkalmasak a kis relatív magasságkülönbségű alföldi területek domborzatának vizsgálatára.

Amennyiben valamely alföldi domborzati elem (pl. egy feltöltött holtág) akár növényzetében, akár vízellátásában vagy területhasználatában eltér környezetétől, úgy űrfelvételen is felismerhető és azonosítható. Ha azonban, főleg a magas ártér vagy az ármentes szint régi medernyomai esetén



III-6. ábra. 4 x 4 m² felbontású Ikonos űrfelvétel Tiszacsege környékéről. A dupla sárga vonal a második katonai felmérés időpontjában térképezett Tisza-medret mutatja. Figyeljük meg a három megjelölt régi medernyomot: az „A” jelű morotva a szabályozás során keletkezett, észrevehető, hogy még a térképezés és a szabályozás közti rövid idő alatt is elmozdult. A „B” jelű holtmeder, bár az űrfelvételen jól látható, aktív korszaka a részletes térképezést megelőzően véget ért; a lefűződés datálása csak radiometrikus kormeghatározási eszközökkel tehető meg. A „C” jelű meder nem sokkal az I. felmérés előtt vágódott át, a korabeli térkép (III-5. ábra) épp a lefűződési helyzetet ábrázolja.

ilyen különbség nincs, a mintázat csak domborzati modellek bevonásával azonosítható és térképezhető.

3.3. A szabályozás előtti mederállapot nyomai digitális domborzati modelleken

Napjaink felszínvizsgáló módszereinek fontos eszközei a digitális domborzati modellek, amelyek egyre szélesebb körben érhetőek el, részben közepes, de egyre javuló felbontású globális, részben nemzeti fejlesztésű, nagyfelbontású formában. A globális modellek, így pl. a GTOPO30 (GLOBE Task Team, 1999) rasztermérete már kilométer alatti, míg a hazánkban kvázi-szabvánnyá vált DDM-10 (MH TÁTI, 1992) modell rasztermérete 10 méter. Ez a vízszintes felbontás már nemcsak a földrajzi-geomorfológiai kutatás, hanem sok esetben a mérnöki tervezőmunka számára is elegendő.

Meg kell azonban jegyezni, hogy az ebben a felbontásban készülő domborzati modellek (így pl. a fent említettek) általában nem alkalmasak az alföldi területek ábrázolására. Ennek oka abban keresendő, hogy míg a hegy- és dombvidékeken a tájra jellemző felszínformák nagy (pl. 10-20-50 méter) alapszintközű szintvonalas térképeken is megjelennek, addig az alföldek jellemző domborzati formái (folyami szintek és teraszok, homokbuckák) csak lényegesen kisebb alapszintköz mellett válnak láthatóvá, és még inkább igaz ez az elhagyott folyómedrek kimutathatóságára. A vízügyi tervezés sem elégedhet meg elnagyolt, gyenge vertikális felbontású terepmodellekkel. Az árvízvédelmi tervezés támogatására készülő domborzati modellek legalább fél méteres alapszintközű szintvonalak, vagy ennél is jobb függőleges meghatározottságú adatok alapján készülhetnek csak (Kolcsár, 2001).

E pontban áttekintem a szintvonalas térképekből származtatott domborzati modellek sajátosságait, különös figyelemmel a közel – de nem teljesen – sík területek sajátosságaira, és az ilyen modellek illusztrálásával mutatom be, hogy részletes felbontás mellett az Alföld felszíne mennyire tagolt.

A digitális terepmodell (DTM)³⁷ a valódi vagy képzetes felszín, mint kétdimenziós függvény modellje, generalizációja. Az eredeti felszínhez képest a DTM egyszerűsítéseket tartalmaz, ennek mértékét a modell később ismertetett pontossági paraméterei jelzik. A térinformatikából, illetve a számítástechnikából kölcsönzött szakkifejezéssel a DTM-ek lehetnek vektor- ill. raszter-bázisúak.

A vektor-bázisú ábrázolás azt jelenti, hogy felsoroljuk a vizsgált területre vonatkozó, diszkrét pontokon vagy vonalakon megjelenő ismereteinket. A DTM esetén ezek az ismeretek a kétdimenziós alapfelületeken megjelölt pontszerű vagy vonalszerű alakzatokhoz köthető magasságértékek. A pontok és vonalak közötti területek magasságát nem ismerjük, a modell azonban közelítő, interpolációs eljárás segítségével képes a vizsgált terület többi, nem jelölt pontjának magasságát is megbecsülni az ismert pontok adatai alapján, a mintavételi sűrűségből adódó leírási pontosság határain belül.

A raszter-bázisú ábrázolás lényege, hogy a vizsgált területet a síkot tökéletesen lefedő, azonos méretű idomokra, raszterekre osztjuk, és valamilyen módszerrel megbecsüljük, definiáljuk a hozzátartozó terepdarab magasságát³⁸. A számítógépes képi ábrázolhatóság követelménye folytán a raszterek alakja a fenti általános lehetőségén belül túlnyomórészt négyzet vagy téglalap.

Érdemes pár szót ejteni a kétfajta adatábrázolás nem-egyenértékűségéről, az egyikből a másikba, és vissza történő konverzió lehetőségéről. Bár képi megjelenítési szempontból a raszteres ábrázolás sokszor előnyösebb, mégis a vektoros modell információtartalma nagyobb. Ugyanarra a területre a meglévő vektoros állományból, egyértelmű interpolációs utasítással bármikor és bármilyen vízszintes felbontású raszteres modell számítható, ez utóbbiból az eredeti állomány már nem kapható vissza – hiszen a raszteres modell nem tartalmazza az ismert pontok helyét.

Ez utóbbi megfontolás ellenére a jelen dolgozatban a továbbiakban DTM néven a raszter-ábrázolású állományokat említem, és a képi megjeleníthetőség optimalizálására törekedve annak előállítását és alkalmazását mutatom be.

Székely (2001) a raszteres DTM-ek matematikai alakját a mintavételezés módjából következően az alábbi képlettel adja meg:

$$z_i(x_i, y_i) = \iint \delta(\zeta - x_i, \eta - y_i) f(x_i, y_i) d\xi d\eta \quad (5)$$

ahol $z(x,y)$ a valódi, modellezendő felszín, mint kétdimenziós függvény, $\delta(x,y)$ pedig a Dirac-delta disztribúció (funkcionál).

A raszteres DTM-ek előállítása a következő adatok bázisán történhet:

- az eredeti szintezési adatok;
- az ezekből származtatott szintvonalas térképek;
- sztereo légi- vagy űrfelvétel-párok, ill.
- radarképek (Prati és Rocca, 1994).

Ha a képpárokból ill. radarképekből származtatott DTM-ektől az adatok nehéz hozzáférhetősége miatt eltekintünk, kétségtelen, hogy az első lehetőség kínálja a legjobb eredményeket. Szomorú tény azonban, hogy ezen adatok az esetek túlnyomó részében nem állnak rendelkezésre³⁹. Jelenleg a gyakorlatban a DTM-ek készítése túlnyomórészt szintvonalas térképek szintvonalainak manuális, félautomatikus vagy automatikus digitalizálásán alapul.

³⁷ A magyar szakirodalomban emellett a digitális domborzati modell (DDM) kifejezés is elterjedt. Az angol szaknyelv leginkább a *digital elevation model* (DEM) szakkifejezést és rövidítést használja, de használatban van a *digital terrain model* (DTM) szakkifejezés is.

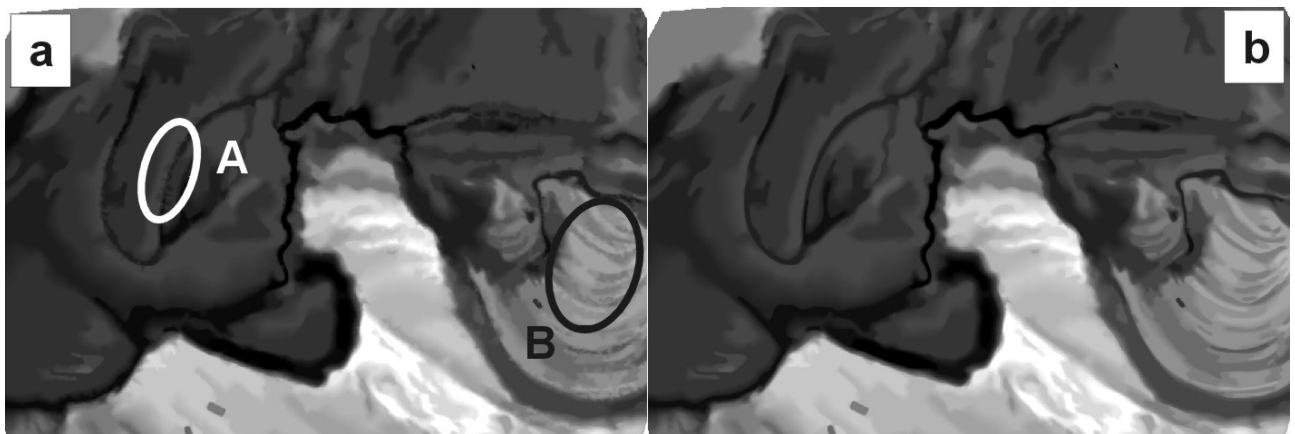
³⁸ Ez általában a raszter geometriai középpontjának mért vagy levezetett magassága, speciális alkalmazások azonban ettől eltérő kiválasztást is szükségessé tehetnek. Így pl. a mobiltelefon-cellák tervezésekor használt DTM esetén (PKI, 1992), a takarás, árnyékolás szempontjából legrosszabb eset modellezésének elvét követve a raszterhez az azon belül előforduló *maximális* terepmagasságot rendelik, függetlenül e legmagasabb pont raszteren belüli helyétől.

³⁹ Az eredeti szintezési anyagok vagy elvesztek vagy nem férhetők hozzá, esetleg az elérhető szintvonalas térkép domborzatrajza maga is sztereo légifényképpárok alapján készült.

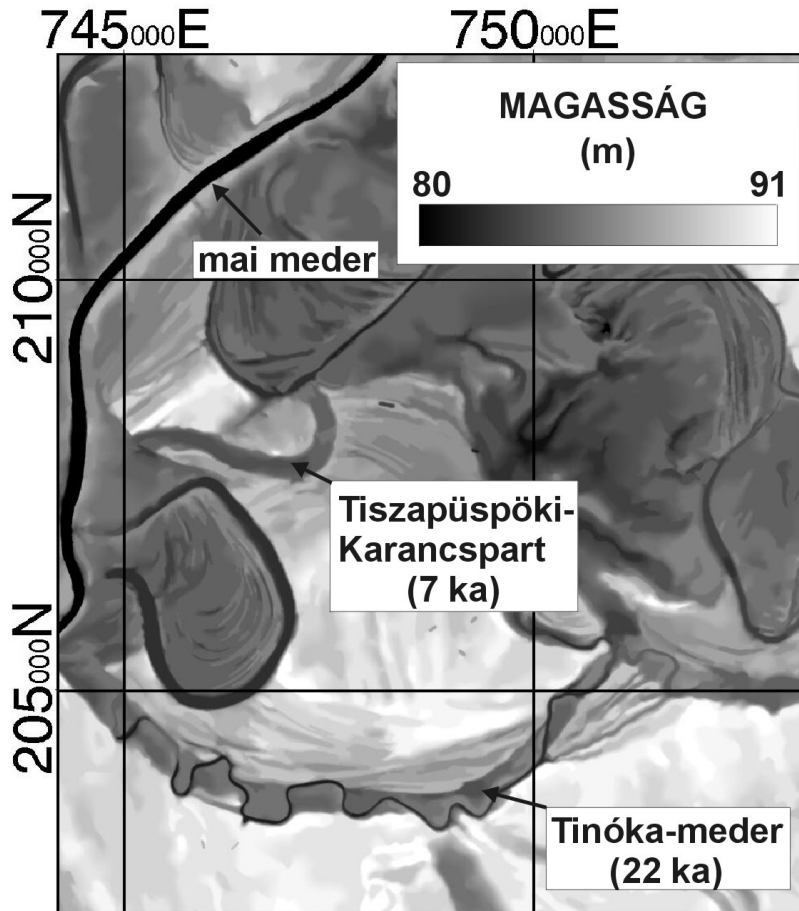
Ebben az esetben a digitalizálás során a szintvonalakat követve, azokat általában töröttvonalaként képezzük le. A töréspontokból képezett pontsokaságra háromszöghálót (TIN – *Triangulation Irregular Network*; Voronoi, 1908) illetve, a létrejött háromszögek sarokpontjait képező töréspontok magassági adatai alapján azok tetszőleges pontjának magassága interpolációval megbecsülhető.

A térbeli információt a töröttvonal töréspontjai, illetve a valamilyen módon hozzárendelt magasság adják. A töréspontok tehát két vízszintes koordinátával és magassági adattal rendelkeznek, eképpen az eredeti szintezési adatok modelljét képezik. Ez az újabb modellezés további eltéréseket eredményez a valóságtól, részben mert a szintvonalak maguk is származtatott alakzatok, részben pedig, mert ily módon a magassági mintáink csak diszkrét, a szintvonalak magasságának megfelelő értékeket vehetnek fel. Ennek hatása azonnal jelentkezik a szintvonalakból származtatott DTM hisztogramjában: a bezáródó, további objektumokat be nem kerítő szintvonalakon belül, illetve a gerincvonalak végén sok olyan háromszög is megjelenik, amelynek a három csúcsához azonos magasságértéket rendelünk, ezért a nekik megfelelő terület modellje vízszintes sík lesz. Ez okozza a hisztogramon a szintvonalak magasságához tartozó kerek értékek gyakoribb előfordulása miatti tüskéket.

Gyakori kérdés, hogy „mi a domborzati modell méretaránya?” Bár technikai értelemben ennek nincs értelme, hiszen egy raszteres adatállomány nagyítása-kicsinyítése bármilyen méretarányt eredményezhet, valahogyan mégis jellemeznünk kell a raszteres DTM-ek adatsűrűségét, felbontását és megbízhatóságát.



III-7. ábra. Teljesen azonos szintvonal-adatbázis alapján készült domborzati modellek az 57-214. sz. EOTR-térképszelvény adatbázisán. Az (a) ábra a digitalizálás során egymástól túl távol elhelyezett töréspontok hatására előálló ún. „halszálka”-hibákat mutatja, elsősorban az „A” jelű medernyom mentén és a „B”-vel jelölt övzátony-sorozatban. A (b) ábrán látható, hogy az automatikus töréspontsűrítés hatására a hiba megszűnik.



III-8. ábra

Ősi medernyomok Tiszapüspöki környékén, digitális domborzati modellen. A számok az aktív folyómeder-időszak végét jelentik, a jelentől számított ezer években (Timár *et al.*, 2001, alapján)

Vetület: EOV

Ezen tulajdonságokat részben épp a DTM alapjául szolgáló térkép adatai adják meg, és itt már van értelme a méretaránynak – mármint, hogy ez az alaptérkép milyen méretarányú. Ez utal arra, hogy a szintvonalak mennyire pontosan futnak ott, ahová az eredeti szintezési adatok alapján számították őket, és a digitalizálás során elkerülhetetlen manuális hibák a térképen hány méteres eltérést eredményeznek, ilymódon az adatok megbízhatóságát jellemzik. Fontos paraméter a használt alapszintköz is. 10 méteres alapszintközű DTM (mint pl. a DDM-10) teljesen használhatatlan az alföldi területeken, de az sem mindegy, hogy 1 m vagy 0,5 m alapszintközt használunk. Általánosságban pedig azt mondhatjuk, hogy az alapszintközt meghaladó magassági eltérések a leképezett terület egy pontján sem fordulhatnak elő.

A fentiekén kívül a DTM-et a raszterméret jellemzi. Ez határozza meg, hogy mekkora méretarányig lehet értelmesen nagyítani, ugyanakkor az is igaz, hogy nagyon ritka szintvonalsűrűség esetén nincs értelme sűrű, nagy felbontású raszterhálóval dolgozni.

Amennyiben egy síksági terület domborzati modelljét kívánjuk szintvonalas térkép alapján elkészíteni, néhány jellegzetességet érdemes szem előtt tartani. A kívánatos alapszintköz 1 m, vagy akár 0,5 m kell legyen, hogy a jellemző domborzati formák látsszanak a modellen. Részben emiatt, részben az alföldi területek felszínalakutána következtében a bezáródó szintvonalak ugyanúgy jelölhetnek mélyedéseket mint kiemelkedéseket, az előbbieket pedig általában hosszú, de keskeny

formák alakjában jelentkeznek – tipikusan ilyenek a betemetődő ősi medernyomok. A digitalizálást mindig a majd számítandó háromszöghálóra tekintettel kell végezni, különben könnyen „halszálkás” alakzatokat kapunk (III-7/A. ábra). Ezek eredete a bezáródó szintvonalakon túl ritkán elhelyezett töréspontokban van: a háromszögháló élei metszik a szintvonalakat. A töréspontok manuális vagy automatikus sűrítésével a hiba megszüntethető (III-7/B. ábra).

Másik jellemző eset, amikor sok, azonos magasságú szintvonal rajzolódik ki egy nagyobb területen, ahol más magassági pont nincs is a térképen. Hiába jelez ez az egy szintvonal érdekes felszíni tendenciákat, a DTM-en további adatok felhasználása nélkül vízszintes sík az eredmény. Ezt elkerülhetjük, ha „kvalitatív” szintvonalakat rendelünk az adatrendszerhez. Fontos megjegyezni azonban, hogy az így felvitt többlet-információknak a valósághoz nincs sok közük, mindössze a szebb képi megjelenítést szolgálják, és a domborzat tendenciáját hűbben tükrözik.

A domborzat változása alföldi területeken, különösen az ember megjelenése előtti időszakban igen lassú folyamat volt. Ezalól kivételt jelent az alföldi területeken a mederkitöréskor vagy kanyarlefűződéskor fellépő hirtelen mederáthelyeződés; új mélyedés kialakulása a régi medervonalnak – mint másik mélyedésnek – a megtartásával. A megfelelő vertikális felbontású domborzati modellen tehát jól vizsgálhatók a medervándorlások, amelyek abszolút kormeghatározása pl. ^{14}C -mérésekkel lehetséges. A III-8. ábra ilyen, ^{14}C -adatokkal kiegészített domborzati modellt mutat be (Timár *et al.*, 2001).

3.4. Őskörnyezet-rekonstrukció régészeti eszközökkel

A Tisza környéki területek ősföldrajzi környezetét, ill. annak néhány aspektusát néhány ezer évre visszamenőleg jól kutathatjuk régészeti módszerekkel is (lásd pl. Sümegi, 2001). Az ősi települések mindegyikére igaz, hogy egyrészt igyekeztek azokat az ármentes szintre építeni, másrészt viszont olyan közel próbáltak a folyóvízhez települni, amennyire csak lehetséges. Ily módon az abszolút kormeghatározás eredményeit is figyelembe véve megbecsülhető, hogy az adott időpontban mi számított ármentes szintnek.

Egy másik fontos megállapítás, hogy a nedvesebb és melegebb éghajlat, a stabil növényborítottságon keresztül kiegyenlítő hatással van a folyók vízjátékára (Starkel, 1983; Van Huissteden és Vandenberghe, 1988; Vandenberghe, 1993; Vandenberghe *et al.*, 1994). Emiatt az ilyen éghajlati periódusokban az ősi települések lényegesen közelebb települnek a folyókhoz hiszen, bár azok átlagos vízhozama ilyenkor nagyobb, jóval ritkábbak a pusztító, rendkívüli árvizek, mint a hidegebb-szárazabb periódusokban (Mari, 1996; Horváth A., 2000).

Meg kell említeni azonban, hogy a településeknek az adott régészeti időpontban megállapított, jellemző tengerszint feletti magassága nemcsak az aktuális árvízszint, illetve legmagasabb vízborítás függvénye. Azokban a korokban, amikor háborús konfliktusok jellemezték

a vizsgált terület lakóinak életét (pl. a kelta betörés kora), a települések a vízborítástól független erődítési célból eleve magasabbra építkeztek (Sümegei, 2001; Raczky *et al.*, 2002)! Ez a példa is mutatja, hogy a régészeti eszközök alkalmazása az őskörnyezet-rekonstrukcióban csak más adatokkal együtt lehet megbízható.

4. A MEDERMORFOLÓGIA ÉS A NEOTEKTONIKAI EREDETŰ FELSZÍN-MOZGÁSOK KAPCSOLATA: ESETTANULMÁNY

„Az Alföld néma – nehéz megszólaltatni”

(Cholnoky Jenő)

Ebben a fejezetben a Tisza Tokaj és Szeged közötti szakaszának folyóalak-elemzésével arra kereselek választ, hogy a medermorfológia kapcsolatban áll-e a neotektonikai folyamatokkal, és ha igen, akkor mi ez a kapcsolat.

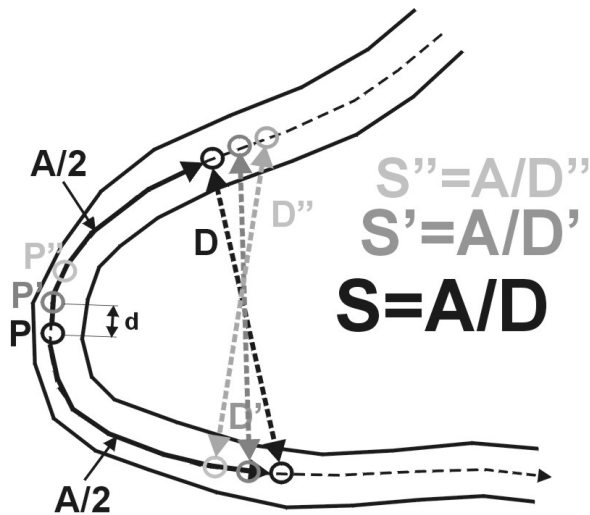
A Tisza folyónak azért ezt a szakaszát választottam vizsgálataim tárgyának, mert az ELTE Geofizikai Tanszékének koordinálásában 1997-ben ezen a szakaszon folyóvízi szeizmikus méréssorozatot végeztek (Tóth T. *et al.*, 1997). A munka során kis behatolási mélységű, ultranagy felbontású, illetve néhány száz méter behatolási mélységű, nagyfelbontású mérések történtek. Míg az előbbi mérések eredményei elsősorban a mederkitöltő üledékek, és a közvetlenül a meder alatt elhelyezkedő rétegek finomszerkezetét mutatják be (Tóth T. *et al.*, 1997; Mihályfi és Tóth, 2001), addig a nagyobb behatolási mélység lehetővé teszi a tektonikai szerkezetek vizsgálatát is. A jelen értekezésben ez utóbbi mérés adatait használom.

Előre kell bocsátanom, hogy a szeizmikus szelvények önmagukban nem teszik lehetővé annak megállapítását, hogy egy rajtuk felismerhető deformációs szerkezet napjainkig aktív-e. A folyódinamika – különösen a környezeti hatásokra igen érzékeny meanderező folyók esetében – azonban erre is lehetőséget kínál.

A fejezetben leírt vizsgálatokat természetesen a szeizmikus eredmények által biztosított tektonikai kontroll nélkül is el lehet végezni – így pl. a kvarter vastagság és a kanyarfejlettség összefüggései a Tisza teljes meanderező szakaszán (a 4.3. pontban leírt megszorításokkal) illetve az Alföld más folyóin is vizsgálhatók.

4.1. A kanyarfejlettség számításának módszerei; a jellemző ablakméret

A kanyarfejlettség 2.1. pontban ismertetett egyszerű (1) képlete (a meder két pontja közötti mederhossz és a két pont légvonal menti távolságának hányadosa) önmagában nem alkalmazható egyes folyószakaszok összehasonlító morfológiai analízisére. Ezért – bár a Mike (1991) által javasolt tiszai szakaszok vizsgálatát is elvégzem – olyan módszer bevezetése is szükséges, amellyel a folyó kanyarfejlettségi változásai a hosszúság, jelen esetben a torkolattól való távolság függvényében vizsgálhatók.



IV-1. ábra.

A kanyarfejltség kiszámítása a P, P', P'' , stb. pontokban, A ablakmérettel, egyenletes, d pont-távkozzal: adott A ablakméret mellett a P pont d lépésközzel végigfut a vizsgált szakaszon. Az alább leírt tiszai vizsgálatok esetében $A=50$ km-re, $d=250$ m-re volt beállítva.

Bármilyen módszert választunk is, a Tisza mai, szabályozott medre nem lehet kiindulópontja olyan vizsgálatoknak, amely a neotektonikai változások mederváltozásra gyakorolt hatásait keresi. A szabályozás óta a Tisza nem felel meg a Stølum (1996) által leírt szabad meanderezés kritériumának (a gáttakkal lezárt hullámtér a folyó szélességének csak mintegy 3-10-szerese), emellett az aktív folyószabályozás sok helyütt igyekszik megakadályozni a meder mégoly kicsi természetes elmozdulását is. Emiatt a Tisza mai medre – bár néhány helyen történt érdemi mederváltozás a szabályozás óta – legnagyobb részén teljesen mesterséges eredetű, a mederalak által hordozott geológiai információ minimális⁴⁰. Emiatt a morfometriai analízishez a szabályozás előtti utolsó természetes mederállapotot vizsgálom.

Ez a mederállapot legjobban a 3.1. pontban leírt, a Habsburg-monarchia második katonai felméréséből származó térképeken vizsgálható. A térképmű a vizsgált folyószakaszt tartalmazó szelvényeinek térinformatikai rendszerbe integrálása után (lásd 3.1. pont és I. Melléklet) a partvonalakat és a feltételezhető sodorvonalat digitalizáltam. Az eredmény EOJ-vetületben, vektoros formában tartalmazza a Tisza szabályozás előtti sodorvonalának töréspontjait (II. Melléklet). A későbbi vizsgálatok megkönnyítése érdekében ezt a vektort átmintavételeztem oly módon, hogy az új töréspontok mindegyike az eredetileg digitalizált sodorvonalon legyen, és sodorvonal menti távolságukat 250 méterre állítottam be⁴¹.

A kanyarfejltség (1) összefüggés szerinti megadása nem a folyó *pontjaira*, hanem *szakaszaira* jellemző. Ahhoz, hogy pontokra is alkalmazhatóvá tegyük, be kell vezetnünk egy olyan – egy vizsgálat sor alatt állandó –, a sodorvonal mentén mért szakaszhosszt (a továbbiakban: *ablakméret*), amelyet a folyó minden pontjára úgy helyezünk el, hogy a vizsgált pont a szakasz közepére essen. Más szavakkal, a vizsgált ponttól a felvív és az alvív irányába is menjünk fél ablakméretnyi a sodorvonal mentén, a megkapott végpontokkal számítsuk ki a kanyarfejltséget az

⁴⁰ E mesterséges meder természetes változása, a jelenlegi medervándorlás sebessége mindazonáltal hordozhat geológiai információkat is.

⁴¹ Természetesen az új töréspontok légvonal szerinti távolsága egymástól kisebb 250 méternél, vagy azzal egyenlő.

(1) képlet szerint; ezt nevezzük a folyó vizsgált pontján, adott ablakmérettel számított kanyarfejlettségének (IV-1. ábra). A teljes vizsgált szakasz két végén az ablakméret felének megfelelő hosszön természetesen nem kapunk értékelhető adatokat.

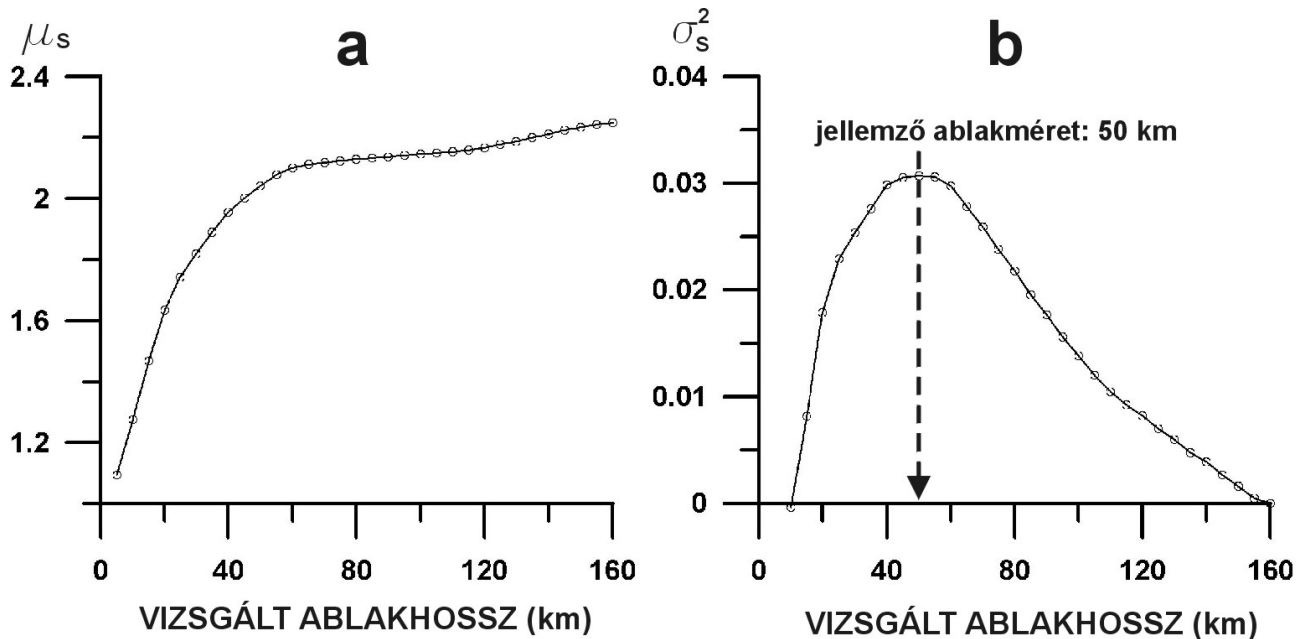
Milyen ablakméretet válasszunk? Ha túl rövid szakaszt vizsgálunk, az eredmények az egyes kanyarok morfológiájára fognak utalni, ha túl hosszú, akkor minden lokális különbség kiátlagolódik és a teljes vizsgált szakasz két végén is hosszú darabokat el kell hagyni. Lancaster és Bras (2002) a következő módszert javasolják annak megállapítására, hogy mi az a jellemző ablakméret, amely a vizsgált folyószakaszt legjobban jellemzi. Az ő modelljük szerint

$$\mu_s(A) = \left\langle \frac{A}{r(s, s+A)} \right\rangle \quad (6)$$

$$\sigma_s^2(A) = \left\langle \frac{A}{r(s, s+A)} - \mu_s(A) \right\rangle \quad (7)$$

ahol A az ablakméret, $r(s, s+A)$ a légvonaltáv a szakasz s és $s+A$ végpontjai között, a törött zárójelek pedig a várható értéket jelentik, μ_s a vizsgált szakaszhoz tartozó várható kanyarfejlettség, σ_s^2 pedig ennek a szórása. A gyakorlatban a várható értéket a vizsgálatba bevont teljes folyószakaszon bármely lehetséges helyzetben elhelyezett s' szakaszra kapott értékek átlagaként számítottam.

Lancaster és Bras (2002) eredményei szerint, μ_s megmutatja, hogy a folyó vizsgált szakaszának teljes kanyarfejlettsége mekkora a különböző A ablakméretek választása esetén. A σ_s^2 függvény a vizsgált A ablakméretnek az össz-kanyarfejlettséghez való hozzájárulásának súlyát mutatja, maximuma pedig épp a *jellemző ablakméretet* adja.



IV-2. ábra. A Tisza vizsgált szakasza kanyarfejlettségének függése az ablakmérettől (a), ill. a jellemző ablakméret kiválasztása (b) Lancaster és Bras (2002) módszerével.

A IV-2. ábrán bemutatom a két függvényt a Tisza vizsgált, Tokaj és Szeged közötti szakaszának szabályozás előtti medrére. Látható, hogy a vizsgált szakaszon a jellemző ablakméret az 50 km-es (± 25 km-es) szakaszhossz.

A IV-2. ábrán látható μ_S függvény a gyakorlatban azt mutatja, hogy a teljes vizsgált folyószakasz átlagos kanyarfejlettsége monoton növekszik, ahogy növeljük az ablakhosszt⁴², σ_S^2 csúcserő pedig megmutatja, hogy ez a növekedés melyik vizsgált ablakhossz mellett maximális (Lancaster és Bras, 2002). A Tisza vizsgált szakaszának 50 km-es jellemző ablakmérete azt jelenti, hogy ezen szakasz teljes kanyarfejlettségi indexében a legnagyobb hozadékot az 50 km körüli mederhosszúságú kanyarcsoportok adják. Ezért a fent leírt kanyarfejlettségi számítást ezzel az ablakmérettel végeztem el, a szabályozás előtti mederadatok bázisán.

A Tisza szabályozás előtti Tokaj-Szeged közötti szakaszának 50 km-es ablakmérettel számított kanyarfejlettségi diagramját a IV-3/b ábra mutatja. A továbbiakban ezt az adatsort használom a neotektonikai indikátorokkal történő korreláció vizsgálatára.

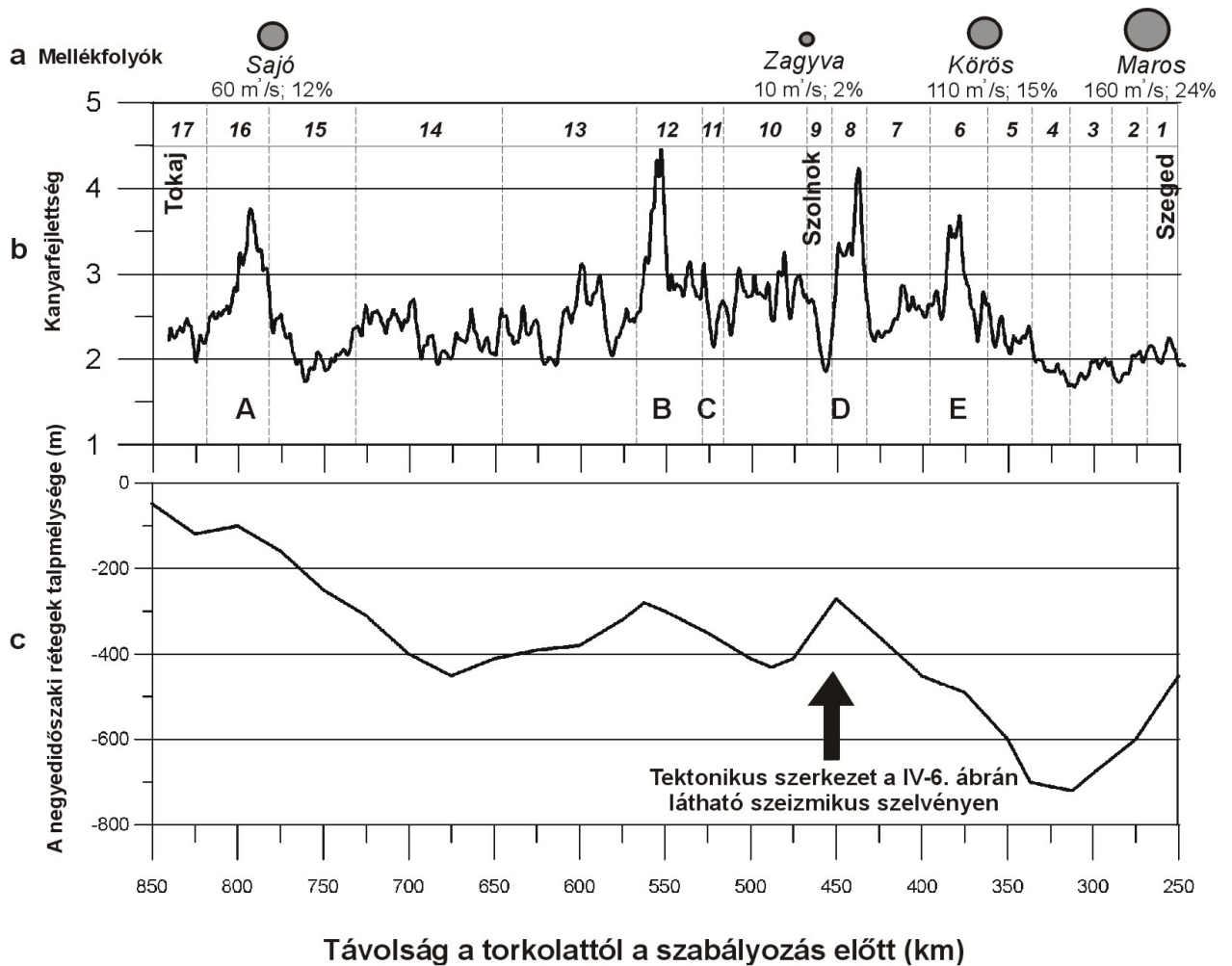
Emellett a térképi ábrázolás megkönnyítésére – kizárólag szemléltetési céllal – egy másik, egyszerű számítási módszert is alkalmazok. Mike (1991) a Tisza magyarországi szakaszát a meanderívek morfológiája alapján szakasz-darabokra (a továbbiakban: alszakasz) osztja. A vizsgált Tokaj-Szeged szakaszra 17 ilyen esik (lásd IV-3/b és IV-4. ábra). E 17 alszakasz kanyarfejlettségét egyszerűen az (1) képletnek az alszakaszokra történő alkalmazásával kaptam. Tekintettel arra, hogy az alszakaszok hossza igen széles tartományban változik, az egyes alszakaszokra kapott “átlagos” kanyarfejlettség csak a hosszabb alszakaszok esetén mutat egyezést a fix ± 25 km-es ablakhosszal számított értékkel!

4.2. A kanyarfejlettség és a természetes eredetű süllyedés összefüggése az Alföldön

A Tisza szabályozás előtti medervonalának kanyarfejlettsége és a negyedidőszaki süllyedés mértékének kapcsolatát a IV-3. és IV-4. ábrán mutatom be. Az ábra a torkolattól a szabályozás előtti meder mentén mért távolság függvényében mutatja be

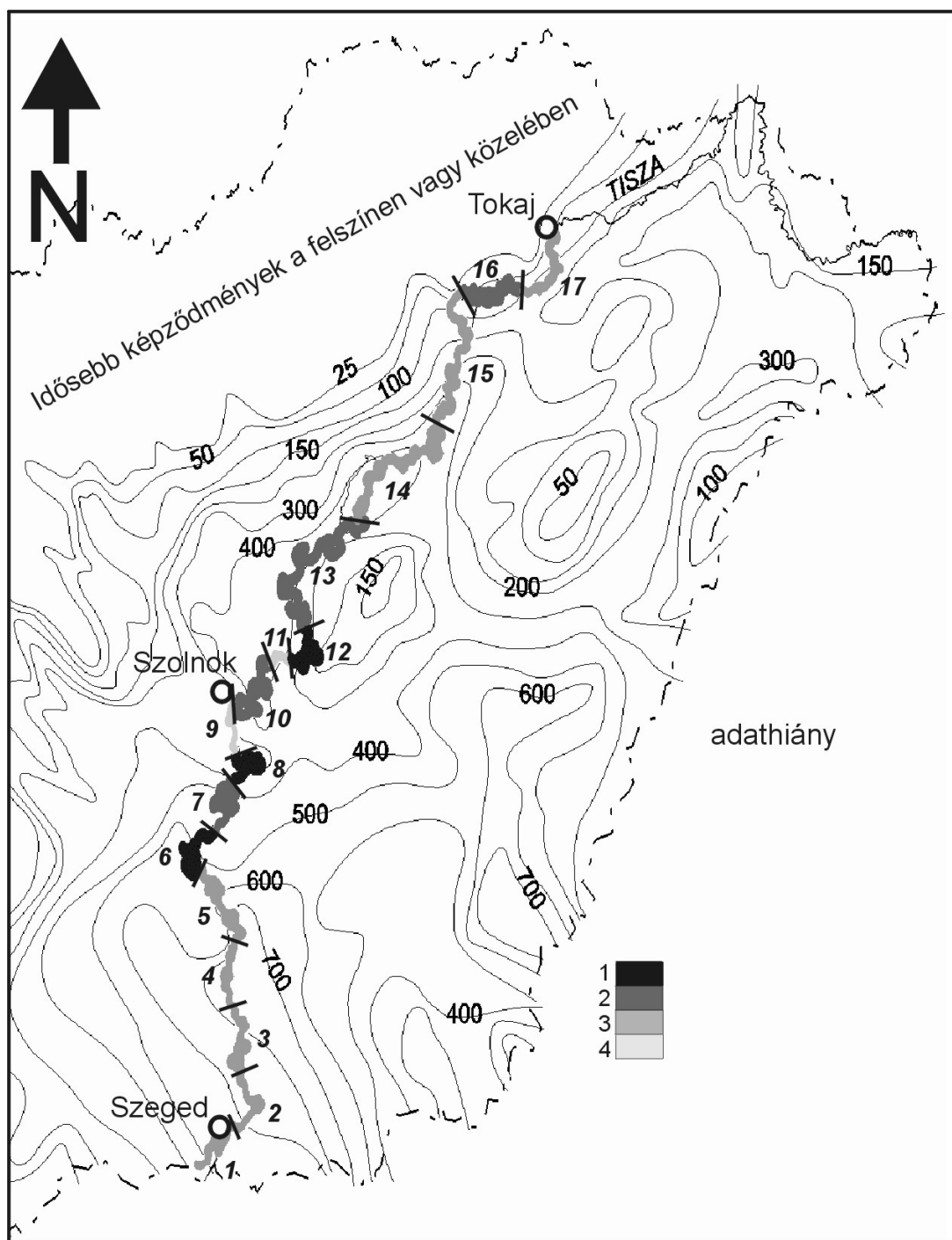
- a mellékfolyók beömlését;
- a szabályozás előtti meder kanyarfejlettségét (Timár, 2003);
- a Tóth T. et al. (1997) által bemutatott, szeizmikus szelvényen felismert deformációs szerkezet elhelyezkedését, és
- a negyedidőszaki üledékek vastagságát Franyó (1992) adatai szerint, a szabályozás előtti medervonal alatt.

⁴² Hasonlóan viselkedik a mederrajzolatra a Turcotte (1992) képletei alapján számított fraktáldimenziószám is (Montgomery, 1996).



IV-3. ábra. A Tisza vizsgált szakaszának fontosabb jellemzői.

- A mellékfolyók torkolata. A körök mérete a mellékfolyó számmal is feltüntetett abszolút átlagos vízhozamára utal. A százalékos számadat a mellékfolyó vízhozamának a Tiszához viszonyított arányát mutatja az összefolyásnál.
- A Tisza medrének kanyarfejltsége a szabályozás előtt, 50 km-es ablakmérettel. A dőlt számok és a szaggatott függőleges vonalak a Mike (1991)-féle alszakasz-beosztást jelölik. Nagybetűk mutatják az elemzett kanyarfejltségs-anomáliák helyét.
- A negyedidőszaki rétegek talpmélysége (Franyó, 1992) a folyómeder alatt, illetve a Tóth *et al.* (1997) által kimutatott tektonikus deformáció helye.



0 25 50 75 100 km

IV-4. ábra. A Mike (1991)-féle alszakaszok (dőlt számok) szabályozás előtti kanyarfejlettsége és a negyedidőszaki rétegek vastagsága (méterben; Franyó, 1992, alapján). A folyómeder különböző szürke színei a kanyarfejlettség-értékekre utalnak: 1=magas (3 felett); 2=átmeneti (3-2,5); 3=normális (1,5-2,5); 4=alacsony (1,5 alatt).

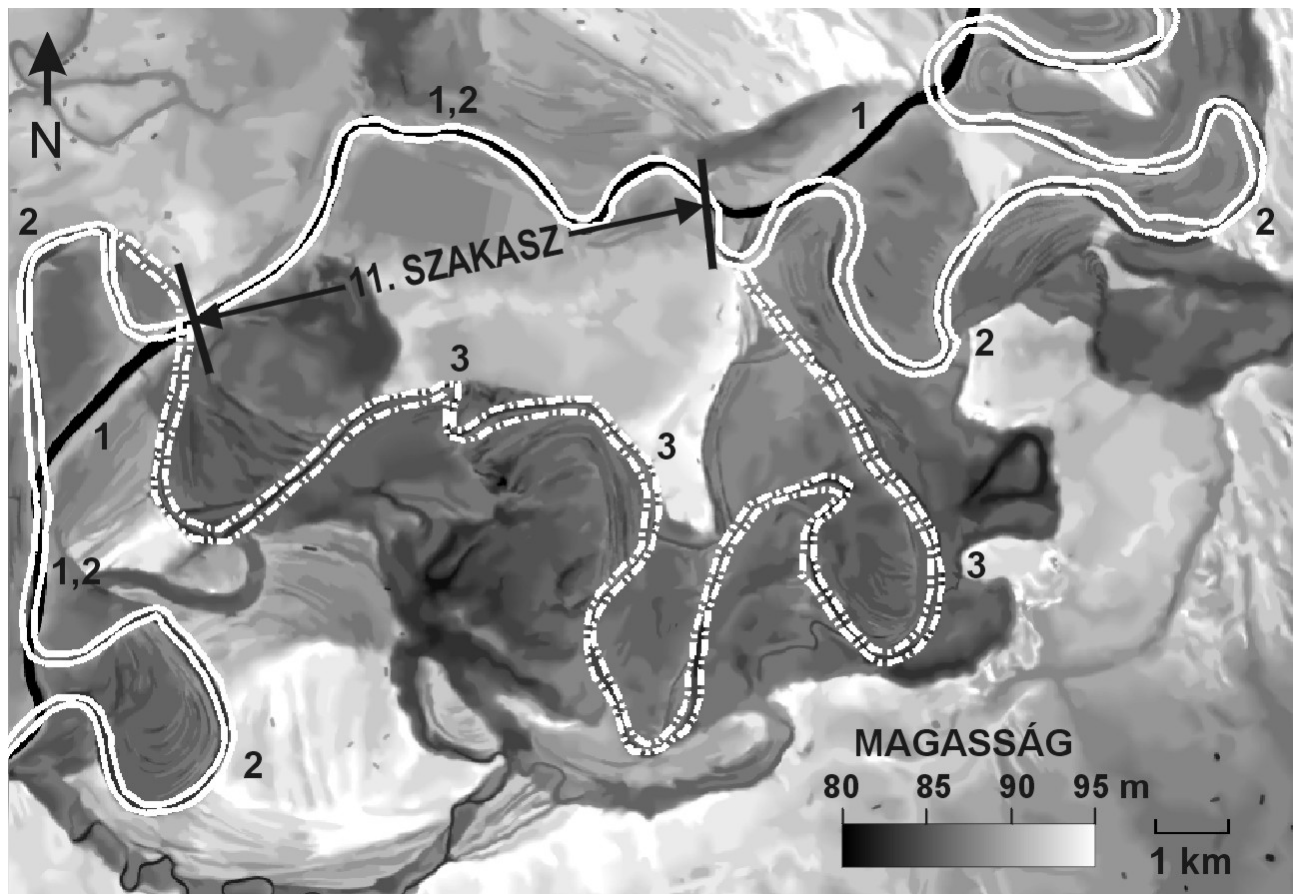
A Tisza vizsgált szakaszán a kanyarfejlettségben mutatkozó anomális változások a következők (Timár, 2003):

- A) a kanyarfejlettség emelkedése, majd esése a 16. alszakaszban, 805-775 folyamkilométer (a továbbiakban: fkm) között (a Tiszadob-Tiszalúc közötti kanyarcsoport);
- B) a kanyarfejlettség emelkedése, majd esése a 12. alszakaszban, 560-545 fkm között (a Tiszakeszi-Tiszacsege körüli kanyarcsoport);
- C) a kanyarfejlettség gyors csökkenése az alvíz felé a 11. alszakaszban, 525 fkm körül (Nagykörű alatt);
- D) a kanyarfejlettség emelkedése, majd esése a 8. alszakasz két végpontján, 460 és 435 fkm-nél (a Vezseny-Tizsakécske közti kanyarcsoport);
- E) magas kanyarfejlettségű anomália a 6. alszakaszban, 395-360 fkm között (a Tiszaug-Csongrád közötti kanyarcsoport).

Jó korreláció fedezhető fel a negyedidőszaki rétegek folyómeder alatti vastagsága, mint süllyedésindikátor és a kanyarfejlettség között (IV-3. ábra). A „B” és „D” jelű anomáliák rendre a negyedidőszaki vastagság és így áttételesen a süllyedés lokális minimumait követik, de még az „A” és „E” anomáliák is a kvarter vastagság kisebb, helyi minimumaival korrelálnak.

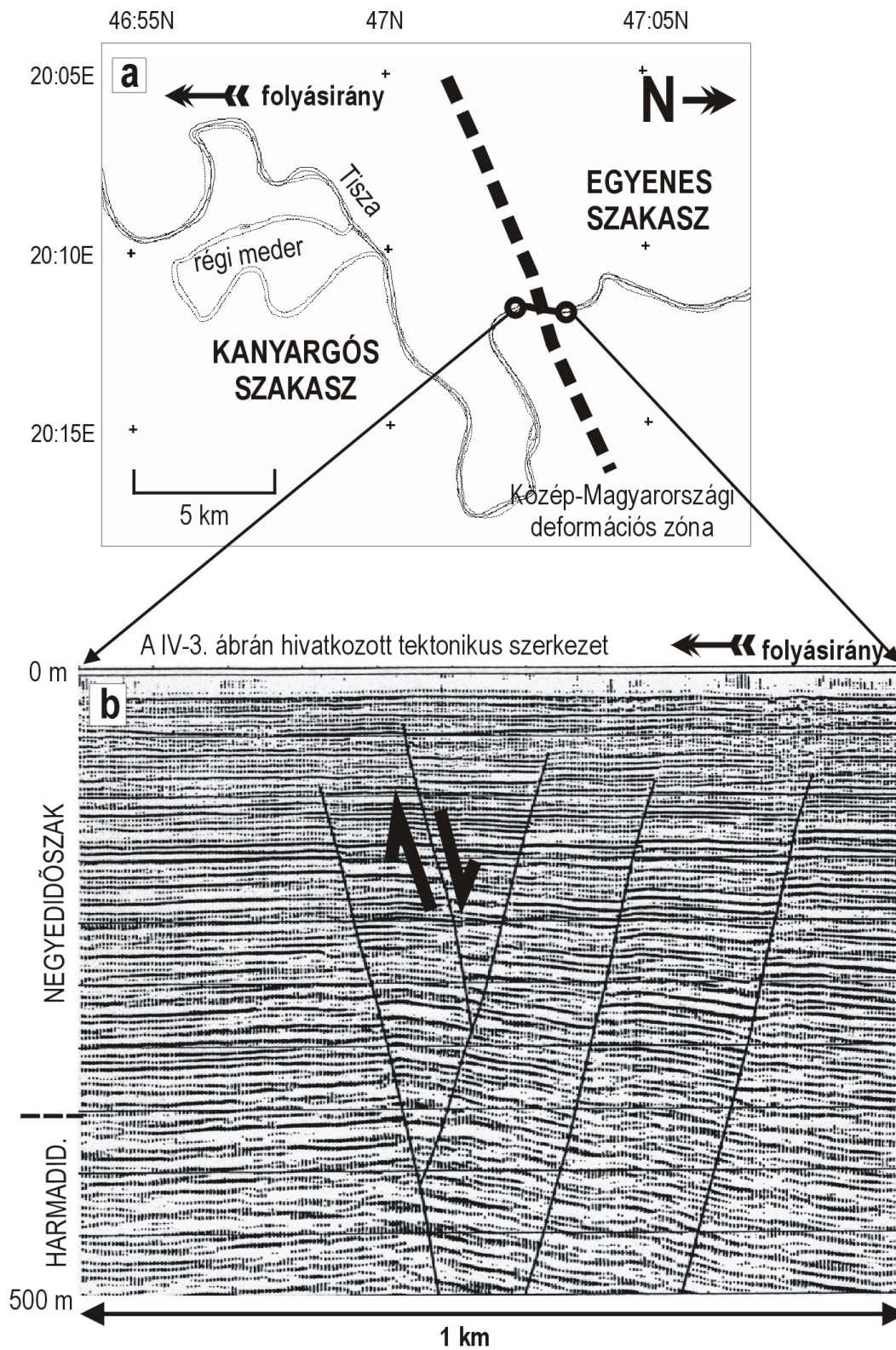
Észrevehető emellett, hogy az „A” és „E” kanyargós zónák alvízi végződése egybeesnek a relatíve magas hordalékhozamú Sajó és Körös (Lászlóffy, 1982) torkolataival – a meanderező folyók hordalékhozama és kanyarfejlettsége közötti fordított arányosságot Schumm (1963) bemutatta az amerikai Nagy-Síkság folyóin is. Más kanyargós zónák alvízi elvégződése részben a meanderező folyó energiaegyensúlyra törekvő önszerveződésének (Langbein és Leopold, 1966; Stølum, 1996) következményeiként értelmezhetők. Ennek egy példája látható a IV-5. ábrán, amely a „C” jelű anomália helyszínét mutatja be a 11. alszakaszban; itt a holocén középső időszakában még igen kanyargós meder a szabályozás előtti időkig minden látható tektonikus ok nélkül kiegyenesedett.

A Tóth T. *et. al.* (1997) által bemutatott vízi szeizmikus mérésorozat a vizsgált folyószakasz túlnyomó részén nem tárt fel tektonikus eredetű szeizmikus anomáliákat. Egy, a Közép-Magyarországi deformációs zónával kapcsolatba hozható klasszikus virágszerkezet (IV-6. ábra) jelentkezik viszont pontosan a 8. és 9. alszakaszok határán. A szerkezetet Bada (1999) illetve Horváth és Bada (2001) kis normál komponenssel bíró balos oldalelmozdulású zóna részeként írták le. A szeizmikus szelvényen látható szerkezet helyileg egybeesik a vizsgált folyószakasz legszignifikánsabb mederforma-változásával, a „D” jelű anomális emelkedő kanyarfejlettségű kezdetével, pontosan a 8. és 9. alszakaszok határán.



IV-5. ábra. A Tisza mederváltozásai a Mike (1991)-féle 11. alszakasz térségében, Nagykőrű és Tiszapüspöki között, digitális domborzati modellen. A számok a következő medreket jelölik: 1=a jelenlegi, szabályozott meder (fekete); 2=az utolsó természetes, szabályozás előtti meder (dupla folytonos fehér); 3=7 ezer évnél fiatalabb (vö. a III-8. ábra kor-adataival) paleo-meder (dupla pont-vonalazott fehér). Figyeljük meg a paleo-meder és az utolsó természetes meder kanyarfejltsége közötti érdemi különbséget!

Külön ki kell emelnem, hogy a deformációs zóna normálvető-jellegű komponensét jól magyarázza a kvarter rétegek vastagságának változása, és ez összhangban van az alvízi szakasz felé – feltehetően a vető okozta, kicsiny mértékben megnövekedett völgyejtés következtében – gyorsan növekvő kanyarfejltséggel is. Mindez együtt nyilvánvalóan bizonyítja a Közép-Magyarországi deformációs zóna neotektonikus aktivitását a folyószabályozások koráig, és feltehetően napjainkig is (Timár, 2003). Ez a bizonyítás másképp (az Alföldön feljegyzett földrengések kis száma, lásd Tóth L. *et al.*, 1995, illetve a szeizmikus szelvények kismélységű részén már láthatatlan mértékű elmozdulás miatt) eddig nem is volt lehetséges, bár szerkezeti modellek (pl. Bada, 1999) már korábban feltételezték a zóna aktivitását.



IV-6. ábra. Éles kanyarfejltség-változás és deformációs zóna egybeesése Tiszavárkony és Vezeny között.

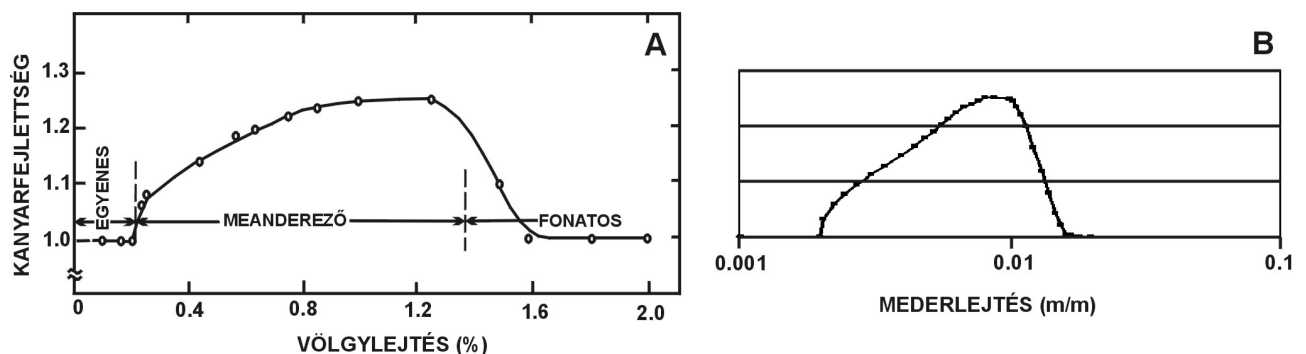
- A Tisza szabályozás előtti és jelenlegi medre, illetve az alul bemutatott vízi szeizmikus szelvény felvételének helye;
- Vízi szeizmikus szelvény (Tóth *et al.*, 1997), a Közép-magyarországi deformációs zónához kapcsolódó virágszerkezettel.

4.3. Az alföldi folyók önszervező meanderezése

Mielőtt azonban ezt az eredményt, amely Schumm és Khan (1972) mederlejtés-fenntartási modelljén alapul, e konkrét esetben elfogadjuk, meg kell vizsgálnunk, hogy a Tisza alföldi völgyének dőlése az ennek megfelelő tartományba esik-e?

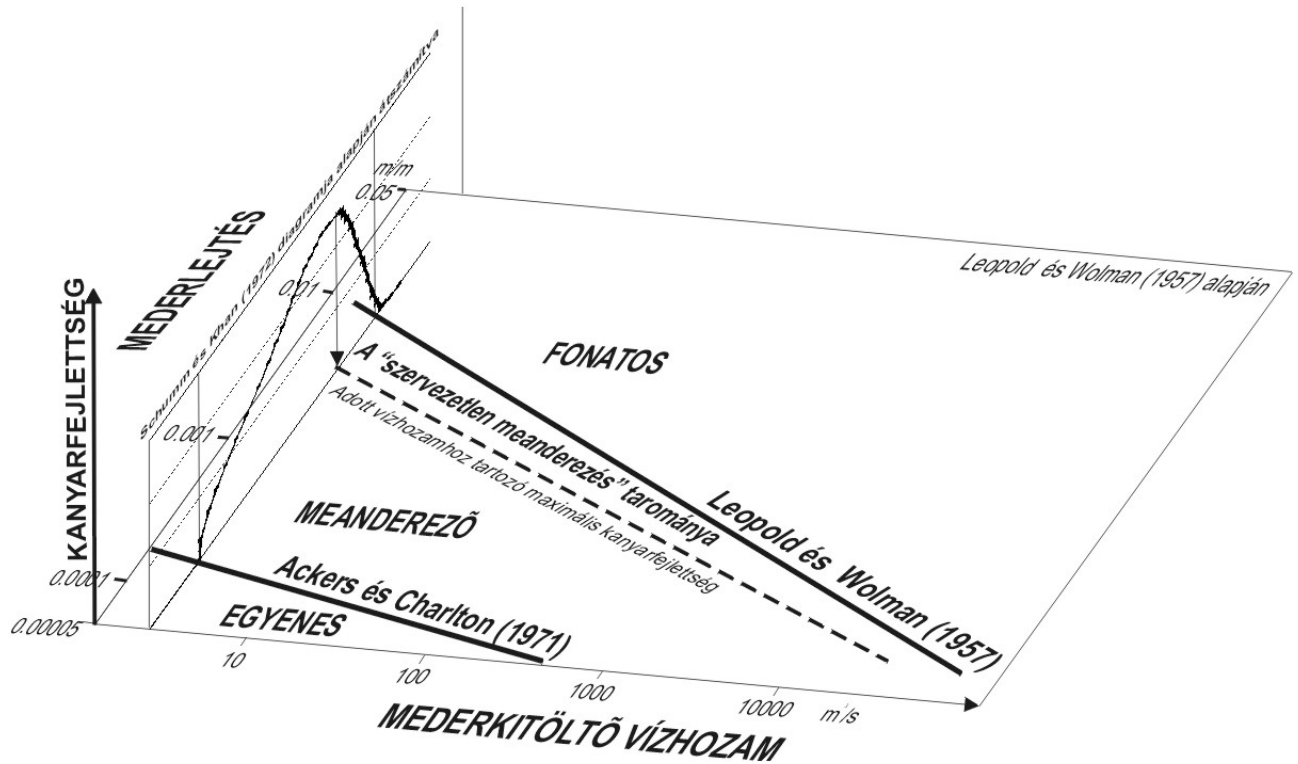
Schumm és Khan (1972) modellkád-kísérletei szerint adott vízhozam mellett a meanderező folyók kanyarfejltsége növekvő völgylejtés esetén emelkedik, de csak egy kritikus dőlésszögig. Amennyiben a völgylejtést tovább növeljük, a meanderező folyó elkezd kiegyenesedni. Nyilvánvaló, hogy az előző pontban kapott analízis eredményeként kapott következtetések csak a völgylejtés e kritikus értéke *alatt* érvényesek⁴³. Az a kérdés, hogy a Tisza mentén hol található ez a kritikus dőlésszög. Mint azt látni fogjuk, e speciális kérdés megválaszolása során a folyóalakváltozásokkal kapcsolatban lényegesen általánosabb eredményekre juthatunk.

Használjuk Schumm és Khan (1972) eredeti grafikonját (IV-7. ábra, a IV-8. ábra „függőleges” síkja), amely megadja a kanyarfejltség-lejtőszög összefüggést, illetve a fonatos, meanderező és egyenes alak típusok közötti elválasztóvonalakat. Ugyanílyen elválasztóvonalakat találunk Leopold és Wolman (1957) illetve Ackers és Charlton (1971) grafikonjain is, a mederkitöltő vízhozam és a mederlejtés-értékek által definiált koordináta-rendszerben. Mivel a két grafikon a lejtés eltérő értelmezését adja (völgylejtés és mederlejtés), Schumm és Khan (1972) eredményeit az (1) egyenlet felhasználásával átszámítottam úgy, hogy függőleges tengelyén mederlejtés szerepeljen. Így lehetővé vált a két grafikon kombinációja egy „háromdimenziós” diagram formájában, amely a kanyarfejltséget a mederlejtés és a mederkitöltő vízhozam függvényében ábrázolja (IV-8. ábra). Ahhoz, hogy ezt megtehessem, fel kellett tételeznem, hogy Schumm és Khan (1972) összefüggése alapvetően érvényes valamennyi vízhozam esetén, így az eredetivel hasonló függvények illeszthetők bármely vízhozamértéknél Leopold és



IV-7. ábra. (A) Schumm és Khan (1972) már bemutatott lejtés-kanyarfejltség-összefüggési ábrája, ill. (B) a völgylejtéshez tartozó függvényértékek átszámítása meder-lejtésre, logaritmikus tengelyen. A függő változó itt is a kanyarfejltség.

⁴³ Alsó határ e tekintetben nincs – a folyó a meanderező zóna alján, igen alacsony völgylejtés mellett kiegyenesedik, de önszerveződése nem szűnik meg.

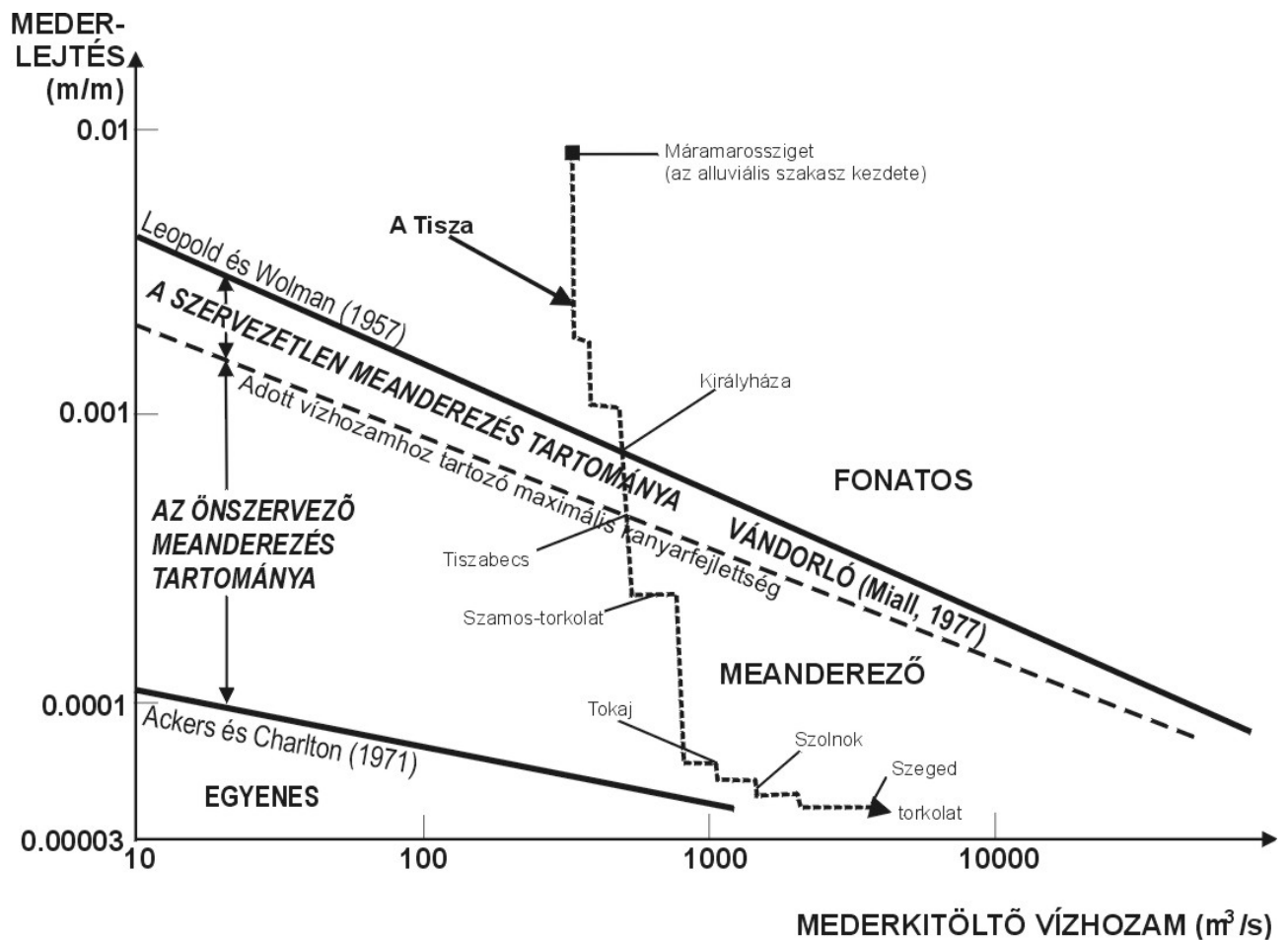


IV-8. ábra. Az adott vízhozam mellett maximális kanyarfejltséget eredményező lejtést mutató (szaggatott) vonal levezetése: a mederlejtés-vízhozam–diagram (Leopold és Wolman, 1957; ill. Ackers és Charlton, 1971) és a mederlejtés-kanyarfejltség függvény (Schumm és Khan, 1972, nyomán; IV-7/B. ábra) kombinációjával. A függőleges tengelyen a kombináció kvalitatív volta miatt nem tüntettem fel egységeket.

Wolman (1957) valamint Ackers és Charlton (1971) elválasztóvonalai között. Ennek segítségével lehetővé válik, hogy az adott vízhozamhoz tartozó maximális kanyarfejltség-értéket a IV-8. ábra szerinti vízszintes, lejtőszög-vízhozam síkra vetítsük, új elválasztóvonalat (szaggatott vonal a IV-8. ábrán) definiálva.

Ez a vonal az eredeti meanderező zónát kétfelé osztja, a Turcotte (1992) és Stølum (1996) által definiált önszervező meanderezés, és a szervezetlen meanderezés (Timár, 2003) zónájára – utóbbi azokat a folyókat jellemzi, amelyek esetén a völgylejtés növekedésével a kanyarfejltség csökken.

Vizsgáljuk meg, hogy a Tisza vizsgált szakasza az önszervező meanderezés zónájába esik-e! A Tisza alluviális szakaszán vett lejtőszög-vízhozam értékeket ábrázolva megkapjuk a folyó pontjait jellemző trajektóriát (pontosított vonal a IV-9. ábrán). Látható, hogy a vizsgált szakaszunk teljes egészében az önszervező meanderezés zónájába esik, így az előző pontban tett következtetések folyódinamikai értelemben helytállóak.



IV-9. ábra. Vízhhozam-mederlejtés–diagram (Leopold és Wolman, 1957; ill. Ackers és Charlton, 1971) a Tisza alluviális szakaszának képével, bemutatva az alaktípusokat a fonatostól a vándorlón keresztül a meanderezőig.

A IV-9. ábrát szemlélve még egy érdekes egybeesést állapíthatunk meg: a Tisza esetében a Leopold és Wolman (1957) által leírt meanderező-fonatos átmenet a valódi fonatos minta határával esik egybe, miközben a klasszikus önszervező meanderezés felső határa a maximális kanyarfejltség által megvont elválasztóvonalra esik. A közbülső szakasz a fenti értelmezés szerinti szervezetlen meanderezés zónájába esik, és érdekes módon a Tisza esetében ez a szakasz egybeesik a Lane (1957)-féle átmeneti, illetve a Miall (1977) által vándorlónak nevezett alaktípus (vö. I-6. ábra) előfordulásával (Timár, 2003).

5. FÖLDTANI ÉS HIDROLÓGIAI FOLYAMATOK HATÁSA AZ ÁR- ÉS BELVÍZI KOCKÁZATOKRA

“A vízárnak elég tágas völgytér fog mindenkorra maradni, mellynek betöltésére fordítottván darab ideig a folyó árjának tetemes része, ezáltal el lesz kerülve az alsóbb részek veszélynek kitétetése”

(Pietro Paleocapa)⁴⁴

A XIX. századi és részben a XX. század elején elvégzett tiszai folyószabályozások lényegesen más környezeti körülmények között zajlottak, mint amelyeket ma tapasztalunk. Az árvizek levonulására nézve lényeges körülmények sok tekintetben a vízrendezési munkáktól függetlenül, de kétségtelenül emberi beavatkozás hatására változtak meg. A szabályozási tervek készítésekor természetesen nem vehettek figyelembe olyan folyamatokat, amelyek akkor meg sem kezdődtek. Napjainkban, amikor a tiszai vízrendszer árvízvédelmi stratégiájának újragondolása zajlik, mindenképpen számolnunk kell ezekkel is.

E folyamatok pedig a következők:

1. a vízgyűjtőterület alföldi részén az artézivíz- és szénhidrogén-kitermelés által jelentősen felgyorsított rétegtömörödés, és emiatt a felszín térben változó mértékű süllyedésének felgyorsulása;
2. a vízgyűjtőterület hegy- és dombvidéki részén az erdők nagymértékű visszaszorulása, amely felgyorsítja az árvizek összegyülekezését és megbontja a folyó természetes hordalékszállítási egyensúlyát;
3. a hordalékszállítási egyensúly megbomlása és a szabályozás során a folyó természetes, alakváltozáson keresztül megvalósuló alkalmazkodási képességének megszüntetése nyomán fellép a feliszapolódás, amelyet az árvízvédelmi töltések épp a hullámtérre korlátoznak;
4. a hullámtér növényzetének elburjánzása és emberi beépítése miatt nagymértékben lecsökkenő hidraulikai simaság.

Az Alföld vízrendezések utáni, megváltozott természeti képének jellegzetessége ugyanakkor az, hogy míg az árvizek gyors levezetése nyilvánvaló érdek a hóolvadás illetve a korányári záporárvizek kapcsán, a terület vízmérlegéből ez a mennyiség hiányzik, növekvő gondokat okozva (Balogh, 2000).

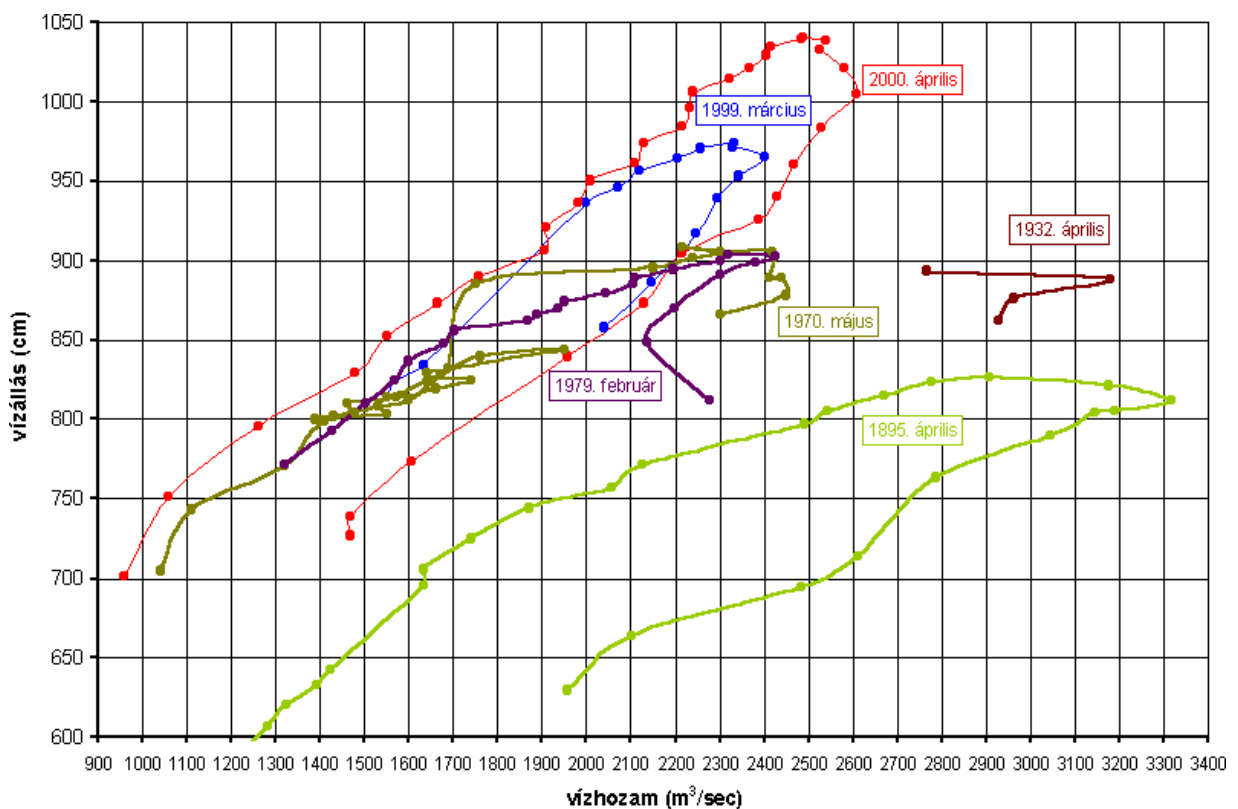
A fejezetben először a fenti 1. és 3. folyamat árvízvédelmi hatásait elemzem (a másik két pontnak, bár vannak folyódinamikai vonatkozásai, a földtani folyamatokhoz kevesebb köze van). Ezután olyan folyógazdálkodási rezsimit vázolok fel, amely a jelenleginél alkalmasabb módon

⁴⁴ Fordította: Sasku Károly.

kezeli a földtani folyamatokban rejlő árvízvédelmi kockázatokat, ugyanakkor a környezetbarát gazdálkodásnak is teret enged.

5.1. A térben egyenlőtlen felszínsüllyedés hatása: hossz-szelvényi torzulások

A Tisza 1999-es és 2000-es, a folyó hosszának, főleg középső szakaszának jelentős részén történelmi rekordot döntő árhullámainak (Vágás, 2001) részletes elemzésekor (Kovács és Váriné, 2001; Tornay, 2001; KVM-VITUKI, 2001) nyilvánvalóvá vált, hogy ezen árhullámok karakterisztikája lényegesen eltér a korábbi, pl. a szintén rekordot döntő 1970-es, és a kisebb 1979-es árvizekétől. A leglényegesebb eltérés az volt, hogy a szolnoki szelvényben kb. ugyanakkora vízhozam (Tornay, 2001, ennek értékét mintegy $2400 \text{ m}^3/\text{s}$ -ra teszi) kb. 1 méterrel magasabb vízszinttel tetőzött, mint 30 évvel korábban. A különbség az 1970-es és az 1999-es árvizek csúcsvízszintje között jelentkezett, kb. azonos csúcsvízhozam mellett. 2000-ben ennél is nagyobb volt a maximális vízhozam, ekkor újabb történelmi rekordvízszintet jegyezhetünk fel. Érdekes emellett, hogy a vízállás-vízhozam görbe felső ága is megváltozott; egységnyi vízhozamtöbblet nagyobb vízszintemelkedést okoz, mint korábban (KVM-VITUKI, 2001; V-1. ábra; hasonló folyamatot ír le a Mississippi folyamom Criss és Shock, 1998; ill. Pinter *et al.*, 2001).

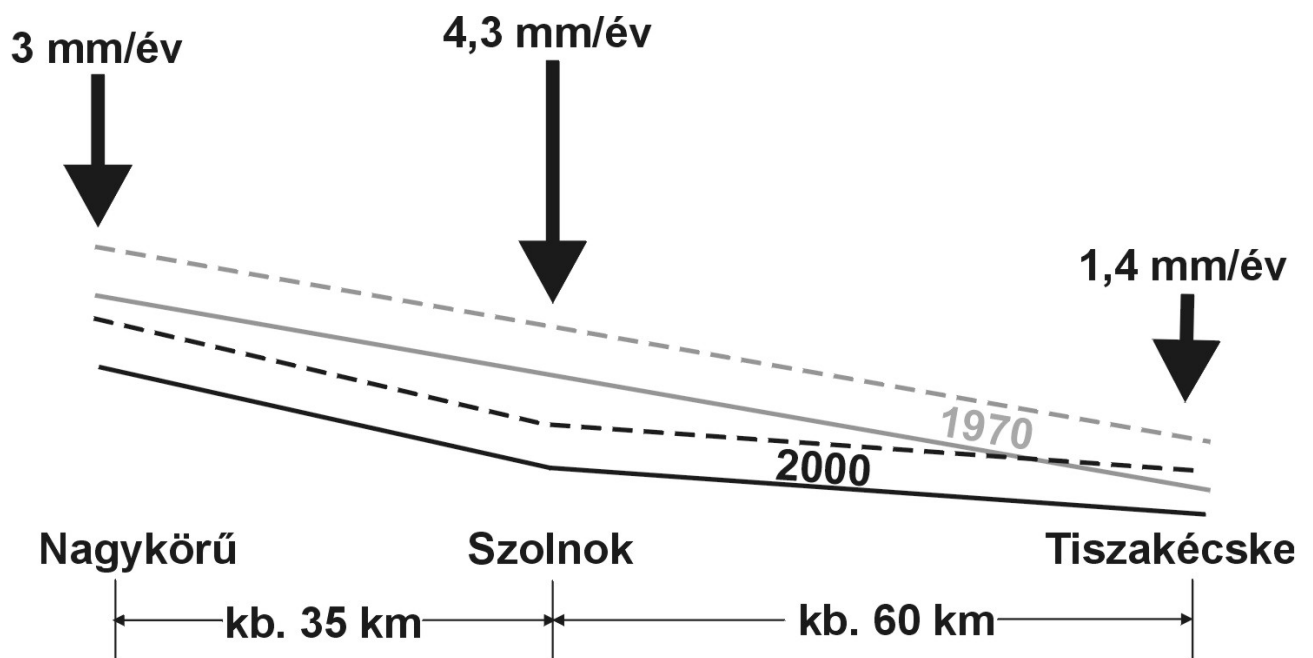


V-1. ábra. Vízállás-vízhozam görbék a Tisza szolnoki szelvényén különböző időpontokban (KVM-VITUKI, 2001). A későbbi árvizek idején azonos vízhozam csak magasabb vízállás mellett volt képes levonulni.

E jelenségek az alvízi szakaszon (csongrádi, szentesi, szegedi vízmércék) csak kisebb mértékben jelentkeznek. Szolnok térségében a Tisza-meder 2000-ben hasonló vízszint mellett $200 \text{ m}^3/\text{s}$ -mal kevesebb vízhozamot volt képes elvezetni, mint 1970-ben. Mintha valami visszaduzzasztaná az árvizet a Szolnok-Csongrád folyószakaszon – de mi?

Nagy *et. al.* (2001) kimutatták, hogy ha a változatlan kiterjedésű hullámtér sűrűbb növényborítottsága miatti hidraulikai simaságcsökkenéssel, ill. a feliszapolódással is kalkulálunk, úgy kb. $100 \text{ m}^3/\text{s}$ vízvezetőképesség-csökkenés megmagyarázható. Rátky *et al.* (2002) vizsgálta magának a vezensyi kanyarnak a visszaduzzasztó hatását, amely a kanyar felett néhány kilométerrel néhány cm nagyságrendűnek adódott. A maradék, kevesebb mint $100 \text{ m}^3/\text{s}$ csökkenésnek viszont eddig nincs hidrológiai magyarázata.

Meggyőződésem szerint van viszont, legalább részben, geológiai-neotektonikai magyarázata! Joó (1992, 1996, 1998) adatai szerint (II-12. ábra) épp Szolnok környékén lokális maximuma van a felszín süllyedésének. Ezt a folyamatot és lehetséges okait a 2.7. pontban részletesen elemeztem, itt most csak annak mértékére, és lehetséges hidrológiai következményeire hívom fel a figyelmet.



V-2. ábra. A Tisza-hossz-szelvénye Szolnok körüli szakaszának torzulása a térben egyenlőtlen felszínsüllyedés következtében: a Nagykörű-Szolnok szakaszon a meder meredekebbé válik, míg Szolnok és Tiszaekcske között esése csökken, így egyre kevesebb vizet képes átvezetni azonos vízállás mellett.

Joó (1992) adatai szerint a szolnoki maximális felszínsüllyedés 4,3 mm/év, az ehhez képest alvízi helyzetben levő Tiszakécske-Tiszasas területen viszont csak 1,3-1,5 mm/év. E süllyedés összesített hatása eredményeképp a szolnoki vízmérce 30 év alatt csaknem 10 cm-rel került közelebb a tengerszinthez, mint a tiszakécskei. Mint a V-2. ábra is mutatja, gyakorlatilag a folyó eredeti hossz-szelvényének kismértékű, de mint alább bemutatom, nem jelentéktelen torzulásáról van szó. Mint az 2.7. pontban bemutattam, épp Szolnok térségében a negyedidőszak átlagában, tehát hidrológiai értelemben nagyon hosszú ideje hasonló folyamat játszódik le, azonban ennek a mértéke a rétegvíz és szénhidrogénkitermelés kezdete előtt jóval kisebb volt; ezt a különbséget a folyó a kanyarfejltség megváltozásával kompenzálta (ld. 1.4. pont). Erre most, a töltéselés után nincs lehetősége.

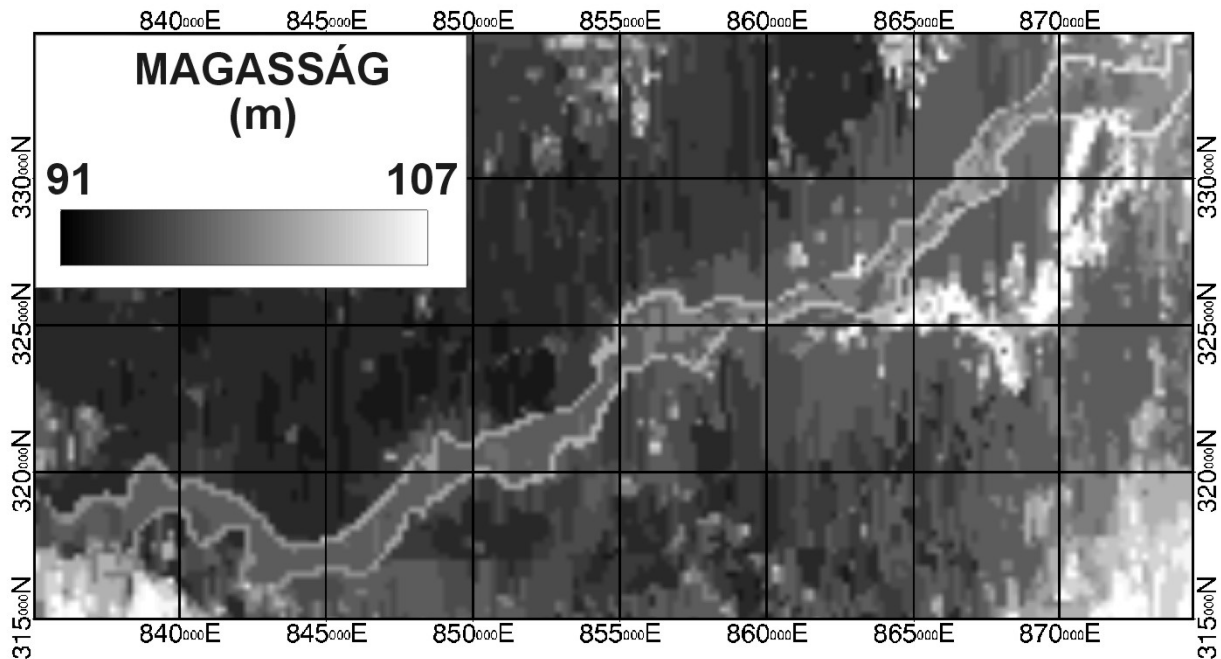
Mivel a vonatkozó folyószakasz hossza mintegy 60 km, 6 cm/km átlagos lejtéssel számolva a mederlejtés csökkenése mintegy 2,5-3%-os. A Chézy-képlet (ld. pl. Starosolszky, 1970; Miholics, 1980) szerint pedig a átbocsátott vízhozam egyenesen arányos a lejtés négyzetgyökével⁴⁵, ezért amennyiben az e képlet szerinti, igen egyszerű modellt használjuk, ilyen átbocsátóképesség-csökkenést (abszolút számokban kifejezve mintegy 30 m³/s-ot) ez a jelenség megmagyaráz. Ez önmagában az eddig meg nem magyarázott csökkenésnek csak egy részét teszi érthetővé, azonban a földtani folyamat folytatódása idővel növeli a hossz-szelvényi torzulás okozta visszaduzzasztás szerepét (Timár és Rác, 2002).

Hasonló jelenségek a világ más alluviális folyóin, főleg a kis lejtésűek esetében is felléphetnek. Feltétlenül érdekes lehet a Rajna-Maas-delta vizsgálata e szempontból, ahol Cohen *et al.* (2001) a szolnokihoz hasonló, de ellenkező irányú, a felvíz felé mutató érdemi medereséscsökkenést mutattak ki folyómorfológiai és alakípusváltozás-vizsgálatokkal Tiel (Hollandia) térségében, gyakorlatilag az ún. Peat Boundary Fault Zone (Tőzegöv-határ törésöv) és a Rajna illetve a Maas metszéspontjaiban.

5.2. A hullámterek feliszapolódása

Amint azt az értekezés több pontján kiemeltem, a folyamatosan süllyedő területek feltöltését, a síksági felszínek kialakítását szárazföldi környezetben a folyók végzik. Az ártereket elöntő árvizek, mivel folyásuk a medret elhagyva jelentősen lelassul, a folyótól távol már csak nagyon finom lebegtetett hordalékot szállítanak⁴⁶, és annak nagy részét le is rakják az ártéren. Az áradás vízutánpótlásának megszűntekor a folyók irányába ki nem folyt víz a laposokban elpárolgásáig-elszivárgásáig megmarad, és minden maradék hordaléktartalma lerakódik.

⁴⁵ Megjegyzendő, hogy a Chézy-képlet csak tetőzési és völgyelési pontokban alkalmazható, vagyis akkor, amikor az energiavonal a vízfelszínnel párhuzamosnak tételezhető fel. Mivel a képlet még ekkor is csak prizmatikus (egyenes és állandó szelvényű) medrekre érvényes, ezért a kapott vízhozamértékek mindenképp közelítésként kezelendők (Starosolszky, 1970 alapján).



V-3. ábra. A Tisza bodrogközi szakaszának digitális domborzati modellje (PKI, 1992). A modellen a $200 \times 200 \text{ m}^2$ -es pixeleken belüli legmagasabb pont magassága van feltüntetve, méteres függőleges felbontással. A folyó hullámterét lehatároló gátak kiemelkednek a terepszintből, de maga a hullámtér is méterekkel a mentett oldal szintje fölé emelkedik a feliszapolódás következtében. Vetület: EOV.

Az árvízi hordaléklerakás fő színterét a meder közvetlen környezete, az áradó folyó partjának környéke jelenti. A folyó ugyanis az áradás elején szállítja a legtöbb hordalékot, a vízgyűjtőről bemosott anyagmennyiség ilyenkor a legnagyobb; a hordalékhozam és a hordaléktöménység az árhullám felfutó ágán maximális (Jones és Harper, 1998; a 2000-es tiszai árvíz idején mért profilt közöl erről Kovács és Váriné, 2001). Ilyenkor azonban a folyó még épp csak kilép a mederből, nem az egész árteret, hanem annak csak alacsonyabb, és a mederhez közelebbi részét önti el, így e rendkívüli hordalékmenyiség lerakódása is itt történik meg (vö. a természetes töltések kialakulása, 1.5. pont). Ettől függetlenül, a medence egyenlőtlen süllyedése esetén, amennyiben a pillanatnyi folyómedertől távolabbi terület gyorsabban süllyed, akkor az szinte vonzza az elöntést, és végső soron magának a folyómedernek az egyensúlyi állapota is a maximális pillanatnyi süllyedés tengelyében van – ez fokozza az előző pontban említett hossz-szelvényi torzulás hatását, hiszen így a süllyedési ütem változása a folyó mentén maximális.

⁴⁶ Az angol szakirodalomban e hordalékok és a belőlük képződött üledékek neve: *overbank fines*.

Amennyiben az ártér egy része, a mentett oldal elől a vizet, és így a hordalékot is árvízvédelmi töltésekkel elzárjuk, ennek következménye kettős:

1. a mentett oldal süllyedését legfeljebb a sokkal kisebb hatásfokú helyi (alföldi) erózióból származó üledék kompenzálja, így lassan relatíve mély és belvízveszélyes laposok jönnek létre, ill.
2. az így a mentett oldalra nem jutó hordaléktöbblet a hullámtéren lerakódik (Schweitzer, 2001).

Ez utóbbi hatást jelentősen fokozza a növényzettel benőtt hullámtér (a sűrű fűzések hidraulikai simasága $10 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ alatt van, ld. Benini *et al.*, 1979), ahol az árvízi elöntés idején a víz szinte megáll, utat engedve a hordalék lerakásának. A Közép-Tisza és a Körösök esetében Nagy *et al.* (2001) és Schweitzer (2001) másfél méteres feliszapolódási jelenségeket figyeltek meg.

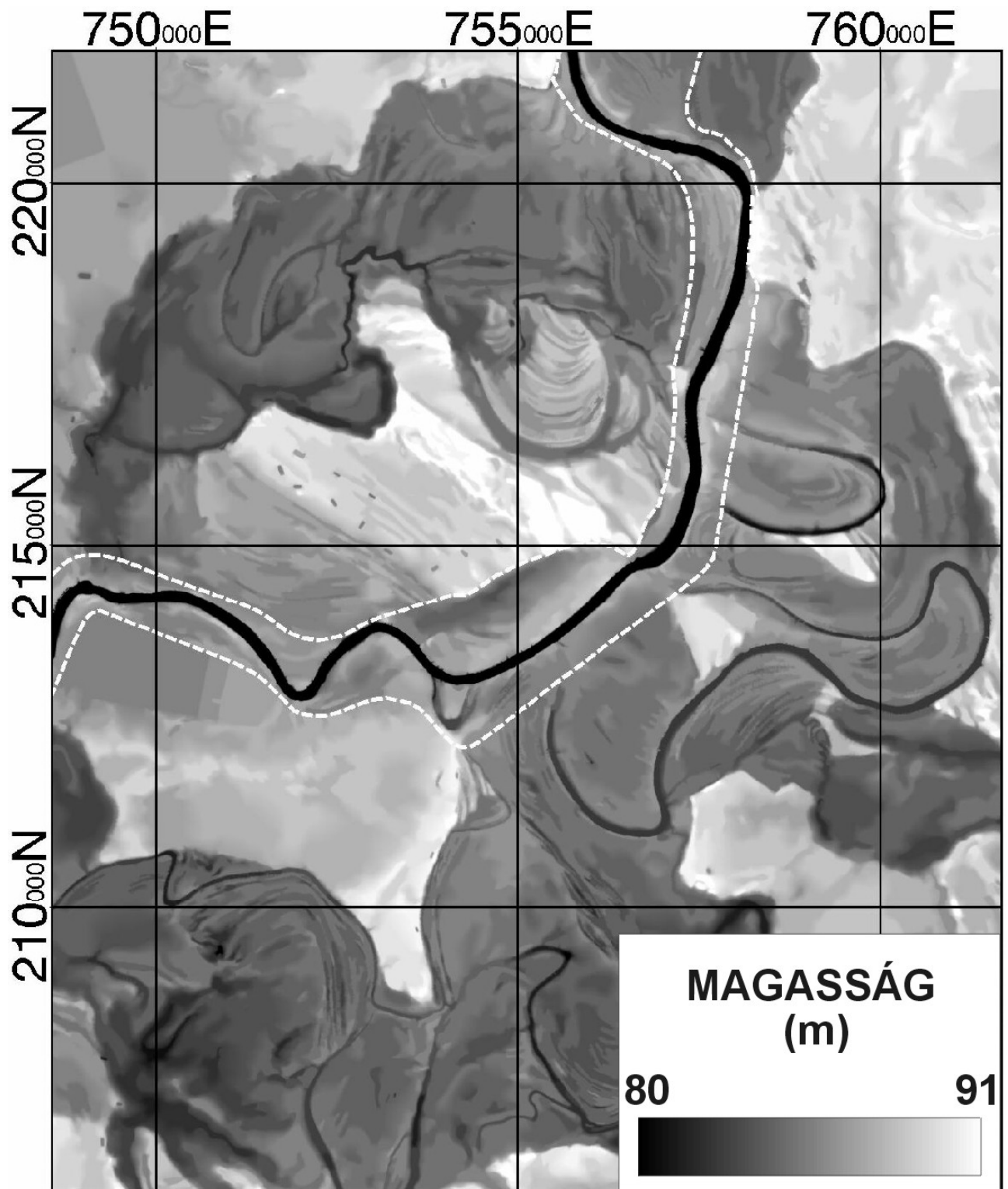
Különösen veszélyes e jelenség ott, ahol a vízrendezési munkákat megelőző, természetes állapotában a folyó még aktívan építette a hordalékkúpját (Timár és Rácz, 2002). A PKI (1992) által készített közepes felbontású digitális domborzati modell adatai szerint a Tokaj feletti Tisza-szakaszon a hullámtér legmagasabb pontjai akár 4 méterrel is a mentett oldal fölött vannak (V-3. ábra).

A jövő egy érdekes vizsgálati területe lehet az, hogy a hullámterek feliszapolódásának mértéke (a hullámtér és a mentett oldal térszínkülönbsége) milyen korrelációt mutat a geodéziai mérésekből (Joó, 1992) számított aktuális felszín-süllyedési ütemmel. Hosszú távon erős korreláció valószínűsíthető, azonban eddig ilyen kutatás nem történt, és kérdéses, hogy a folyószabályozási munkák óta eltelt mintegy 100-150 év alatt e kombinált hatás mennyire szignifikánsan jelentkezik.

5.3. A vázolt földtani-hidrológiai folyamatokhoz alkalmazkodó, hosszú távú folyógazdálkodási rezsím

Javaslatom első eleme az, hogy olyan megoldást találjunk, amely egyszerre növeli a folyó adott szelvényén lefolyni képes vízhozamot, csökkenti az árvízszintek magasságát, és kezeli az áradások által hozott hordalék szétterítését úgy, hogy az ne okozzon a mentett oldalhoz képest gyors és pozitív feliszapolódást.

E megoldás első eleme a hullámtér lehetőség szerinti kiszélesítése a mentett oldal rovására, lehetőleg az alacsony ártér (meanderöv) határáig (V-4. ábra), a kiszélesített hullámtér átlagos hidraulikai simaságának vagy tározóképességének elfogadhatóan magas értékre emelése (KVM-VITUKI, 2001), ennek az állapotnak minimális munkával történő fenntartása (Timár és Rácz, 2002), illetve a szűkületek szigorú és következetes megszüntetése.



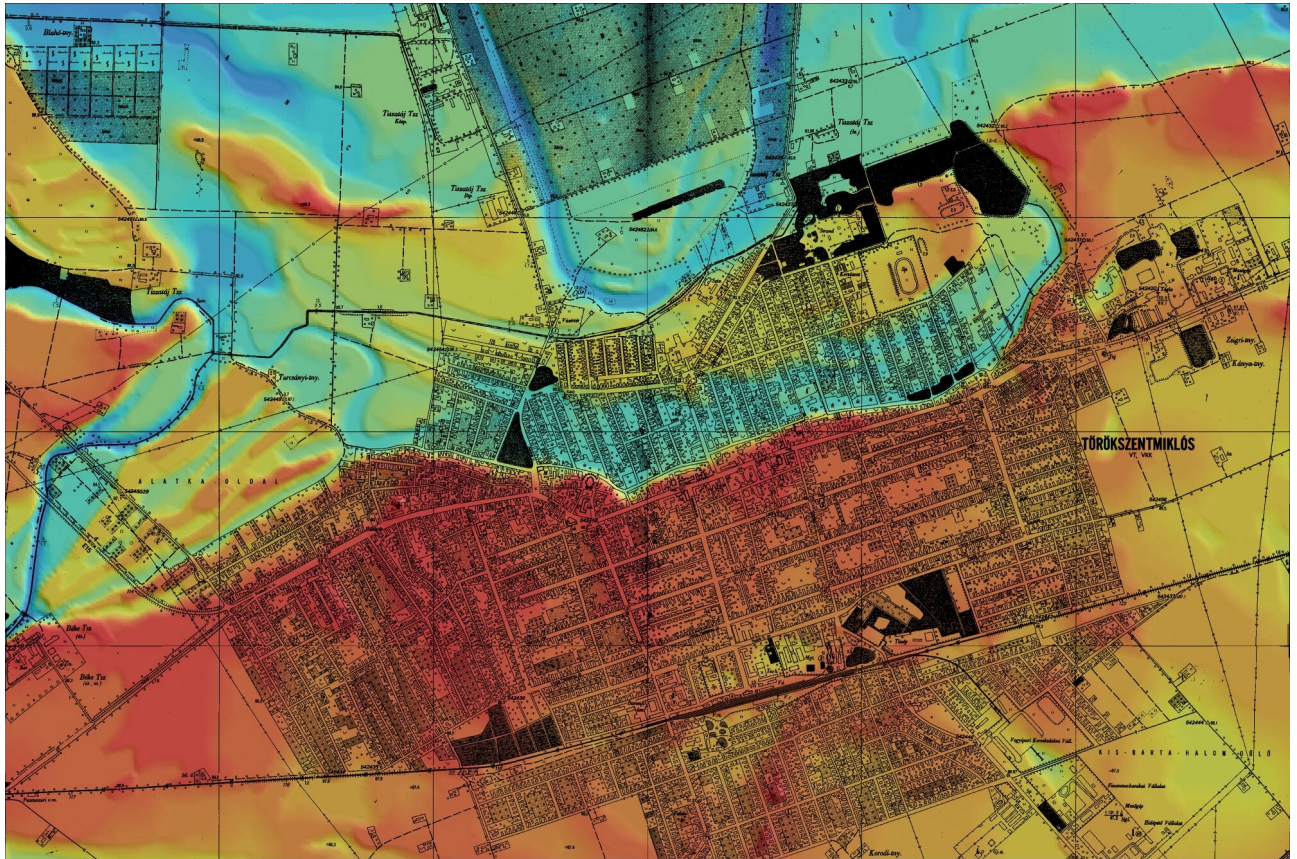
V-4. ábra. A nagykorú-fegyvernek-törökszentmiklósi öblözetek digitális domborzati modellje az árvízvédelmi védvonalak (szaggatott fehér vonallal jelezve) feltüntetésével. A gátak a legtöbb helyen nem követik a meanderöv szélén húzódó magaspartokat, és megfigyelhető a hullámtér változó szélessége is.

A megoldás második eleme a szükségtározás, melyre az alacsony ártér kínál területet (KVM-VITUKI, 2001). A szükségtározás lényege az, hogy az árhullám egy bizonyos, előre meghatározott időszakában a víztömeg jelentős részét a folyó menti töltésezett tározóba vezetik, így a tetőzés ugyan elhúzódik, ám a tetőző vízszint lényegesen alacsonyabban alakul ki, mint tározás nélkül. A Tisza nagyságrendjében már másodpercenként több száz, vagy akár ezer köbméternyi víz betározására van szükség ahhoz, hogy az árhullámon tartós és lényeges változást sikerüljön elérni. Ezzel természetesen jelentős hosszúságú, a másodlagos árvízi veszélyeknek ellenálló új töltéseket kell kialakítani. Az alacsonyártéri szükségtározás is kedvez a természetes folyóvölgyi feltöltési folyamatok újraindításának, noha kisebb mértékben, mint az fővédvonal teljes áthelyezése esetében, viszont szabályozható rendszerben.

Amint a 2.4. pontban írtam, a folyóval határos alacsony ártér változó, 1-5 km közötti szélességű. A térszín itt mintegy 2-4 méterrel a korábbi ármentes (magasparti) szint alatt található. E szint feltöltéséhez mintegy 1000 nagy árvíz hordalékanyaga lenne elegendő, és szükségtározóként is kellő tartalékot jelent. A szélesebb hullámtéren szétterülő víz tetőzési szintje mindenképpen csökken és alapvetően a szűkületektől, a hullámtér hidraulikai simaságától és a hullámtér tározókapacitásától függ. Az alacsony ártér határán újraépítendő árvízvédelmi töltések, amennyiben a magasabb térszínen készülnek, alacsonyabbak lehetnek, ugyanakkor esetükben tartósabb vízterhelésre kell számítani.

Ez az elv nem követhető mindenütt. Ahol az alacsony ártér több 10 km-re eltávolodik a Tiszától (pl. a Nagykunságban, a régi Mirhó-fok mentén), ott a folyótól a mainál távolabbi, de a jelenlegi rendszer szerinti gátakkal kell a hullámtérrel lehatárolni. Lehetőség szerint megvédendők a települések alacsony ártérre épített belterületei (V-5. ábra), ám itt szükséges lehet mentesítő, árapasztó, illetve megkerülő csatornák építése is. Ugyancsak feladat a hidak visszaduzzasztó hatásának csökkentése, az ártéri nyílások szisztematikus kialakítása.

Megfontolandó a szabályozás előtt meglevő meanderívek, vagy legalább azok egy részének helyreállítása a szélesebb ártéren belül⁴⁷ illetve állandó vizet is tartalmazó szükségtározó üzemmódban is. Aktív folyószabályozás hiányában és kellően széles ártér esetén az eredetileg is meanderező folyó kanyargóssága amúgy is helyreáll (Stølum, 1996). Az árvíz gyors levezetésében fontos szerepet kapnának a széles ártéren kialakítandó hidraulikai szempontból sima, rét művelésű területek, amelyek fenntartása folyamatos feladat kell legyen. Az alacsony ártereken a településfejlesztést korlátozni, sőt tiltani kell, erre a politika szintjén is utalások történnek az utóbbi évek belvizeit és árvizeit követően.



V-5. ábra. Törökszentmiklós digitális domborzati modellje. A vízrendezési-folyószabályozási munkákat követően a várost északi irányban az alacsony ártérre (zöldeskék tónusú terület) továbbépítették. A korábbi városhatárnál látható erózió perem magassága 4-5 méter. (FÖMI 1:10000 méretarányú topográfiai térkép síkrajza 1 km osztásközű hálózattal.)

Az eltérő környezeti viszonyok miatt más módon kezelendő a Tisza magyarországi felső szakasza. Vásárosnamény felett a folyó – az alvíz felé csökkenő mértékben – aktívan építi a hordalékkúpját. A határon túli szakaszon az ebből következő oldalirányú medervándorlás is jelentős, de Magyarországon is gond, ha a hordalékkúp-építést csak a gátak közötti területre próbáljuk korlátozni. Ezt az árvízvédelmi problémát csak súlyosbítja itt, hogy a csúcs-csapadékhoz képest a védekezés időelőnye csak kb. 1 nap. A Felső-Tiszavidék alacsony ártérre épült települései emiatt árvízvédelmi töltésekkel nem védhetők biztonságosan: itt csak a falvak-városok beépített területei óvhatók meg körgátakkal, azok viszont biztosan.

A hullámtereken emberi beavatkozás nélkül galériaerdők, zömében füzesek alakulnak ki, amelyek simasága igen csekély, a főmederének csak harmada-ötöde (Benini *et al.*, 1979). A

⁴⁷ Erre gyakorlati példát mutat be Warne *et al.* (2000) cikke. Az 1940-es években szabályozott floridai Kissimmee folyó részbeni “vissza-szabályozása” szerintük mind az árvízi vízszintek csökkenésére, mind a természetközeli gazdálkodás lehetőségére jótékonyan hatott!

hullámtér rendszeres kaszálása – óriási területről van szó – nem jöhet szóba. Ezért a folyó mindkét partján javasolható egy, vagy szükség esetén több, nagyobb simaságú, min. 80-100 m széles, rétjellegű árvízcsatorna kialakítását, melyeket legeltetéssel tarthatunk a sűrűbb növényzettől mentes állapotban. Az ily módon átalakuló, nagyrészt erdővel borított és gyakran vízjárta hullámterek jellege a vízi turizmus alapját adhatja, és itt teret engedne az egykori ártéri gazdálkodás újraélesztésére is.

6. AZ EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA, TÉZISEK

Ebben a fejezetben utalok az értekezés azon megállapításaira, amelyek saját eredményeim, vagyis megadom az értekezés téziseit.

Főbb téziseim:

1. Definiáltam a Habsburg-birodalom második katonai felmérése térképeinek vetületi és alapfelületi paramétereit (3.1. pont és I. Melléklet), megadtam az utóbbiak hibáját.
2. Elkészítettem a Tisza vizsgált, Tokaj és Szeged közötti szakaszának szabályozás előtti mederrajzát, georeferált formában, a második katonai felmérés térképszelvényeinek felhasználásával (3.1. pont és II. Melléklet).
3. Elkészítettem egy, a Tisza Ároktő-Tiszafüred közötti szakaszának az első és második katonai felmérés időpontja (1785 és 1858) közötti természetes medervándorlását ábrázoló térképet (III-5. ábra; 3.1. pont).
4. Lancaster és Bras (2002) vizsgálati módszerét a Tiszára alkalmazva megadtam a vizsgált folyószakasz jellemző ablakméretét a kanyarfejlettség-számításokhoz, amely 50 km-nek adódott (4.1. pont).
5. Kiszámítottam a Tisza kanyarfejlettségét a vizsgált szakaszon 250 méterenként, a jellemző ablakméret felhasználásával (4.2. pont).
6. A vizsgált Tisza-szakasz szabályozás előtti medermorfológiájának vizsgálatával megmutattam, hogy a folyó kanyarfejlettségének változása erősen korrelál a függőleges elmozdulási komponens is tartalmazó aktív vetőkkel, ill. a süllyedési anomáliákkal. Vizsgálatommal bebizonyítottam, hogy a közép-magyarországi deformációs zóna Tisza-környéki szakasza tektonikai szempontból aktív (4.2.pont).
7. Klasszikus folyódinamikai diagramok kombinációja által általánosabb eredményként bevezettem egy új választóvonalat, amely ez eddig egységesen kezelt meanderezés zónáját két részre osztja:
 - az önszervező meanderezés és
 - a szervezetlen meanderezés zónáira (4.3. pont).
8. Bemutattam, hogy a Tisza vizsgált szakasza az önszervező meanderezés zónájába esik (4.4. pont), míg a szervezetlen meanderezés zónája a Tisza esetében egybeesik a Miall (1977) által javasolt vándorló alaktípus megjelenésével (4.3. pont).
9. Meghatároztam a Tisza Szolnok-környéki szakaszán a Joó (1992) által megadott mértékű jelenlegi felszínsüllyedés következtében előálló hossz-szelvényi torzulás mértékét és megbecsültem az árvízi vízszállító-képesség ebből következő csökkenését (5.1. pont).

10. Vázoltam egy, a leírt folyódinamikai és földtani folyamatok mellett hosszú távon is fenntartható, a VTT koncepciójától néhány ponton eltérő tiszai folyógazdálkodási rezsimet (5.3. pont).
11. Saját készítésű digitális domborzati modellen mutattam be az alföldi területek ősvízrajzi rekonstrukciójának lehetőségeit (3.3. pont).

A fentiek mellett megemlítem további javaslataimat és ötleteimet, amelyeket vagy kisebb jeletőségük vagy kidolgozatlanságuk miatt tézisként nem adhatok meg, felsorolásukat mégis lényegesnek tartom:

- Javasoltam a fattyúágas alaktípus elhelyezését Rust (1978) táblázatában (1. táblázat; 1.1. pont) és Schumm (1981) ábráján (I-8. ábra; 1.2. pont).
- A folyók alaktípusát meghatározó környezeti paraméterek hatásának vizsgálatára többváltozós statisztikai módszerek: főkomponens-analízis és osztályozás elvégzését javasoltam a paraméterek absztrakt terében (1.2. pont).
- Digitális domborzati modell segítségével bemutatott alaktani hasonlóság alapján feltételeztem az észak-nagykunsági homokdűnék fonatos folyóvízi genetikáját (2.4. pont).
- Hipotézist vázoltam az említett homokdűnéket kialakító fonatos alaktípusú, illetve a tiszaderzsi, kunmadarasi és berekfürdői óriásmeandereket kialakító meanderező alaktípusú folyó(k) legalább egyszeri extrém vízhozamának kialakulására (2.4. pont).

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Szakmai pályám, és ennek kapcsán a jelen értekezés sem jöhetett volna létre szüleim gondoskodása, és főleg nevelése nélkül. Gyermekkoromra visszatekintve, apám minden kérdésemre igyekezett választ adni, ezzel a tudományhoz kellő kíváncsiságomat nemcsak kielégítette de bátorította is, anyámtól pedig a természet feltétlen szeretetét kaptam, amely így kíváncsiságom elsődleges tárgya lett.

E dolgozat azonban nem készült volna el, ha igen sokan nem billentenek ki eredendő lustaságomból. A legtöbb ilyen irányú késztetést témavezetőmtől, HORVÁTH FERENC TÓL kaptam, akinek emellett meg kell köszönjem, hogy – még nem témavezetőmként – olyan területen, nevezetesen a folyódinamikában adott kutatási feladatot, amely inkább széles mint mély érdeklődésemet megragadva témát adott e dolgozatnak is.

Hasonló erőfeszítést tett kutatómunkám kordában és lendületben tartására SZÉKELY BALÁZS barátom és kollégám, aki az előttem megszerzett doktori címéhez vezető kutatóútjának buktatóit velem megosztotta, a hasonló akadályok leküzdésében segíteni próbált – s amikor sikertelenül, az csak rajtam múlt.

A kutatómunkámhoz a közvetlen ösztönzést és a szakmai környezetet a Geofizikai Tanszék Úrkutató Csoportja; †TARCSAI GYÖRGY, FERENCZ CSABA, BOGNÁR PÉTER, ERHARDTNÉ FERENCZ ORSOLYA, HAMAR DÁNIEL, LICHTENBERGER JÁNOS, MOLNÁR GÁBOR, PÁSZTOR SZILÁRD, SZABÓ-BALOGH ÁGNES és STEINBACH PÉTER nyújtották számomra. Tanszékünk munkatársai közül BADA GÁBOR, †CSEREPES LÁSZLÓ, DÖVÉNYI PÉTER, BÁNNÉ GYÖRI ERZSÉBET, KIS KÁROLY, MÁRTON PÉTER, MESKÓ ATTILA, SALÁT PÉTER, SZAFIÁN PÉTER, TÓTH TAMÁS és WINDHOFFER GÁBOR segítségét kell megköszönjem.

Nehéz felsorolni, hányan segítettek különféle módon kutatómunkámban. Mindenképp közéjük tartozik BALOGH PÉTER (Nagykőrű), PAUL BONS (Tübingen), BORZA TIBOR (Penc), SIERD CLOETINGH (Amszterdam), DUNKL ISTVÁN (Tübingen), FODOR LÁSZLÓ (Budapest), WOLFGANG FRISCH (Tübingen), GÁBRIS GYULA (Budapest), GYÖRFFY JÁNOS (Budapest), JANKÓ ANNAMÁRIA (Budapest), KERTAI ISTVÁN (Budapest), JOACHIM KUHLEMANN (Tübingen), LÉVAI PÁL (Budapest), MICZEK GYÖRGY (Budapest), NAGY ISTVÁN (Szolnok), RÁCZ TIBOR (Budapest), SÜMEGI PÁL (Szeged), SZEGEDI GABRIELLA (Szeged), JEF VANDENBERGHE (Amszterdam), RONALD VAN BALEN (Amszterdam), VARGA JÓZSEF (Budapest) és VEREBI SÁNDORNÉ (Budapest) – mindannyiuknak köszönöm!

A dolgozat elkészítésekor a térinformatikai munkákat az *ER Mapper*[®] 5.5 szoftverrel végeztem. A nagyfelbontású domborzati modelleket, illetve topográfiai síkrajzot tartalmazó képek a Földmérési és Távérzékelési Intézet tulajdonában levő térképi tartalom alapján, az adattulajdonos engedélyével készültek.

A kutatások elvégzését a Magyar Űrkutatási Iroda és Közlekedési és Vízügyi Minisztérium közös, TP-094 számú témapályázata és a T-034979 számú paleofolyódinamikai témájú OTKA pályázat nagymértékben elősegítették.

IRODALOM

- ACKERS, Peter, CHARLTON, F. G. (1971): The slope and resistance of small meandering channels. Inst. Civil Engineers Proc. Supp. XV, Paper 73625.
- ADAMS, John (1980): Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence. *Geology* **8**: 442-446.
- ANDÓ Mihály (1972): A tiszai vízrendszer árvízhelyzetének főbb természeti földrajzi összetevői. In: VÁGÁS István (ed.): Az Alsó-Tisza vidéki nagy árvízvédekezés 1970, Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda (Vizdok), Bp., 130-138. o.
- ANDÓ Mihály (2002): A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, 168 o.
- BADA, Gábor (1999): Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens – Inferences from kinematic indicators and finite element modelling. Netherlands Research School of Sedimentary Geology publication no. 990101. Amsterdam, 204 p.
- BADA, Gábor, HORVÁTH, Frank, GERNER, Péter, FEJES, István (1999): Review of the present-day geodynamics of the Pannonian Basin: progress and problems. *J. Geodynamics* **27**: 501-527.
- BADEKAS, John (1969): Investigations related to the establishment of a world geodetic system. *Report 124*, Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus.
- BALOGH Péter (2000): Az ártéri tájgazdálkodás koncepciója (Előleges javaslat). *Földrajzi Közlemények* **125** (49): 249-270.
- BENDEFY László (1958): Szintezési munkálatok Magyarországon. Akadémiai Kiadó, Bp., 736 o.
- BENINI, G., CERUTTI, G., DE PHILIPPIS, A., GERBELLA, E., VALENZIANO, S. (1979): Influenza dei piopetti e di altri tipi di vegetazione sul deflusso delle acque nelle golene del medio Po. *Collana Verde [Ministero Agr. e Foreste, Repubblica Italiana, Roma]* **50**: 1-46.
- BÉRCZI, István, PHILLIPS, R. Larry (1985): Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. *Geophys. Trans.* **31**: 55-75.
- BIRÓ Péter (2000): Felsőgeodézia. Műegyetemi Kiadó, Bp. 196 o.
- BOD Emil (1982): A magyar asztrogeodézia rövid története 1730-tól napjainkig, I. rész. *Geodézia és Kartográfia* **34**: 283-289.
- BOGAART, Patrick W., VAN BALEN, Ronald T. (2000): Numerical modelling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change, *Global and Planetary Change* **27**: 147-164.
- BOGDÁNFY Ödön (1906): A természetes vízfolyások hidraulikája. Franklin Társulat, Bp.
- BOGDÁNFY Ödön (1916): A középtiszai nyílt árterek és gátszakadások hatása az árvíz magasságára. *Vízügyi Közlemények* **6**: 163-170.

- BORBÉLY Andor, NAGY Júlia (1932): Magyarország I. katonai felvétele II. József korában. *Térképészeti Közlöny* **2**: 1-2. füzet
- BORSI Zoltán (1968): Geomorfológiai megfigyelések a Nagykunságban. *Földrajzi Közlemények* **92** (17): 129-151.
- BORSI Zoltán (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* **38**: 211-224.
- BREINICH Miklós, BOGÁRDI István, DABOLCZI János, GERŐ Györgyné, GRÁCZER Imre, KÁROLYI Zsigmond, MARCZELL Ferenc, MÁTHÉ Zoltán, SOLTÉSZ József, STIMM Miklós, TÁPAY László, VINCZE József (1970): Az 1970. évi tiszavölgyi árvíz. Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda (Vizdok), Bp. 63 o.
- BRICE, James C. (1964): Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. *USGS Prof. Paper*, **422B**.
- BRICE, James C. (1974): Evolution of Meander Loops. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**: 581-586.
- BRIDGE, J. S. (1985): Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *J. Sediment Petrol* **55**: 579-589.
- BROOKS, N. H. (1955): Mechanics of streams with movable beds of fine sand. *Am. Soc. Civil Engineers Proc.* **81**: 668/1-668/28.
- BULLA Béla (1934): A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények* **62**: 139-149.
- BULLA Béla (1941): A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. *Földrajzi Közlemények* **69**: 199-230.
- BULLA Béla (1956): Folyóteraszproblémák. *Földrajzi Közlemények* **81** (4): 121-141.
- BULLA Béla (1964): Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Bp., 424 o.
- BURNETT, A. W., SCHUMM, Stanley Alfred (1983): Alluvial river-response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, **222**: 49-50.
- BUSICS György (1996): Közelítő alkalmazások a GPS és az EOY-koordináták között. *Geodézia és Kartográfia* **48**(6): 20-26.
- CARLSTON, Charles W. (1965): The relation of free meander geometry to stream discharge and geomorphic implications. *Am. J. Sci.* **263**: 864-885.
- CHANNEL, James E. T., HORVÁTH, Frank (1976): The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics* **35**: 71-101.
- CHOLNOKY Jenő (1907): A Tiszameder helyváltozásai. *Földrajzi Közlemények* **35**: 383-405 & 425-445.
- CHOLNOKY Jenő (1910): Az Alföld felszíne. *Földrajzi Közlemények* **38**: 413-436.

- CHOLNOKY Jenő (1925): A folyóvölgyekről. *MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő*, 101-108.
- CHOLNOKY Jenő (1926): A földfelszín formáinak ismerete (Morfologia). Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Bp. 296 o.
- CHOLNOKY Jenő (1929): Magyarország földrajza. *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **101**, Danubia, Pécs, 167 o.
- CHOLNOKY Jenő (1936-37): A Föld és élete. Franklin Társulat, Bp. 6 kötet, 3618 o.
- COHEN, Kim M., GOUW, M., HOLTEN, J. P. (2001): Differential subsidence rates within a coastal prism: Neotectonics as inferred from fluvio-deltaic floodbasin sediments (central Rhine-Meuse delta, the Netherlands). 7th International conference on fluvial sedimentology; „*Alluvial and tectonic system interactions*”. Lincoln, Nebraska, USA, Aug. 6-10th 2001.
- CRISS, Robert E., SHOCK, Everett L. (1998): Flood enhancement through flood control. *Geology* **29**: 875-878.
- CSONTOS, László, NAGYMAROSI, András, HORVÁTH, Frank, KOVAČ, Michál (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. In: ZIEGLER, Peter A. (ed.): Geodynamics of Rifting, Vol. 1. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics* **208**: 221-241.
- CZAYA, Eberhard (1981): A Föld folyói (ford: NEMERKÉNYI Antal, 1988), Gondolat, Budapest, 212 o.
- DEÁK András Antal (1996): A háromszögeléstől a Tisza-szabályozásig. Tanulmányok és válogatott dokumentumok a Tiszavölgyi Társulat megalakulásának és Vásárhelyi Pál halálának 150. évfordulójára. Vízügyi Múzeum, Levéltár és Könyvgyűjtemény, Bp. 128 o.
- DELAUNAY, B. (1934): Sur la sphère vide. *Izv. Akad. Nauk SZSZSZR, Otgyel. matem. i esztosztvennih nauk* **6**: 793-800.
- DEWEY, John F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics* **7**: 1123-1139.
- DMA, Defense Mapping Agency (1986): Department of Defense World Geodetic System 1984 – Its Definition and Relationships With Local Geodetic Systems. Technical Report 8350.2. St. Louis, MI, USA.
- DMA, Defense Mapping Agency (1990): Datums, Ellipsoids, Grids and Grid Reference Systems. DMA Technical Manual 8358.1. Fairfax, VA, USA
- DÖVÉNYI Péter (1994): Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszférafelődésének megértéséhez. Kandidátusi értekezés, Bp., 127 o.
- DÖVÉNYI, Péter, HORVÁTH, Frank (1988): A review of temperature, thermal conductivity and the heat flow data from the Pannonian Basin. In: ROYDEN, Leigh H., HORVÁTH, Frank (eds.): The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45**: 235-255.

- DURY, George H. (1966): The concept of grade. *In:* DURY, George H. (ed.): *Essays in Geomorphology*. Heinemann, London, 211-234.
- DURY, George H. (1976): Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *J. Hydrol.* **30**: 219-245.
- EINSTEIN, Albert (1926): Der ursache der Mäanderbildung der Flusslaute und des sogenannter Baerschen Gesetzes. *Naturwissenschaften* **11**: 223.
- FEJES, István, PEŠEC, P. (2000): CERGOP-2: Status, objectives and expected results of the Central Europe Geodynamics Project-2. *Reports on Geodesy* **6**(52): 27.
- FERRETTI, Alessandro, PRATI, Claudio, ROCCA, Fabio (2000): Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **38**(5): 2202-2212.
- FMVI, M. Kir. Földművelésügyi Minisztérium Vízirajzi Intézete (1938): A Kárpátmedence vízborította és árvízjárta területei az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt. Térkép, méretarány=1:600000, Bp.
- FODOR, László, CSONTOS, László, BADA, Gábor, BENKOVICS, László, GYÖRFI, István (1998): Tertiary paleostress field and structural evolution: a new synthesis. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **156**: 295-334.
- FRANYÓ Frigyes (1992): Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagságtérképe. Térkép, méretarány=1:500.000, MÁFI, Bp.
- FRIEDKIN, J. F. (1945): A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. US Waterways Experiment. Station, Vicksburg, Miss.
- FRISNYÁK Sándor (1988): Magyarország földrajza. Tankönyvkiadó, Bp., 600 o.
- FURBISH, David Jon (1988): River-bend curvature and migration: How are they related? *Geology*, **16**: 752-755.
- GÁBRIS Gyula (1970): Fiatal mederváltozások kutatásának módszerei a Sajó hordalékkúpjának példáján. *Földrajzi Közlemények* **94** (18): 294-303.
- GÁBRIS Gyula (1986): Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok* **10**: 35-52.
- GÁBRIS, Gyula (1987): Correlation between meander properties and Holocene discharges in the Great Hungarian Plain. *In:* GARDINER, Vince (ed.): *Int. Geomorph. Conf. 1985 Part I*. Wiley, Chichester, 723-730.
- GÁBRIS Gyula (1995): A folyóvízi felszínalakulás módosulásai a hazai későglaciális-holocén öskörnyezet változásainak tükrében. *Földrajzi Közlemények* **119** (43): 3-10.
- GÁBRIS Gyula (1997): Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi Közlemények* **121** (45): 3-16.

- GÁBRIS, Gyula (1998): Late glacial and post glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. *In*: BASSA, László, KERTÉSZ, Ádám (eds.): *Windows on Hungarian Geography*. FKI, Budapest, 23-36.
- GÁBRIS, Gyula (2001): Late Quaternary fluvial geomorphology of the middle section of Tisza river in the Great Hungarian Plain. 2nd FLAG Workshop on *Fluvial response to rapid climatic changes & The impact of tectonics on fluvial systems*, Haarlem, the Netherlands, 9-12 March 2001.
- GAUZER Balázs, BARTHA Péter (2001): Árvízi szimulációs vizsgálatok a Tisza Tokaj és Szeged közötti szakaszán. *Vízügyi Közlemények* **83**: 511-538.
- GERMANOSKI, Dru, SCHUMM, Stanley Alfred (1993): Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *J. Geol.* **101**: 451-466.
- GÎRBACEA, Radu Axente, FRISCH, Wolfgang (1998): Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathians subduction retreat. *Geology* **26**: 611-614.
- GLOBE Task Team és mások (HASTINGS, David A., DUNBAR, Paula K., ELPHINSTONE, Gerald M., BOOTZ, Mark, MURAKAMI, Hiroshi, MARUYAMA, Hiroshi, MASAHARU, Hiroshi, HOLLAND, Peter, PAYNE, John, BRYANT, Nevin A., LOGAN, Thomas L., MULLER, J.-P., SCHREIER, Gunter, MACDONALD, John S., eds., 1999): *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, Boulder, Co. Digital database on the World Wide Web.
(URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml>)
- GOSWAMI, U., SARMA, J. N., PATGIRI, A. D. (1999): River channel changes of the Subansiri in Assam, India. *Geomorphology* **30**: 227-244.
- GÖNCZI Ambrus, WINKELMAYER Zoltán (2002): *Ferencváros metszeteken*. Ferencvárosi Önkormányzat, Bp., 52 o.
- GREGORY, Kenneth J., WALLING, Desmond E. (1973): *Drainage basins: form and process*. Edward Arnold Publ., London, 456 p.
- GRENERCZY, Gyula, FEJES, István, KENYERES Ambrus (2000): Regional GPS Network for Central Europe: Overview, Results. *Geophysical Research Abstracts* **2**: G08/8
- GVIRTZMAN, Zohar (2002): Partial detachment of a lithospheric root under the Southeast Carpathians: Toward a better definition of the detachment concept. *Geology* **30**: 51-54.
- HICKIN, Edward J. (1974): The development of meanders in natural river-channels. *Am. J. Sci.* **274**: 414-442.

- HOFSTÄTTER, Ernst (1989): Beiträge zur Geschichte der österreichischen Landesaufnahmen, I. Teil, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien, 196 p.
- HOMORÓDI Lajos (1953): Régi háromszögelési hálózataink elhelyezése és tájékozása. *Földméréstani Közlemények* **5**: 1-18.
- HORVÁTH Anikó (2000): Újholocén paleoklíma-rekonstrukció Duna menti régészeti lelőhelyek alapján. Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Bp., 73 o.
- HORVÁTH, Frank (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* **226**: 333-357.
- HORVÁTH, Frank (1995): Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploitation. *Marine and Petroleum Geology* **12**(8): 837-844.
- HORVÁTH, Frank, CLOETINGH, Sierd, A. P. L. (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. In: CLOETINGH, Sierd A. P. L., BEN AVRAHAM, Zvi, SASSI, William, HORVÁTH, Frank (eds.): Dynamics of extensional basins and inversion tectonics. *Tectonophysics* **266**: 287-300.
- HORVÁTH, Frank, BADA, Gábor (2001): Active tectonics in the Pannonian Basin: an overview of structural styles. EGS Stephan Mueller Topical Conference: *Quantitative Neotectonics and seismic hazard assessment: New integrated approaches for environmental management*, p. 25, Balatonfüred, Hungary, 22-26 September, 2001.
- HORVÁTH István, ÓDOR László (1975a): A Tisza meanderövének és üledékciklusának néhány földtani jellegzetessége. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **59**: 113-126.
- HORVÁTH István, ÓDOR László (1975b): A tiszafüredi 1:100000-es térképlap légifénykép-anyagának földtani értékelése. A Magyar Állami Földtani Intézet jelentése az 1974. évről, MÁFI, Bp., 115-123.
- HOWARD, Alan D. (1992): Modeling Channel Migration and Floodplain Sedimentation in Meandering Streams. In: CARLING, Paul A., PETTS, Geoffrey E. (eds.): Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives. Wiley, Chichester, 1-42.
- HUDSON, Paul F., KESEL, Richard H. (2000): Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. *Geology* **28**: 531-534.
- HUSZÁR Mátyás (1823) Vízrajzi értekezés - Leírás a Körösvidékről (ford: LAKATOS Pál, 1985). Reprint kiadás, szerk: KÓSA Ferenc. Körösvidéki Vízügyi Igazgatóság, Gyula, 1985. 63 o.
- IHRIG Dénes, KÁROLYI Zsigmond, KÁROLYI Zoltán, VÁZSONYI Ádám (eds., 1973): A magyar vízszabályozás története. Országos Vízügyi Hivatal (OVH)-Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda (Vizdok), Bp., 398 o.
- IKEDA, Syunsuke, PARKER, Gary, SAWAI, Kenji (1981): Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development. *J. Fluid Mech.* **112**: 363-377.

- INGLIS, C. C. (1940): Central Board Irrigation Annual Report 1939-40, no. 24.
- INGLIS, C. C. (1949): The behavior and control of rivers and canals. Central Waterpower, Irrigation and Navigation Research Sta., Poona, India 13 Pt. 1.
- JAKUCS Pál (1981): Magyarország legfontosabb növénytársulásai. In: HORTOBÁGYI Tibor, SIMON Tibor (eds.): Növényföldrajz, társulástan és ökológia. Tankönyvkiadó, Bp. 225-266. o.
- JANKÓ Annamária (2001): A második katonai felmérés. *Hadtörténeti Közlemények* **114**: 103-129.
- JEFFERSON, M. S. W. (1902): Limiting width of meander belts. *National Geographic Magazine* **3**: 373-384.
- JONES, Lawrence S., HARPER, Joel T. (1998): Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* **110**: 411-421.
- JOÓ, István (1992): Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. *Tectonophysics* **202**: 129-134.
- JOÓ István (1996): A földfelszín magassági irányú mozgásai Magyarországon. *Geodézia és Kartográfia* **48**(4): 6-12.
- JOÓ István (1998): Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia* **50**(9): 3-9.
- KÁDÁR László, BORSI Zoltán, KOZKA K. (1956): A debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetének folyóvizes terepasztala. *Földrajzi Közlemények* **80** (4): 263-264.
- KÁROLYI Zoltán (1960): A Tisza mederváltozásai. VITUKI, Bp., 102 o.
- KÁRPÁTI Ernő (1915): A Tisza felső vízköre az Iza torkolatáig. A szerző kiadása, Bp. 27 o.
- KÁZMÉR, Miklós (1990): Birth, life and death of the Pannonian Lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79**: 171-188.
- KÁZMÉR, Miklós, KOVÁCS, Sándor (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geol. Hung.* **28**(1-2): 71-84.
- KOLCSÁR Imre (2001): Árvízvédelmi célú digitális domborzatmodell a Tisza folyó egy szakaszára. *Geodézia és Kartográfia* **53**(5): 17-23.
- KORM. 2255/2000, a Magyar Köztársaság Kormánya (2000): Kormányhatározat az árvízvédelmi fejlesztések gyorsításáról, 2255/2000 (X.31.).
- KOVÁCS Dezső, SZENTI János (1974): A jeges árhullámok elleni védekezés módszerei. In: POLGÁR László, SIPOS Béla, SZAPPANOS Zoltán (eds.): Árvízvédekezési kézikönyv. Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda (Vizdok), Bp. 130-160. o.

- KOVÁCS Sándor, VÁRINÉ Szöllösi Irén (2001): A Közép-Tiszán végzett árvízi mérések, feldolgozások eddigi eredményei. Proc. Magyar Hidrológiai Társaság „*Duna-Tisza medence víz- és környezetvédelmi nemzetközi konferencia*” 416-425. Debrecen, 2001. szeptember 19-21.
- KOVÁCSY Sándor, KVISSAY Jenő (1886): A vízjogi törvény, a tiszai törvény és az ezekre vonatkozó rendeletek. Bp.
- KRETZOI Miklós, KROLOPP Endre (1972): A Nagyalföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az öslénytani adatok alapján. *Földrajzi Értesítő* **21**: 133-151.
- KREYBIG Lajos, madari (1944): Magyar tájak talajismereti és termelésttechnikai leírása. I. rész: A Tiszántúl. M. Kir. Földtani Intézet, Bp., 221 o.
- KUHLEMANN, Joachim (2000): Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). *Memorie di Scienze Geologiche [Padova]* **52**(1): 1-91.
- KVISSAY Jenő (1899): A csekély esésű folyók szabályozásának alapelvei, különös tekintettel a Tiszára. Magyar Mérnök és Építész Egylet kiadása, Bp.
- KVISSAY Jenő (1907): Árvédelem. Az árvédelemre vonatkozó törvények és ministeri rendeletek. Pátria Rt., Bp.
- KVM-VITUKI, Közlekedési és Vízügyi Minisztérium, Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Rt. (2001): A Vásárhelyi-terv továbbfejlesztése. Konceptió-terv; a szakmai-társadalmi vita alapján kiegészített munkaközi anyag. Témafelelősök: VÁRADI József (KVM), SZLÁVIK Lajos (Vituki Rt.), KERTAI István (Viziterv-Consult Kft.), VARGA István (Thesis Kft.). Bp., 97 o.
- LANCASTER, Stephen T., BRAS, Rafael L. (2002): A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. *Hydrological Processes* **16**: 1-26.
- LANE, E. W. (1957): A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. *US Army Corps Eng., Missouri River Div., Omaha, Nebr., MRD Sediment Series* **9**: 1-106.
- LANGBEIN, Walter B., LEOPOLD, Luna Bergere (1966): River meanders: Theory of minimum variance. *USGS Prof. Paper* **422H**: 1-15.
- LÁSZLÓFFY Woldemár (1932): A Tisza-völgy. *Vízügyi Közlemények* **14**: 108-142.
- LÁSZLÓFFY Woldemár (1954): A fajlagos lefolyás sokévi átlaga Magyarországon és a hidrológiai hossz-szelvények. *Vízügyi Közlemények* **35**: 147-156.
- LÁSZLÓFFY Woldemár (1982): A Tisza – vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerben. Akadémiai Kiadó, Budapest. 610 o.
- LEOPOLD, Luna Bergere (1994): A view of the river. Harvard Univ. Press, Cambridge, MA., 298 p.

- LEOPOLD, Luna Bergere, LANGBEIN, Walter B. (1962): The concept of entrophy in landscape evolution. *USGS Prof. Paper 500A*: 1-20.
- LEOPOLD, Luna Bergere, MADDOCK, T. (1953) The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *USGS Prof. Paper 252*
- LEOPOLD, Luna Bergere, WOLMAN, M. Gordon (1957): River channel patterns; braided, meandering and straight. *USGS Prof. Paper 282B*: 1-73.
- LEOPOLD, Luna Bergere, WOLMAN, M. Gordon (1960): River meanders. *Geol. Soc. Am. Bull.* **71**: 769-794.
- LILLESAND, Thomas M., KIEFER, Ralph W. (2000): Remote sensing and image interpretation. Wiley & Sons, New York, NY., 724 p.
- LIVERPOOL, Tanniemola B., EDWARDS, S. F. (1995): Dynamics of a meandering river. *Phys. Rev. Lett.* **75**: 3016-3019.
- LŐRINCZ, D. Katalin, HORVÁTH, Frank, DETZKY, Gergely (2002): Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. In: CLOETINGH, Sierd A. P. L., HORVÁTH, Frank, BADA, Gábor, LANKREIJER, Anco (eds.): Neotectonics and Seismicity of the Pannonian Basin and Surrounding Orogens – A memoir on the Pannonian Basin. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3*: 247-266.
- MARI László (1996): Geomorfológiai megfigyelések a Szentendrei-szigeten. *Földrajzi Közlemények* **120** (44): 217-234.
- MARPLE, Ronald T., TALWANI, Pradeep (1993): Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. *Geology*, **21**: 651-654.
- MARPLE, Ronald T., TALWANI, Pradeep (2000): Evidence for a buried fault system in the Coastal Plain of the Carolinas and Virginia – Implications for neotectonics in the southeastern United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* **112**: 200-220.
- MÁRTON, Péter, MÁRTON-SZALAY, Emő (1978) Tectonic implications of a new paleomagnetic results from the Jurassic of the Transdanubian Central Mountains. *Tectonophysics* **45**(2-3): 1-6.
- MATHER, Paul M. (1989): Computer processing of remotely-sensed images: an introduction. Wiley, Chichester, 352 p.
- MEDZIHRADESKY Zsófia (1996): A magyar erdők rövid története. *Földrajzi Közlemények* **120** (44): 181-186.
- MÉM-OFTH, Mezőgazdasági és Élelmezésügyi Minisztérium, Országos Földügyi és Térképészeti Hivatal, 1975. Vetületi Szabályzat az Egységes Országos Vetületi Rendszer alkalmazására. Szabályzat, Bp.

- MH TÁTI, Magyar Honvédség Tóth Ágoston Térképészeti Intézet (1992): A Magyar Köztársaság digitális domborzati modellje (DDM), Bp.
- MIALL, Andrew D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* **13**: 1-62.
- MIALL, Andrew D. (1996): The geology of fluvial deposits. Springer, Berlin, 522 p.
- MIHÁLFY, Péter, TÓTH, Tamás (2001). Effects of Holocene climatic changes on the fluvial style of river Tisza investigated by ultra-high resolution seismic survey. 2nd FLAG Workshop on *Fluvial response to rapid climatic changes & The impact of tectonics on fluvial systems*, Haarlem, the Netherlands, 9-12 March 2001.
- MIHOLICS József (1980): Általános természetföldrajzi gyakorlatok I. rész: Hidrogeográfia. Tankönyvkiadó, Bp., 162 o.
- MIKE, Károly (1975): Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. *Tectonophysics* **29**: 359-368.
- MIKE Károly (1991): Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Aqua, Bp., 698 o.
- MOKHTARI, Fard Amir (2001): Morphology of subglacial conduit deposits: control by bedrock topography, discharge flow variation, or both? A cautionary case study: Axelsberg, Nynashamn, south central Sweden. *Global & Planetary Change* **28**: 145-161
- MOLNÁR Gábor, TIMÁR Gábor (2002): Az EOY-koordináták nagy pontosságú közelítése Hotine-féle ferdetengelyű Mercator-vetülettel. *Geodézia és Kartográfia* **54**(3): 18-22.
- MOLODENSKIY, Mihail Sergeievich, EREMEEV, V. F., YURKINA, M. I. (1960): Metody izucheniya vnesnego gravitacionnogo polya i figuri Zemli. *Trudy CNIIGAiK [Moszkva]*, vyp. **131**.
- MONTGOMERY, Keith (1993): Non-linear dynamics and river meandering. *Area* **25**: 97-108.
- MONTGOMERY, Keith (1996): Sinuosity and fractal dimension of meandering rivers. *Area* **28**: 491-500.
- MUGNIER, Clifford J. (1999): Grids & Datums – Republic of Hungary. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **65**: 423 & 425.
- MUGNIER, Clifford J. (2001): Grids & Datums – România. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **67**: 545 & 547-548.
- NAGY Balázs (1995): A glaciális formakincs összehasonlító vizsgálata a Kárpátokban. Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Bp., 74 o.
- NAGY Balázs (2000): A Sajó-Hernád hordalékkúp felsőpleisztocén-holocén felszínfejlődése. Doktori (Ph.D.) értekezés, ELTE, Bp., 122 o.
- NAGY István, SCHWEITZER Ferenc, ALFÖLDI László (2001): A hullámtéri hordaléklerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények* **83**: 539-564.

- NAKAGAWA, Takeo, SCOTT, John C. (1984): Stream meanders on a smooth hydrofobic surface. *J. Fluid Mech.* **149**: 89-99.
- NÁDOR Annamária, MÜLLER Pál, LANTOS Miklós, TAMÓNÉ Bozsó Erika, KERCSMÁR Zsolt, TÓTHNÉ Makk Ágnes, SÜMEGI Pál, FARKASNÉ Bulla Judit, NAGY Tiborné (2001): Klímaváltozások és üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. *Földtani Közlöny* **130**: 623-645.
- OUCHI, Shunji (1985) Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. Am. Bull.* **96**: 504-515.
- PALEOCAPA, Pietro (1846): Parere sulla regolazione del Tibisco. Trattner-Károlyi, Pest, 133 o.
- PAPP-VÁRY Árpád, HRENKÓ Pál (1990): Magyarország régi térképeken. Gondolat-Officina Nova, Bp., 252 o.
- PARKER, Gary, ANDREWS, Edmund D. (1986): On the time development of meander bends. *J. Fluid Mech.* **162**: 139-156.
- PARTRIDGE, Timothy C. (ed., 1997): The Plio-Pleistocene boundary. *Quaternary Int.* **40**, 100 p.
- PETIT, Jean-Robert, JOUZEL, Jean, RAYNAUD, Dominique, BARKOV, N. I., BARNOLA, Jean-Marc, BASILE, Isabelle, BENDER, Michael, CHAPPELLAZ., Jerome, DAVIS, J., DELAYGUE, Gilles, DELMOTTE, Marc, KOTLYAKOV, Vladimir M., LEGRAND, Michel, LIPENKOV, Vladimir, LORIUS, Claude, PEPIN, Laurence, RITZ, Catherine, SALTZMAN, Eric, STIEVENARD, Michel (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**: 429-436.
- PETTIS, C. R. (1927): A new theory of river flood flow. Privately printed, 68 p.
- PÉCSI Márton (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 o.
- PÉCSI Márton, BASSA László, BELUSZKY Pál, BERÉNYI István, BORAI Ákos, FÜSI Lajos, KERESZTESI Zoltán, KOTA Ágnes, MAROSI Sándor, PAPP-VÁRY Árpád, SZILÁDI József, SZŐKE-TASI Sándor (eds., 1989): Magyarország nemzeti atlasza, 2. kiadás. Cartographia, Bp., 395 o.
- PINTER Nicholas C. (1996): Active tectonics – earthquake, uplift and landscape. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 338 p.
- PINTER Nicholas C., THOMAS, Russel, WLOSINSKI, Joseph H. (2001): Assessing flood hazard on dynamic rivers. *Trans. Am. Geophys. Union* **82**: 333 & 338-339.
- PKI, Magyar Posta Kísérleti Intézete (1992): Magyarország 200 x 200 méter vízszintes felbontású, pixelen belül a maximális magassáértéket tartalmazó digitális domborzati modellje a mikrohullámú távközlés számára. Bp.

- PRATI, Claudio, ROCCA, Fabio (1994): DEM generation with ERS-1 interferometry. In: SANSO-FERNANDO (ed.): *International Association of Geodesy Symposia* **114**: 19-26. Springer-Verlag. New York, NY
- PRINZ Gyula (1926): Magyarország földrajza. *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **15**, Danubia, Pécs, 202 o.
- QURAI SHY, M. S. (1944): The origin of curves in rivers. *Current Sci.* **13**: 36-39.
- RACZKY, Pál, MEIER-ARENDE, Walter, ANDERS, Alexandra, HAJDÚ, Zsigmond, NAGY, Emese, KURUCZ, Katalin, DOMBORÓCZKI, László, SEBŐK, Katalin, SÜMEGI, Pál, MAGYARI, Enikő, SZÁNTÓ, Zsuzsanna, GULYÁS, Sándor, DOBÓ, Krisztina, BÁC SKAY, Erzsébet, BÍRÓ, T. Katalin, SCHWARTZ, Charles (2002): Polgár-Csőszhalom (1989-2000): Summary of the Hungarian-German excavations on a Neolithic settlement in Eastern Hungary. In: ASLAN, Rüstem, BLUM, Stephan, KASTL, Gabriele, SCHWEIZER, Frank, THUMM, Diane (eds.): *Mauerschau: Festschrift für Manfred Korfman, Band 2*. Bernhard Albert Greiner Verlag, Remshalden-Grunbach, 833-860.
- RADÓ Sándor, BARSZI Zoltán, BERECZKY Ödön, BÍRÓ Géza, DUDAR Tibor, FÖLDI Ervin, RÁTÓTI Benő, SZ. AJTAI Ágnes, SZILÁDI József, TALLIÁN Ferenc, TÓTH Attila (eds., 1967): Magyarország nemzeti atlasza, 1. kiadás. Kartográfiai Vállalat, Bp., 112 o.
- RATSCHBACHER, Lothar, FRISCH, Wolfgang, LINZER, Hans-Gert, MERLE, Olivier (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. *Tectonics* **10**(2): 257-271.
- RÁTKY István, KOVÁCS Sándor, VÁRINÉ Szöllősi Irén (2002): A Vezsenynél tervezett hullámtéri "csatorna" hidraulikai hatásának elemzése. *Vízügyi Közlemények* **84**: 46-63.
- REINECKER, John (2000): Stress and deformation: Miocene to present-day tectonics in the Eastern Alps. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A* **55**: 1-128.
- RÉTHLY Antal (1947): A Tiszavölgy csapadéka. In: FOLLY Róbert (ed.): *A Tisza-táj műszaki problémái*. *Magyar Technika Könyvei* **1**, Magyar Mérnökök és Technikusok Szabad Szakszervezete, Bp., 89-92.
- RÓNAI András (1972): Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **56**(1): 1-421.
- RÓNAI András (1977): Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar-medencében. *Földtani Közöny* **107**: 431-436.
- RÓNAI András (1985): Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geol. Hung. Ser. Geol.* **21**: 3-446.
- ROUSE, Hunter (ed., 1950): *Engineering hydraulics*. Wiley & Sons., NY., 1013 p.
- ROYDEN, Leigh H., BÁLDI, Tamás (1988): Early Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: ROYDEN, Leigh H., HORVÁTH, Frank (eds.): *The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **45**: 1-16.

- RUST, Brian R. (1978): A classification of alluvial channel systems In: MIALL, Andrew D. (ed.): Fluvial Sedimentology. *Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem.* **5**: 187-198.
- RUSZKICZAY Zsófia (2000): A Sajó-Hernád-hordalékkúp déli részén választott mintaterület későglaciális-holocén fejlődése. Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Bp., 91 o.
- SCHUMM, Stanley Alfred (1960): The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *USGS Prof. Paper* **352B**: 17-30.
- SCHUMM, Stanley Alfred (1963): A tentative classification of alluvial river channels. *US Geol. Surv. Circ.* V477.
- SCHUMM, Stanley Alfred (1967): Meander wavelength of alluvial rivers. *Science* **157**: 1549-1550.
- SCHUMM, Stanley Alfred (ed., 1972): River morphology. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg PA, 444 p.
- SCHUMM, Stanley Alfred (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* **33**: 19-29.
- SCHUMM, Stanley Alfred (1985): Patterns of alluvial rivers, *Annual Rev. Earth Planet Sci.* **13**: 5-27.
- SCHUMM, Stanley Alfred, KHAN, H. R. (1972): Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 1755-1770.
- SCHUMM, Stanley Alfred, DUMONT, Jean F., HOLBROOK, John M. (2000): Active tectonics and alluvial rivers, Cambridge Univ. Press. (Chapter 7: Lateral response; Pannonian Basin, Hungary, pp. 175-178)
- SCHWEITZER Ferenc (2001): A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai – Folyóink hullámterének fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. *Földrajzi Értesítő* **50**: 63-72.
- SLINGERLAND, Rudy, SMITH, Norman D. (1998): Necessary conditions for a meandering-river avulsion. *Geology* **26**: 435-438.
- SMITH, D. G., SMITH, Norman D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sediment. Petrol.* **50**: 157-164.
- SNYDER, John P. (1987): Map projections – a working manual. *USGS Prof. Paper* **1395**: 1-261.
- SOMHEGYI Andrea (2002): Az ártéri víztározás lehetőségének vizsgálata egy Tisza-menti ártéri öblözet területén. Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Bp. 74 o.
- SOMOGYI Sándor (1967): Az ármentesítések és folyószabályozások (vázlatos) földrajzi hatásai hazánkban. *Földrajzi Közlemények* **91** (15): 145-158.
- STARKEL, Leszek (1983): The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years. In: GREGORY, K. J. (ed.): Background to palaeohydrology: a perspective, Wiley, Chichester, 213-236.

- STARKEL, Leszek (2001): Extreme rainfalls and river floods in Europe during the last millennium. *Geographia Polonica [Warszawa]* **74**(2): 69-79.
- STAROSOLSZKY Ödön (1970): Vízépítési hidraulika. Műszaki Kiadó, Budapest. 703 o.
- STOUTHAMER, Esther (2001): Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Sedimentary Geology* **145**: 73-92.
- STOUTHAMER, Esther, BERENDSEN, Henk, J. A. (2000): Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research* **70**(5):1051-1064.
- STØLUM, Hans-Henrik (1991): A chaos model of meandering rivers (abstract). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **75**: 677.
- STØLUM, Hans-Henrik (1996): River meandering as a self-organization process. *Science* **271**: 1710-1713.
- STØLUM, Hans-Henrik (1998): Planform geometry and dynamics of meandering rivers. *Geol. Soc. Am. Bull.* **110**: 1485-1498.
- STRENK, Tamás (1985): The stucture of maps covering Hungary from the first military topographic survey. *Ann. Univ. Sci. Bud. de Roland Eötvös Nom. Sect. Geophys. et Meteor.*, Tom. **I.-II.**: 360-372.
- STRENK Tamás, VARGA József (1986): A vetületnélküli rendszer eredete (A Cassini-féle "vetületi rendszer"). Bp., OFTH pályázat.
- SUGÁR István (1989): A Közép-Tiszavidék két kéziratós térképe. Tiszai Téka I., Dobó István Vármúzeum, Eger. 159 o.
- SÜMEGHY József (1939): A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. *M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve* **32**(2): 67-254.
- SÜMEGHY József (1944): A Tiszántúl. M. Kir. Földtani Intézet, Bp., 208 o.
- SÜMEGHY József (1947): A Tiszaszabályozás földtani vonatkozásai. In: FOLLY Róbert (ed.): A Tisza-táj műszaki problémái. *Magyar Technika Könyvei* **1**, Magyar Mérnökök és Technikusok Szabad Szakszervezete, Bp., 93-96.
- SÜMEGHY József (1955): A magyarországi pliocén és pleisztocén. Akadémiai doktori disszertáció, Bp., 112 o.
- SÜMEGI Pál (2001): A negyedidőszak földtani és öskörnyezeti alapjai. JATEpress, Szeged, 262 o.
- SÜMEGI Pál, MAGYARI Enikő, DANIEL Péter, HERTELENDI Ede, RUDNER Edina (1999): A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. *Földtani Közlöny* **129**: 479-519.
- SÜMEGI Pál, MOLNÁR Attila, SZILÁGYI Gábor (2000): Szikessedés a Hortobágyon. *Természettudományi Közlöny (Természet Világa)* **131**(5): 213-216.

- SZABÓ, Csaba, HARANGI, Szabolcs, CSONTOS, László (1992): Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *In:* ZIEGLER, Peter A. (ed.): Geodynamics of Rifting, Vol. 1. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics* **208**: 243-256.
- SZABÓ József (1993): A víz földrajza. *In:* BORSI Zoltán (ed.): Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Bp., 124-250.
- SZÉKELY, Balázs (2001): On the surface of the Eastern Alps – a DEM study. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A* **60**: 1-124.
- SZLÁVIK Lajos (2000): Magyarország árvízvédelmének stratégiai kérdései. *In:* SZLÁVIK Lajos (ed.): Magyarország vízgazdálkodásának stratégiai kérdései. *Vízügyi Közlemények* **82**: 553-594.
- SZÖÖR, Gyula, SÜMEGI, Pál, HERTELENDI, Ede (1991): The use of malaco-thermometer for establishing paleotemperatures for the Upper-Pleistocene-Holocene climatic changes on the Hungarian Great Plains. *Acta Geogr. Debrecina* **28-29**: 217-229.
- TANNER, William F. (1960): Helicoidal Flow, a Possible Cause of Meandering. *J. Geophys. R.* **65**: 993-995.
- TARI, Gábor, HORVÁTH, Frank, WEIR, G. (1995): Palinspastic reconstruction of the Alpine/Carpathian/Pannonian system. *In:* HORVÁTH, Frank, TARI, Gábor, BOKOR, Csaba (eds.): Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Western Pannonian Basin. *AAPG Int. Conf. and Exhib*, Nice, France. Guidebook to field trip, No. **6**: 75-106.
- TARI, Gábor, DÖVÉNYI, Péter, DUNKL, István, HORVÁTH, Frank, LENKEY, László, STEFANESCU, Mihai, SZAFIÁN, Péter, TÓTH, Tamás (1999): Litospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. *In:* DURAND, Bernard, JOLIVET, Laurent, HORVÁTH, Frank, SÉRANNE, Michel (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications **156**: 215-250.
- TIMÁR, Gábor (2003): Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. *Quaternary Science Reviews*, *in press*.
- TIMÁR, Gábor, RÁCZ, Tibor (2002): The effects of neotectonic and hydrological processes on the flood hazard of the Tisza region (East Hungary). *In:* CLOETINGH, Sierd A. P. L., HORVÁTH, Frank, BADA, Gábor, LANKREIJER, Anco (eds.): Neotectonics and seismicity of the Pannonian Basin and surrounding orogens – A memoir on the Pannonian Basin. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**: 267-275.

- TIMÁR, Gábor, SÜMEGI, Pál, GEIGER, János, SZÁNTÓ, Zsuzsanna, BODOR, Elvira (2001): Story of an oxbow lake: An outlook to the Holocene tectonics and climate of the Great Hungarian Plain. EGS Stephan Mueller Topical Conference: *Quantitative Neotectonics and seismic hazard assessment: New integrated approaches for environmental management*, p. 62, Balatonfüred, Hungary, 22-26 September, 2001.
- TIMÁR Gábor, MOLNÁR Gábor, PÁSZTOR Szilárd (2002): A WGS84 és HD72 alapfelületek közötti transzformáció Molodensky-Badekas-féle (3 paraméteres) meghatározása a gyakorlat számára. *Geodézia és Kartográfia* **54**(1): 11-16.
- TODD, O. J., ELIASSEN, S. (1940): The Yellow River problem. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.* **105**: 346-416.
- TORNAY, Enikő (2001): Short review of hydrological events preceding extreme floods on the river Tisza in Hungary between 1998-2001. Proc. Magyar Hidrológiai Társaság „Duna-Tisza medence víz- és környezetvédelmi nemzetközi konferencia” 521-535. Debrecen, 2001. szeptember 19-21.
- TÓTH, László, MÓNUS, Péter, ZSÍROS, Tibor, KISZELY, Márta, KOSZTYU, Zoltán, WÉBER, Zoltán (1995): Hungarian Earthquake Bulletin. GeoRisk, Budapest.
(URL: <http://www.seismology.hu/georisk/Bulletins/Bulletins.html>)
- TÓTH Tamás, HORVÁTH Ferenc (1998): Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! *Földtani Közlemények* **129**: 109-124.
- TÓTH, Tamás, VIDA, Róbert, HORVÁTH, Frank, SIMPKIN, Peter (1997): Shallow-water single and multichannel seismic profiling in a riverline environment. *The Leading Edge* **16**: 1691-1695.
- TRENKÓ György (1910): A folyók elzátanyosodásának és kanyargásának Lóczy-féle törvényei. *Földrajzi Közlemények* **9**: 389-392.
- TURCOTTE, Donald Lawson (1992): *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 398 o.
- UYEDA, Seiya, KANAMORI, Hiroo (1979): Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* **84**: 1049-1061.
- VAGÁCS Géza (1999): Téves nézetek az első katonai felméréssel kapcsolatban. *Geodézia és Kartográfia* **51**(10): 23-28.
- VAGÁCS Géza (2000): Az első katonai felmérés szelvényeinek sarokpontjairól. *Geodézia és Kartográfia* **52**(5): 26-32.
- VAKARCS, Gábor, VAIL, Peter R., TARI, Gábor, POGÁCSÁS, György, MATTICK, Robert E., SZABÓ, Attila (1994): Third-order Miocene-Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. *Tectonophysics* **240**: 81-106.

- VANDENBERGHE, Jef (1993): Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Z. Geomorph. N.F.* **88**: 17-28
- VANDENBERGHE, Jef (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Sci. Rev.* **14**: 631-638
- VANDENBERGHE, Jef, KASSE, Kees, BOHNCKE, Sjoerd J. P., KOZARSKI, Stefan (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova* **6**: 476-485.
- VAN HUISSTEDEN, Ko, VANDENBERGHE, Jef (1988): Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands. *Z. Geomorph. N.F.* **71**: 131-164.
- VARGA József (2000a): Hozzászólás Vagács Géza Az első katonai felmérés szelvényeinek sarokpontjaihoz című cikkéhez. *Geodézia és Kartográfia* **52**(7): 31-33.
- VARGA József (2000b): Vetülettan. Műegyetemi Kiadó, Bp. 296 o.
- VARGA József (2002): A vetületnélküli rendszerektől az UTM-ig. Kézirat, internetes elérhetőséggel. (URL: <http://www.tar.hu/vj1945bp/Osszes/Dok3uj.htm>)
- VÁŠKOVSKÝ, Imrich (1977): Kvartér Slovenska. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 247 p.
- VÁGÁS István (1974): Az árhullámok hidrológiai előrejelzése. In: POLGÁR László, SIPOS Béla, SZAPPANOS Zoltán (eds.): Árvízvédekezési kézikönyv. Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda (Vizdok), Bp. 23-42. o.
- VÁGÁS István (2000): Folyók tetőző vízállásainak haladása az árhullámban. *Hidrológiai Közöny* **80**(1):45-53.
- VÁGÁS István (2001): Az ezredforduló árhullámai a Tiszán. *Magyar Tudomány* **108** (46): 958-966.
- VÁSÁRHELYI, Paul (1827): Introductio in praxim triangulationis. Regiae Universitas Hungariae, Buda (megjelent latin és német nyelven, fordítását közli DEÁK András Antal, i. m.)
- VITUKI, Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Rt., Országos Vízjelző Szolgálat (1998-2003): Hóviszonyok a Duna vízgyűjtő területén. HydroInfo internetes adatbázis. (URL: <http://www.datanet.hu/hydroinfo/mashidr.htm>)
- VORONOI, M. G. (1908): Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. *J. reine angew. Math.* **134**:198-287.
- WALKER, Jearl (1987): Milyen erők irányítják az ablaküvegen lefelé kanyargó vízcseppet? *Tudomány* **2**: 99-102.
- WARNE, Andrew G., TOTH, Louis A., WHITE, William A. (2000): Drainage basin-scale geomorphic analysis to determine reference conditions for ecologic restoration – Kissimmee River, Florida. *Geol. Soc. Am. Bull.* **112**: 884-899.

- WHITTEN, D. G. A., BROOKS, J. R. V. (1972): Dictionary of Geology. Penguin Books, London, 516 p.
- WILLIAMS, Garnett P. (1978): Bankfull discharge of rivers. *Water Resource Research* **14**: 1141-1154.
- WILLIS, Katherine J., RUDNER, Edina, SÜMEGI, Pál (2000): The full-glacial forests of Central and Southeastern Europe. *Quaternary Research* **53**: 203-213.
- WOLMAN, M. Gordon (1954): A method of sampling coarse river-bed material. *Am. Geophys. Union Trans.* **35**: 951-956.

ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. Skálafüggetlen alak hasonlóság fonatos folyó szerkezetek között	4
2. Fonatos és meanderező folyók által kialakított alföldi felszínek	5
I-1. A Katuny és a Csujá folyók összefolyása az Altáj-hegységben	7
I-2. Fonatos alaktípusú folyó: a Tanana River, úrfelvételen	8
I-3. Meanderező alaktípusú folyó: a Tisza Nagykörűnél, régi térképen	9
I-4. Egyenes alaktípusú alluviális folyó: a Mekong, úrfelvételen	10
I-5. Szövedékes folyóalaktípus: A Gangesz-delta úrfelvételen	11
I-6. Vándorló alaktípus: a Tisza Tekeháza-Tiszaújlak között, régi térképen	12
I-7. Fattyúágas alaktípus: a Duna Budapest felett, úrfelvételen	12
I-8. A folyó alakja a fizikai és geometriai paraméterek függvényében	17
I-9. Különböző alaktípusú folyók helye a vízhozam-lejtés koordinátarendszerben	18
I-10. A Yukon kiszáradt fonatos mederágaiból a szél által kifújtt üledék	20
I-11. A meanderív geometriai paraméterei	22
I-12. Szinuszos görbe mint a meanderív geometriai alakja	23
I-13. Szinuszos alakra görbült szállítmány vasúti szerencsétlenség után	25
I-14. Alluviális vízfolyás alaktípusa és meanderező vízfolyás kanyarfejltsége a lejtés függvényében, modellkád-kísérletben	26
I-15. A kritikus érték körüli önszerveződés üveglapra pergetett homokból képződő domb és meanderező folyó esetén	27
I-16. Meanderező folyó vizsgált szakasza kanyarfejltségének változása szimulációs modellen	28
I-17. A Tisza-szabályozás óta kialakult folyóhátak Csataszög és Tiszapüspöki között, domborzati modellen	31
I-18. Folyómeder oldalirányú elmozdulása a völgy megbillenése miatt	32
I-19. Kanyarfejltség- és alaktípus-változás tektonikus vető hatására	34
II-1. A Tisza vízgyűjtőjének áttekintő térképe	39
II-2. A Berettyó átfolyása a Nagy-Sárréten a vízrendezések előtt, régi térképen	42
II-3. A Mirhó, egy természetes árapasztó csatorna ábrázolása régi térképen	43
II-4. A jég által kialakított felszínformák a Radnai-havasokban	46
II-5. Nagykörű térségének digitális domborzati modellje	48
II-6. A Nagykovácsány északi részének homokdűnéi domborzati modellen	49
II-7. A Fekete- és a Fehér-Tisza összefolyása Rahó felett	52
II-8. A Tisza alföldi szakaszának hossz-szelvénye a szabályozás előtt és után	53

II-9. A Pannon-medence vízrajzi képe a folyószabályozások előtt	54
II-10. A Közép-Tiszavidék mértékadó árvízszintjei és szabványos gátkeresztszelvényei	56
II-11. Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagságtérképe	58
II-12. Magyarországi recens magassági szintváltozások térképe	59
III-1. Magyarország régi térképe 1760-ból	61
III-2. Az első katonai felmérés tiszacsegei szelvényének illesztése Ikonos-úrfelvételhez	63
III-3 A második katonai felmérés magyarországi geodéziai középpontja: a Gellérthegy	64
III-4. A második katonai felmérés tiszacsegei szelvényének illesztése Ikonos-úrfelvételhez	66
III-5. A Tisza Ároktő-Tiszafüred közötti szakaszának az első és második katonai felmérés időpontja közötti természetes medervándorlása	68
III-6. Ikonos-úrfelvétel Tiszacsege környékéről	70
III-7. Töréspontok ritka digitalizálása által okozott hiba a domborzati modellen	73
III-8. Ősi medernyomok Tiszapüspöki környékén, digitális domborzati modellen	74
IV-1. A kanyarfejltség kiszámítása adott ablakmérettel	78
IV-2. A Tisza vizsgált szakasza kanyarfejltségének ablakméret-függése és a jellemző ablakméret kiszámítása	79
IV-3. A Tisza vizsgált szakaszának fontosabb jellemzői: mellékfolyók, kanyarfejltség, negyedidőszaki rétegek talpmélysége	81
IV-4. A Tisza Mike-féle alszakaszainak kanyarfejltsége a negyedidőszaki képződmények vastagságtérképén	82
IV-5. A Tisza mederváltozásai a 11. alszakasz térségében	84
IV-6. Éles kanyarfejltség-változás és deformációs zóna egybeesése	85
IV-7. A völgylejtés-kanyarfejltség diagram átszámítása mederlejtés- kanyarfejltség diagrammá	86
IV-8. A mederlejtés-vízhozam és a mederlejtés-kanyarfejltség diagramok kombinációja	87
IV-9. A Tisza elhelyezkedése a vízhozam-mederlejtés diagramon	88
V-1. Árvízi vízállás-vízhozam görbék a Tisza szolnoki szelvényében	90
V-2. Egyenlőtlen felszínüllyedés miatti hosszszelvény-torzulás a Tisza Nagykörű-Szolnok-Tiszakécske szakaszán	91
V-3. A hullámtér feliszapolódása a Tisza bodrogi szakaszán, digitális domborzati modellen	93
V-4. A nagykörű-fegyvernek-törökszentmiklósi öblözet digitális domborzati modellje az árvízvédelmi fővonalak feltüntetésével	95
V-5. Törökszentmiklós térképe és digitális domborzati modellje	97

I. MELLÉKLET: A MÁSODIK KATONAI FELMÉRÉS TÉRKÉPEINEK A MAI VETÜLETI RENDSZEREKHEZ ILLESZTÉSÉHEZ SZÜKSÉGES VETÜLETI LEÍRÁSOK ÉS ALAPFELÜLETI SZÁMÍTÁSOK

Kezdőmeridián-konvenció

A második katonai felmérés térképeinek készítése idején a Monarchia térképészete a ferrói⁴⁸ kezdőmeridiánt használta. A ma használatos koordinátarendszerekhez történő illesztéshez szükséges a ferrói és a greenwich-i kezdőmeridián hosszúságkülönbségének rögzítése. A következőkben én az ún. Albrecht-féle különbséget fogom alkalmazni, eszerint

$$\Lambda_{\text{Ferro}} - \Lambda_{\text{Greenwich}} = 17^{\circ} 39' 46,020'' \approx 17^{\circ} 39' 46''. \quad (\text{I})$$

Természetesen más különbségértékek is alkalmazhatók, fontos viszont, hogy a vetületi és az alapfelületi definíciók megadásakor ezt *következetesen* használjuk.

Vetületi leírás

A második katonai felmérés térképeinek nincs *pontos* vetülete. Mindazonáltal a vetítés közelíthető a Cassini-, vagy más néven Cassini-Soldner vetülettel, amelynek vetületi középpontja a bécsi Stephansdom, koordinátái: $\Phi = 48^{\circ} 12' 34''$; $\Lambda_0' = 34^{\circ} 02' 15''$ (Ferotól mérve), vagyis (I) felhasználásával $\Lambda_0 = 16^{\circ} 22' 29''$ (Greenwich-től mérve). A további adatok megadásakor úgy fogom értelmezni, hogy

- a Cassini-vetülettel megadott koordinátarendszer északkeleti tájékozású;
- a kezdőpont vetületi koordinátái (*False Easting, False Northing*): (0,0), ill.
- a vetületi koordinátákat méterben adom meg.

Az 1:28800 méretarányú felmérési térképeken sem földrajzi, sem vetületi koordinátarendszer nincs feltüntetve – a georeferenciát a térkép szelvényhatárai hordozzák. Az *S.* sor *O.* oszlopában található szelvény (megírása: Sectio „S” Colonne „O”) északkeleti sarokpontjának vetületi koordinátái a 3.1. pontban ismertetett adatok alapján:

$$X (\text{Easting}) = (O - 20,5) \times 18206,2 \text{ méter} \quad (\text{II})$$

$$Y (\text{Northing}) = (44,5 - S) \times 12137,5 \text{ méter} \quad (\text{III})$$

A térkép határoló keretvonalai a vetületi koordinátatengelyekkel párhuzamosak. Mint azt a 3.1. pontban leírtam, a többi sarokpont az eredeti szelvények hajtogatása miatt a hozzáférhető másolatokon nem látszik, ezért georeferenciát nem hordoznak. Az északkeleti sarok, az északi és keleti keretvonal iránya és a térkép ismert méretaránya (szkennelt változat esetén a

⁴⁸ Ferro mai neve El Hierro, a Kanári-szigetek legnyugatabbika. Ez volt az Amerika nélküli “Óvilág” legnyugatabbi pontja.

pixelfelbontás⁴⁹), ill. a következő pont legelején megadott ellipszoidi paraméterek segítségével bármely pont vetületi koordinátája a fent definiált rendszerben megadható.

Alapfelületi leírás és számítások

A térképmű alapfelülete a 3.1. pontban ismertetett hibrid-ellipszoid, amelynek nagytengelye: $a=6376130$ méter; inverz lapultsága: $1/f=310$ (Bod, 1982).

A térképmű mai koordinátarendszerekhez illesztéséhez a fenti adatok azonban nem elegendők. Egy konkrét tereppont földrajzi (ellipszoidi) koordinátái ugyanis az ábrázoló térkép geodéziai alapjának (geodéziai dátumának, lásd pl. Homoródi, 1953; Biró, 2000) függvényei! A hazai térképészeti gyakorlatban az ebből származó koordinátaeltérés néhány szögmásodperc nagyságrendű, amit az alapfelületként választott ellipszoid méretparamétereinek különbsége és eltérő elhelyezése okoz. Az eltérő elhelyezés azt jelenti, hogy a különböző térképekhez (pl. EOVS, Gauss-Krüger, sztereografikus... és a második katonai felmérés is) használt *ellipszoidok geometriai középpontja nem esik egybe!*

Az eltérést a legegyszerűbb modell szerint a középpontok relatív helyzetének geocentrikus koordinátaival írhatjuk le (a továbbiakban dX , dY , dZ ⁵⁰). Az ellipszoidi koordinátákról geocentrikus koordinátákra történő áttérés egyenletei:

$$X = (N + h) \cos \Phi \cos \Lambda \quad (\text{IV})$$

$$Y = (N + h) \cos \Phi \sin \Lambda \quad (\text{V})$$

$$Z = [N(1 - e^2) + h] \sin \Phi \quad (\text{VI})$$

ahol $N(\Phi) = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \Phi}}$ a harántgörbületi sugár; a az ellipszoid fél nagytengelye, e az

excentricitása; Φ , Λ ill. h a pont földrajzi koordinátái és ellipszoidi magassága, X , Y és Z pedig a geocentrikus koordináták.

Más geodéziai dátumra történő áttérés során a (IV)-(VI) egyenletekből származó geocentrikus koordinátákhoz hozzá kell adni az ellipszoidok eltérő elhelyezésére jellemző különbségvektor megfelelő geocentrikus kompenesét.

Amennyiben az ellipszoidok különböző elhelyezését a fenti legegyszerűbb modell, tehát a sima eltolás segítségével írjuk le (Molodensky-Badekas-módszer; Molodenskiy *et al.*, 1960; Badekas, 1969; részletes magyar nyelvű leírását lásd Timár *et al.*, 2002), úgy a kiinduló és a céldátumon értelmezett földrajzi koordináták különbsége, illetve az ellipszoid-magasságok eltérése az ún. Molodensky-féle áthidaló formulák segítségével közvetlenül is megadható (DMA, 1990):

⁴⁹ Pl. 150 dpi szkennelési felbontás esetén 1 pixel kiterjedése mindkét irányban 4,8768 méternek felel meg.

⁵⁰ Szokásos értékeik modern ellipszoidok közötti átszámítás esetén nem haladják meg a néhány száz métert, az említett hibrid-ellipszoid és modern ellipszoidok között azonban kilométer felett is lehetnek.

$$\Delta\Phi'' = \frac{-dX \sin \Phi \cos \Lambda - dY \sin \Phi \sin \Lambda + dZ \cos \Phi + (a \cdot df + f \cdot da) \sin 2\Phi}{M \sin I''} \quad (\text{VII})$$

$$\Delta\Lambda'' = \frac{-dX \sin \Lambda + dY \cos \Lambda}{N \cos \Phi \sin I''} \quad (\text{VIII})$$

$$\Delta h = dX \cos \Phi \cos \Lambda + dY \cos \Phi \sin \Lambda + (a \cdot df + f \cdot da) \sin^2 \Phi - da \quad (\text{IX})$$

ahol $M(\Phi) = a \frac{1-e^2}{(1-e^2 \sin^2 \Phi)^{3/2}}$ a meridiángörbületi sugár; $\Delta\Phi''$ és $\Delta\Lambda''$ a kiinduló ill. a

céldátumon értelmezett szélesség- ill. hosszúságkülönbség szögmásodpercben, Δh a kiinduló és a céldátumon értelmezett ellipszoidi magasságok különbsége, f a kiinduló ellipszoid lapultsága, da és df a kiinduló és célellipszoidok félnagy tengely- ill. lapultság-eltérése. N és e leírását lásd a (VI) egyenlet után. Amennyiben magassági adatok nem állnak rendelkezésre, vagy azokkal nem kívánunk foglalkozni, a (VII) és (VIII) egyenlet önmagában is jól alkalmazható az eltérő dátumok hatásának kezelésére.

A dátumtranszformáció Molodensky-Badekas-féle paraméterei (az említett dX , dY , dZ eltolási komponensek) természetesen nem önmagában egy dátumra, hanem két dátum közötti transzformációra jellemzőek. A térinformatikai és GPS-gyakorlatban elterjedt kvázi-szabvány szerint viszont minden helyi dátum paramétereit a WGS84 geocentrikus elhelyezésű⁵¹ dátumhoz (DMA, 1986) képest értelmezett transzformációval kell megadni.

A második katonai felmérés geodéziai dátumának (a Buda-1821 dátumnak; 3.1. pont) a paramétereit több módon is megbecsülhetjük, azonban már most előre kell bocsátanom, hogy mivel a térkép vetülete sem egyezik pontosan a Cassini-vetülettel, és a térkép geodéziai alapjaként szolgáló háromszögelési hálózat szabatos kiegyenlítése sem történt meg, az adatok mindenképpen csak tájékoztató jellegűek.

Az első módszer szerint a háromszögelési hálózat középpontjának (a Gellérthegynek) a Varga (2002) által megadott korabeli $\Phi=47^\circ 29' 15.97''$; $\Lambda_0'=36^\circ 42' 51.57''$ (Ferrotól számítva), így (I) alkalmazásával $\Lambda_0=19^\circ 3' 5.55''$ (Greenwich-től számítva) koordinátáit⁵² és a pont WGS84 rendszerben számított geocentrikus koordinátáit ($X=4081708$; $Y=1409227$; $Z=4678717$) felhasználva, más adat híján feltételezve, hogy a "Gellérthegy ponton" a geoid-unduláció értéke a Buda-1821 dátumhoz képest zérus, a (IV)-(VI) egyenleteket a régi gellérthegyi koordinátákra alkalmazva:

⁵¹ A GPS-holdak pályaelemei által ennek az ellipszoidnak valóban a Föld tömegközéppontjában van a geometriai középpontja.

⁵² Homoródi (1953) részletesen leírja a Gellérthegy pont koordinátaiban fellelhető irodalmi ellentmondásokat. Megfontolandó az a megállapítása, hogy az itt megadott szélességérték elírás eredménye, és a helyes adat: $\Phi=47^\circ 29' 15.97''$. Az ehhez tartozó eltolási paraméterek: $dX \approx +1742$ m; $dY \approx +275$ m; $dZ \approx +590$ m.

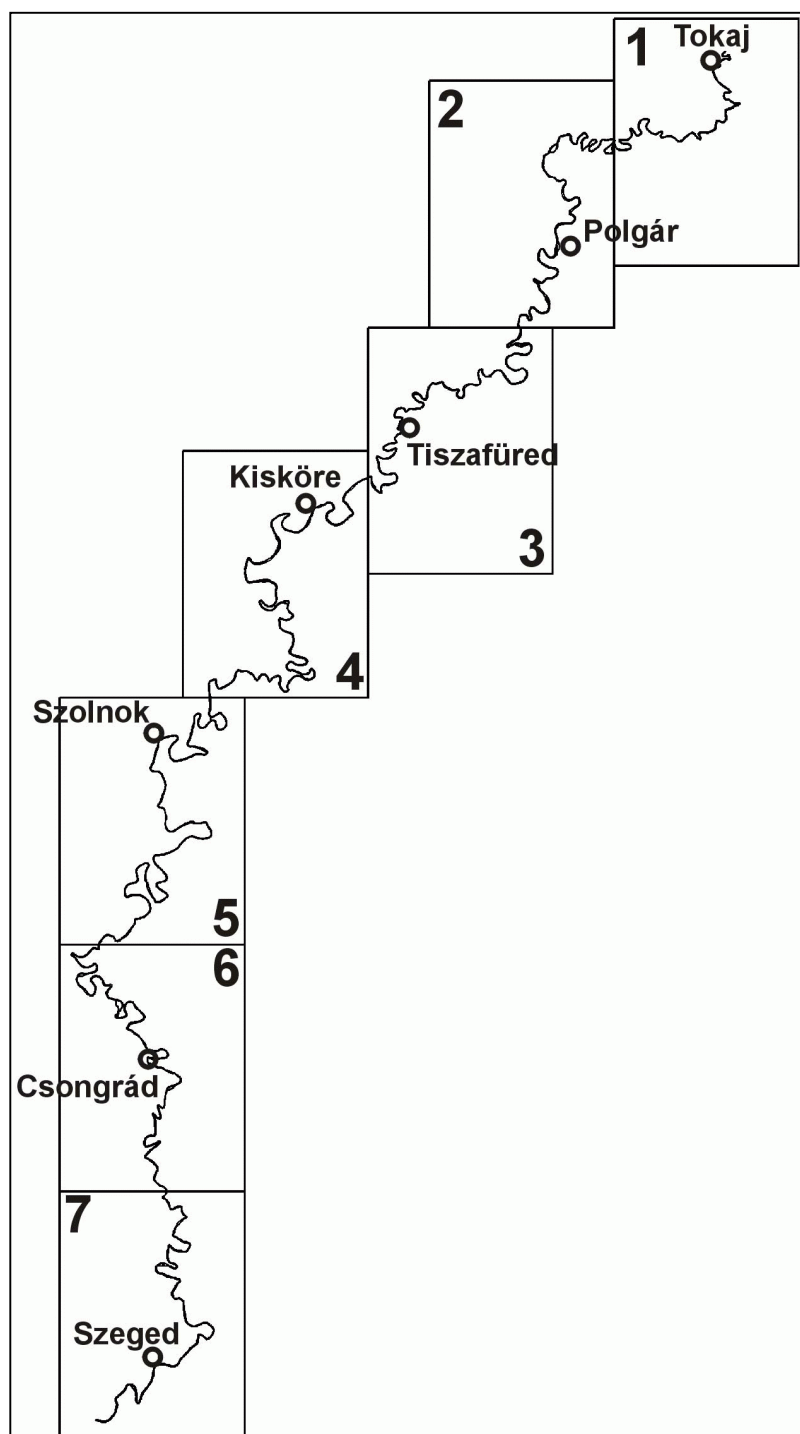
$$\begin{aligned} dX_{\text{Buda-1821}} &= X_{\text{WGS84,Gellérthegey}} - X_{\text{Buda-1821,Gellérthegey}} \approx +1764 \text{ m} \\ dY_{\text{Buda-1821}} &= Y_{\text{WGS84,Gellérthegey}} - Y_{\text{Buda-1821,Gellérthegey}} \approx +283 \text{ m} \\ dZ_{\text{Buda-1821}} &= Z_{\text{WGS84,Gellérthegey}} - Z_{\text{Buda-1821,Gellérthegey}} \approx +569 \text{ m} \end{aligned}$$

Az 52. lábjegyzet adatait is figyelembe véve mindhárom paraméter értéke kb. 25 méter hibával terhelt.

Egy másik, a gyakorlatban használható lehetőség, hogy az általunk vizsgált régióra, jelen esetben a Tisza-vidékre koncentrálva, a vizsgált területen összegyűjtünk minél több olyan pontot, amely a régi és a mai térképeken is azonosítható, és a pontazonosság biztos. A fenti eljárást követve egyenként kiszámíthatjuk ezen pontokra a transzformációs paraméterekre vonatkozó becsléseket, ezek átlagából pedig a régióra alkalmazható paraméterek kellő pontossággal becsülhetők.

A háromszögelési hálózat kiegyenlítetlensége azonban mindenképp bizonytalanságot visz a rendszerbe, és ezzel összemérhető hibát okoz az eredeti térkép vetületének a Cassini-vetülettől való eltérése (alföldi területeken a horizontális hiba maximális értéke mintegy 80 m, hegy- és dombvidékeken a 200 m-t is megközelíti!). Ezért a munka során a fenti vetületi és alapfelületi definíciókat használva beillesztettem a térképeket az EOVS rendszerbe, majd szelvényenként egy biztos illesztőpontot használva horizontális eltolással (a meridiánkonvergencia megtartásával, tehát elforgatás nélkül) helyesbítettem az illesztést. Az eredményt a II. Mellékleten mutatom be.

II. MELLÉKLET: A TISZA SZABÁLYOZÁS ELŐTTI MEDERVONALA A MÁSODIK KATONAI FELMÉRÉS SZELVÉNYEIN (TÉRKÉPSOROZAT)



A TÉRKÉPEK JELMAGYARÁZATA:

Fekete vonalak:

10 km-es EOV-koordinátaháló.

Piros négyszögek és kódok:

A második katonai felmérés felhasznált 1:28800 méretarányú részletes szelvényeinek határai és szelvény száma.

Sárga vonal:

A Tisza medervonala a második katonai felmérés térképein.

Kék vonal:

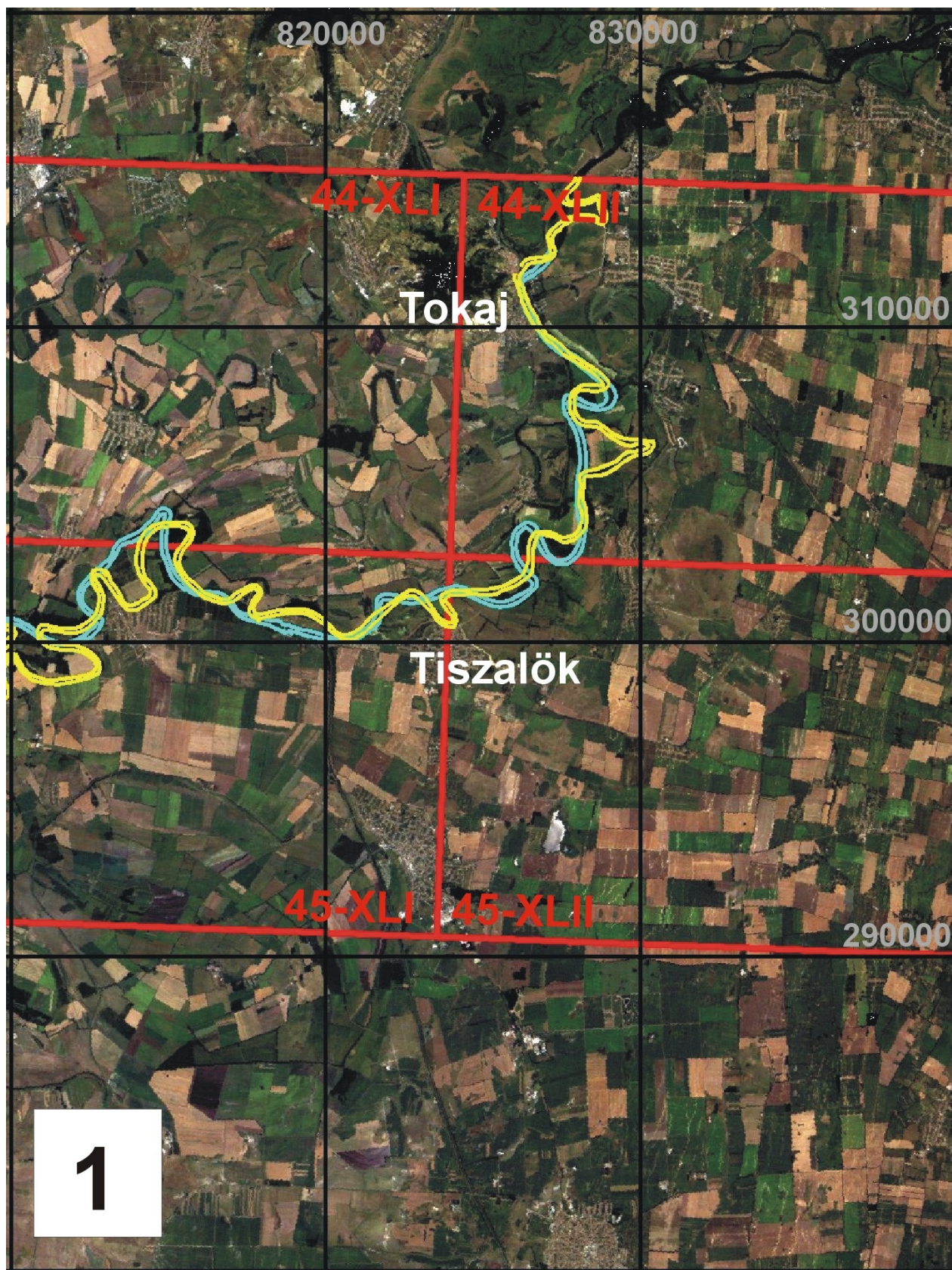
A Tisza mai medervonala.

Háttér:

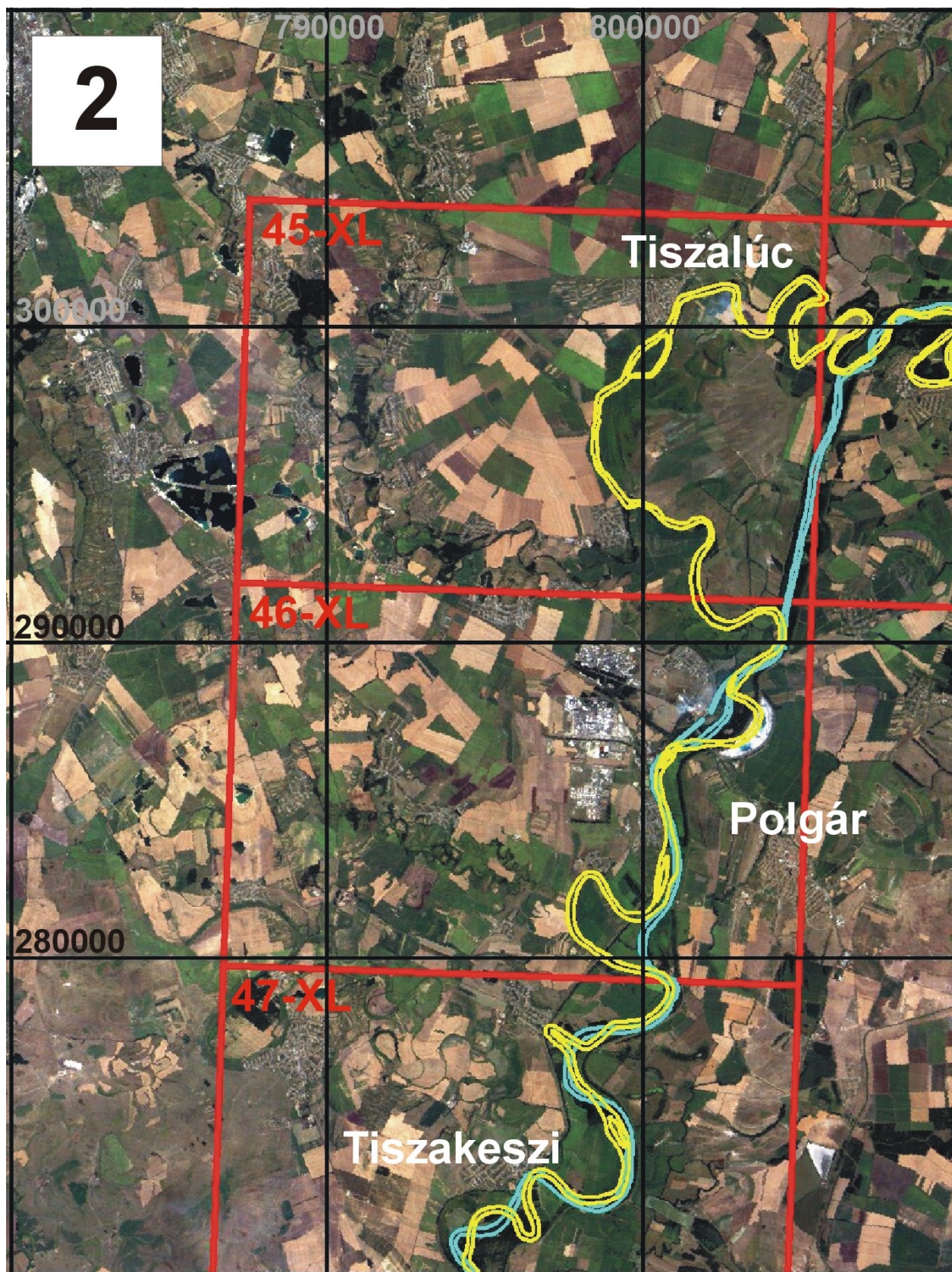
Landsat TM űrfelvételek (valódi színes kompozit, mozaikkép 1992. július 30-i és augusztus 6-i felvételekből).

Az ábrázolt terület kitejedése:

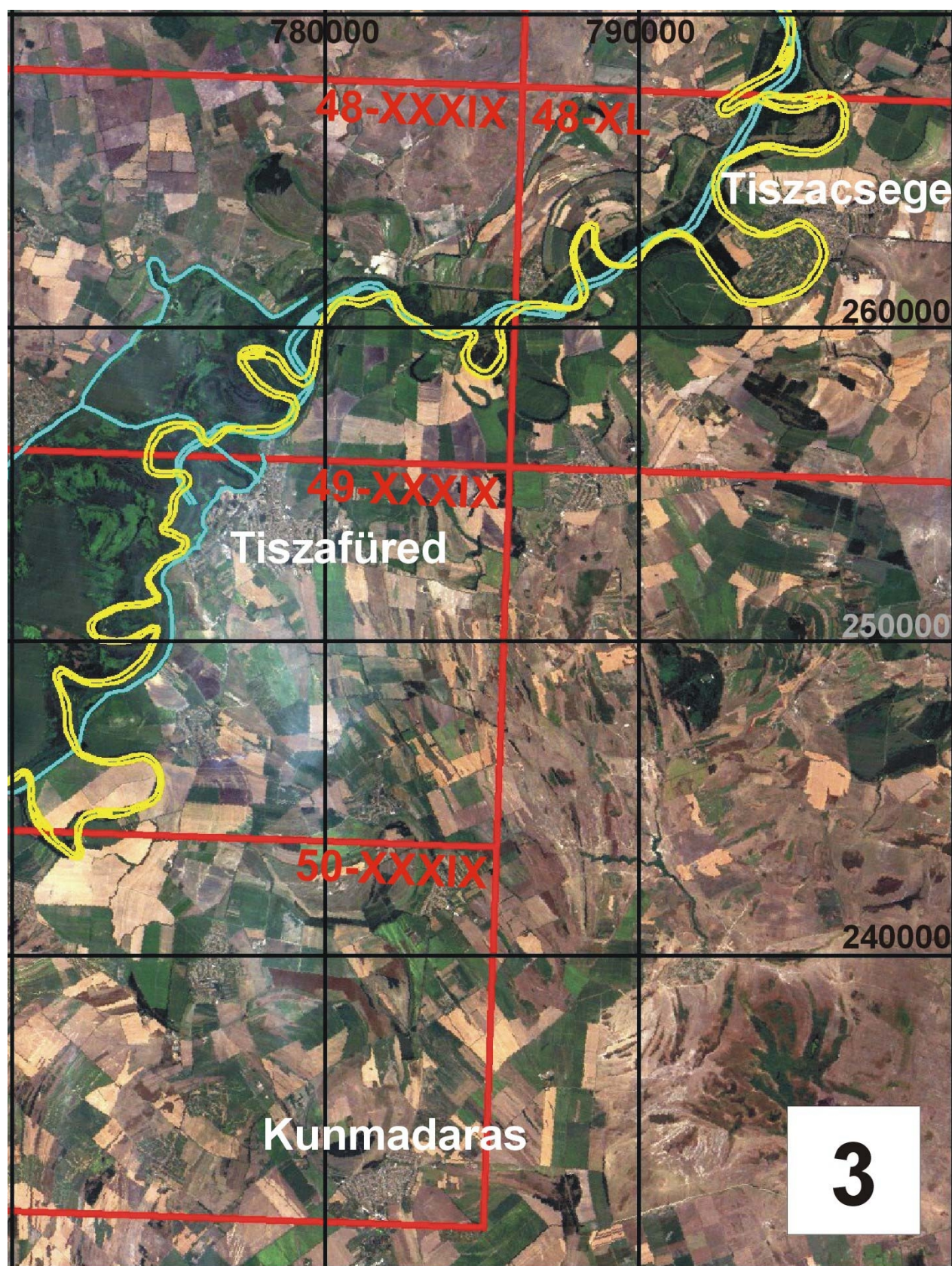
30*40 km, szelvényenként.



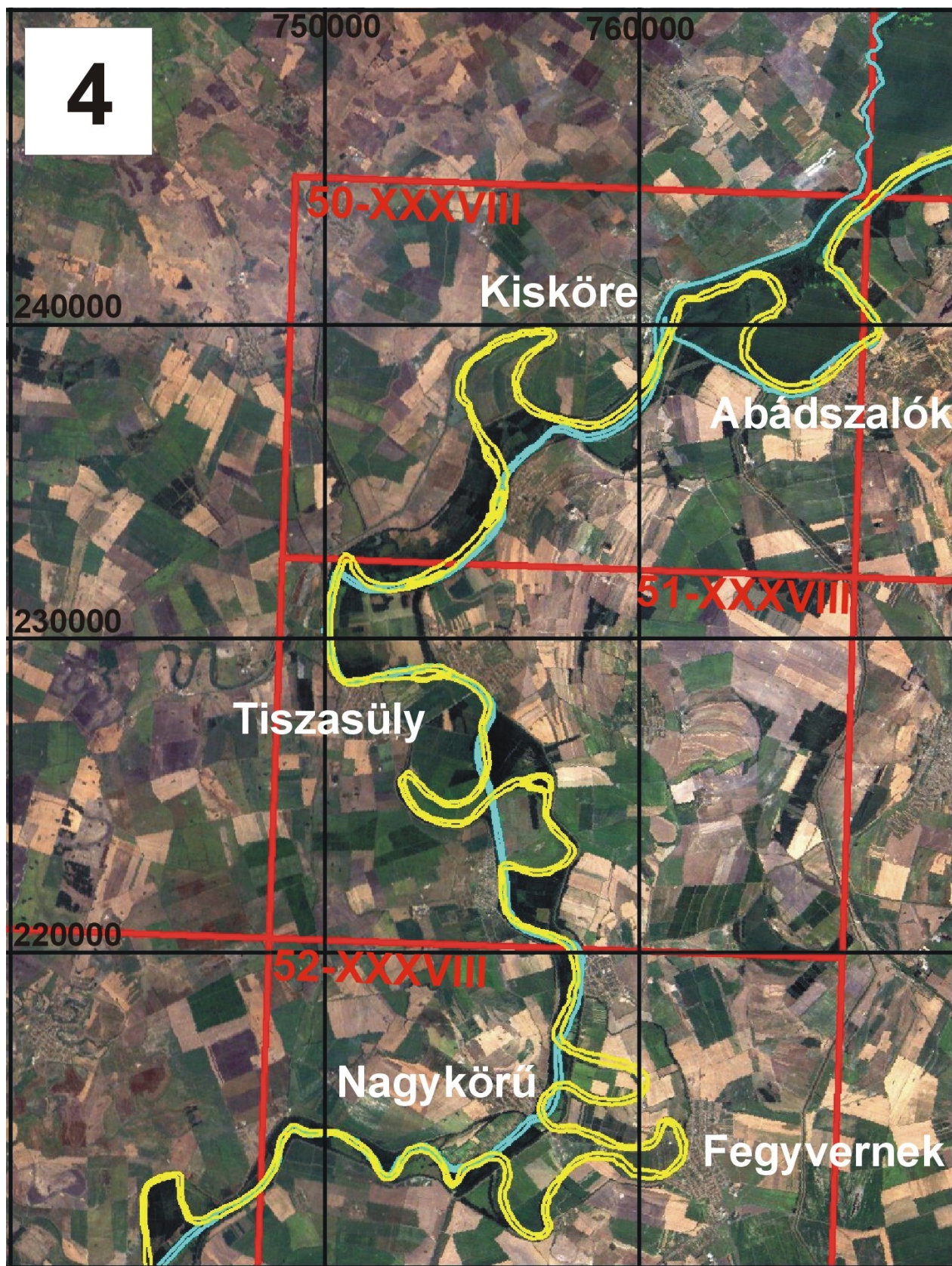
Méretarány: 1:180000



Méretarány: 1:180000



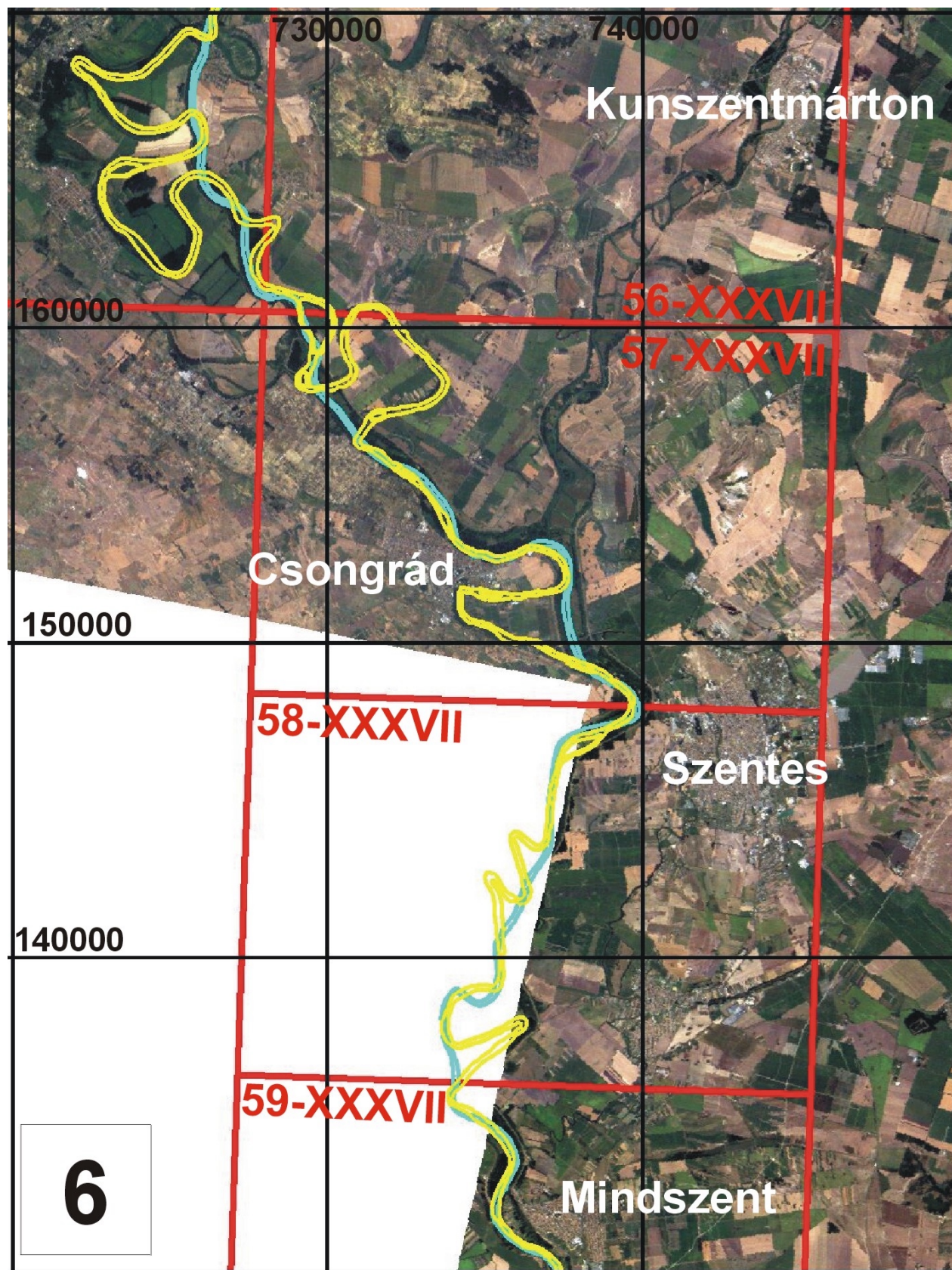
Méretarány: 1:180000



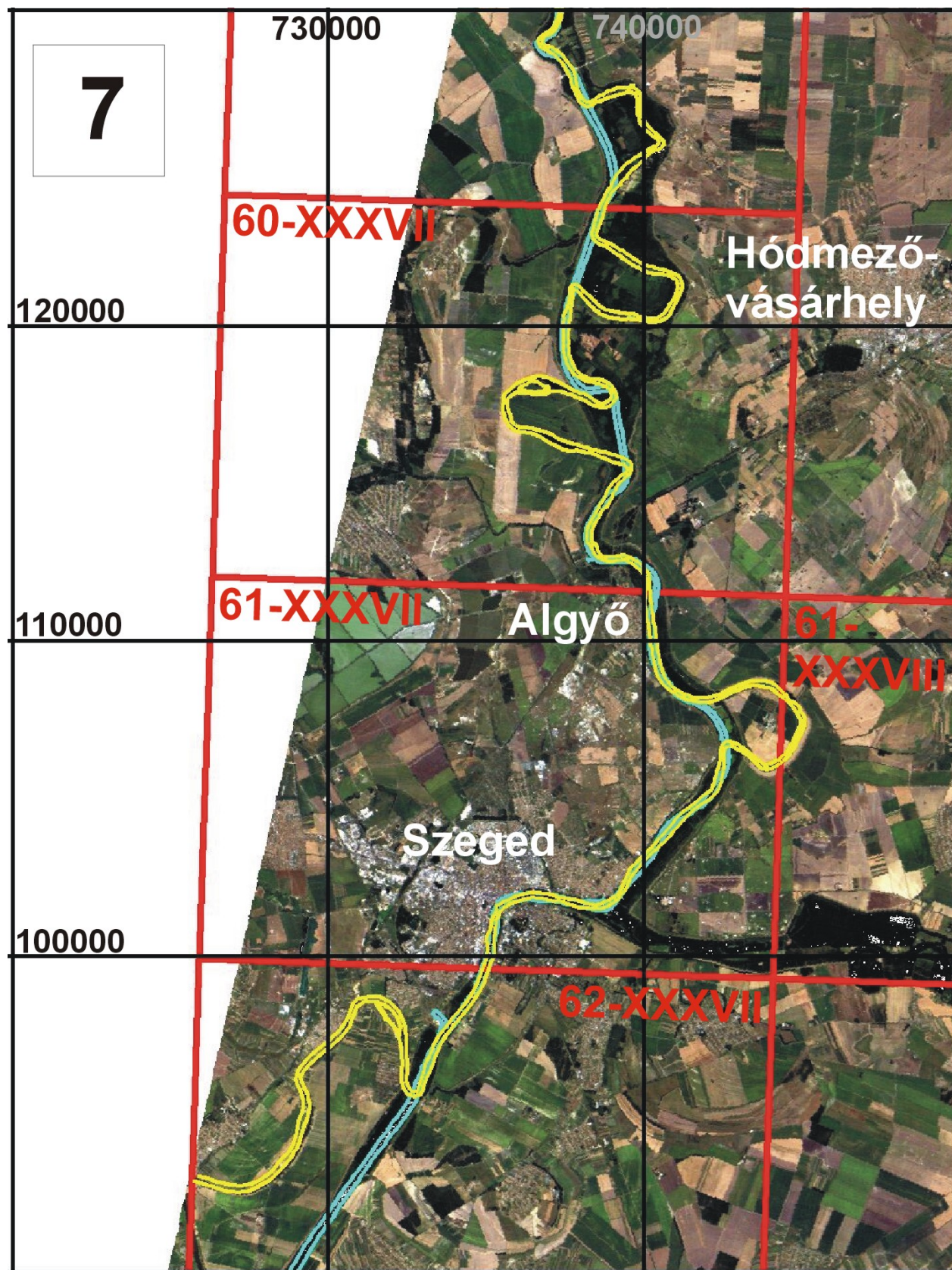
Méretarány: 1:180000



Méretarány: 1:180000



Méretarány: 1:180000



Méretarány: 1:180000

ÖSSZEFOGLALÁS

A dolgozat fő célkitűzése a Tisza szabályozás előtti mederalakja neotektonikai meghatározottságának elemzése. A téma megalapozásaként rövid bevezetést ad a folyódinamikába, a folyók alaktípusai és a kialakulásukat szabályozó környezeti paraméterek ismertetésével. Az alaktípusok közül kiemelten ismerteti a meanderező típus leírását, kialakulásának feltételeit, illetve a meanderezésnek, mint önszabályzó kritikus rendszernek a működését.

A Tisza vízgyűjtőjének kialakulását és természeti képét a Pannon-medence geodinamikai fejlődéstörténetén, a természetföldrajzi kép és az éghajlati-hidrológiai adottságok ismertetésén, az éghajlatváltozásoknak és az alföldi folyók medervándorlásainak bemutatásán keresztül írom le, majd áttekintem a Tisza hidrológiai jellemzőit, a folyó szabályozását, illetve az Alföld negyedidőszaki és jelenkori süllyedéstörténetét, és az időben és térben változó süllyedés okait.

A geológia és a folyóalak kapcsolatának elemzéséhez korabeli térképek segítségével rekonstruálom a Tisza eredeti, szabályozás előtti utolsó természetes mederállapotát. A rekonstrukció elvégzéséhez definiálom a Habsburg Birodalom második katonai felmérése részletes szelvényeinek vetületi és alapfelületi paramétereit, és a modern vetületi rendszerekben készült térképekhez történő automatikus és félautomatikus illesztés módszerét. A szabályozás előtti mederállapotot mellékletként közölt térképsorozaton mutatom be.

A morfometriai analízishez a Tisza szabályozás előtti kanyarfejlettségét használom, amelyet a vizsgált, Tokaj-Szeged közötti folyószakaszra jellemző, 50 km-es ablakmérettel számítottam ki. Részletesen elemzem a kanyarfejlettség-változásokat. A mellékfolyók már korábban ismert hatásán túl bemutatom a kanyarfejlettség és negyedidőszaki rétegek vastagsága mint süllyedés-indikátor közötti összefüggést. A vizsgált folyószakasz legmarkánsabb kanyarfejlettség-változását összefüggésbe hozom a Közép-Magyarországi deformációs zónával, bizonyítva a zóna neotektonikus aktivitását.

Vizsgálom a térben egyenlőtlen, és az indukált kompakció miatt az utóbbi évtizedekben felgyorsult felszínsüllyedés hatását az árvizek levonulására. Bemutatom a süllyedési anomáliák okozta hossz-szelvényi torzulás hatását Szolnok térségében, becslést adok az árvízi vízzállító kapacitásnak a folyamat következtében bekövetkező csökkenésére. A dolgozat végén felvázolok egy, az ismertetett hidrológiai és földtani folyamatok figyelembevételével hosszú távon fenntartható folyógazdálkodási rezsimit.

A felsorolt eredményeket (általában saját készítésű) nagyfelbontású digitális domborzati modellekkel illusztrálom, bemutatva egyben e modellek alkalmazhatóságát a geomorfológiai vizsgálatokban illetve az ár- és belvízvédelemben.

SUMMARY

THE EFFECTS OF GEOLOGICAL PROCESSES ON THE CHANNEL PLANFORM OF THE TISZA RIVER, THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

As a main goal, the neotectonic determination of the pre-regulation planform of the Tisza River has been analyzed. A short introduction to the river dynamics describes the river pattern types and their environmental controls. As the studied river is a meandering one, the description of the meandering pattern and its constraints are detailed along with the explaining the river meandering as a self-organizing criticality.

The geological and geographical description of the Tisza catchment contains the geodynamical settings, the physical geographic picture is shown followed by the depicting of the Quaternary climate changes and the lateral river shifts on the Great Hungarian Plain. A short review is given on the hydrological settings of the Tisza River, its regulation measures. From the Quaternary to the present subsidence history of the Great Hungarian Plain is shown and the causes of the temporally and spatially uneven subsidence are described.

The last natural, pre-regulation river course has been reconstructed using historical maps. For this reconstruction, the projection and geodetic datum parameters of the map sections of the 2nd military survey of the Habsburg Empire have been defined. A new automatic and semi-automatic method is described to fit those maps to the modern ones. The pre-regulation river course is shown in the Appendix as a map series.

For the river planform analysis the pre-regulation sinuosity has been used. It has been computed for the study section (between the cities of Tokaj and Szeged) with the characteristic window-size of 50 km. The sinuosity changes have been analyzed and the most significant one has been identified as a result of the neotectonic activity of the Mid-Hungarian Shear Zone.

The effect of the uneven and in the last decades quickening subsidence on the flood characteristics has been analyzed. The effect of the long-profile distortion due to the subsidence anomalies has been described in the Szolnok area. The resulted decrease of the flood-conducting capacity of the river has been estimated. At the end of the work a long-term sustainable river economic régime is depicted that is conform with the described hydrological and geological processes.

The results are illustrated by high resolution digital elevation models constructed mostly by myself, presenting the usage of these models in the geomorphic analyses and also in supporting the water control measures.